

УДК 552.3:551.73 (517.3)

ВОЗРАСТ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА И ПРОБЛЕМЫ ПОЛИХРОННОСТИ БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2013 г. Академик В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, Е. Б. Сальникова,
И. К. Козаков, А. Б. Котов, В. И. Лебедев, Г. Энжин

Поступило 17.04.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565213310186

Территория Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) насыщена проявлениями гранитоидного магматизма. Гранитообразование в основном было связано с процессами конвергенции Сибирского континента со структурами Палео-Азиатского океана, которые протекали, практически не прекращаясь, с позднего рифея до раннего мезозоя. Результатом этих событий стали разновозрастные складчатые области — ранне- и позднебайкальские, каледонские, герцинские, индосинийские и сопряженные с ними пояса надсубдукционного магматизма, в том числе гранитоидного.

Наряду с процессами конвергенции важную роль в гранитообразовании сыграли мантийные плюмы. Их воздействие на литосферу привело к образованию гигантских батолитов, представленных компактными скоплениями крупных гранитных plutонов [1]. Такие батолиты были сформированы в позднем кембрии—раннем ордовике (Алтае-Саянский), ранней перми (Ангара-Витимский), поздней перми—раннем триасе (Хангайский), позднем триасе—ранней юре (Хентейский). Индивидуальные размеры батолитов более 120–150 тыс. км². Их геологическое положение не зависит от структур фундамента, и, как правило, они охватывают территории нескольких террейнов, различающихся своей геологической, в частности, магматической историей. Поэтому в пределах батолитов нередко присутствуют гранитои-

ды, не связанные с ними ни временем, ни условиями образования. Тем не менее подобное совмещение разновозрастных гранитов в пределах общей территории стало основанием для возникновения представлений о полихронности батолитов и их исключительно длительном развитии [2]. Этот вопрос имеет принципиальное значение для расшифровки геодинамической истории ЦАСП и понимания природы гранитоидного магматизма. Один из путей его решения видится в выявлении различий в характере распространения магматических пород разных возрастных групп и разной геодинамической природы. Например, магматические породы зон конвергенции, как правило, имеют поясовое распространение, тогда как продукты плюмового магматизма отличаются компактным группированием над их источником.

Этот подход мы применили при рассмотрении проблемы полихронности гранитообразования в пределах Хангайского батолита. Геохронологические исследования, выполненные в последние десятилетия, установили достаточно широкий разброс значений возраста его гранитоидов 300–220 млн лет при преобладании датировок 269–242 млн лет [3–5] (рис. 1). Однако для решения заявленной проблемы этих данных было недостаточно, так как ряд ключевых массивов южной, центральной и юго-западной частей батолита не имел возрастной привязки. Поэтому в указанных участках батолита были выполнены геохронологические исследования гранитоидов Тацингольского, Эрдэнэцогтского, Эгиндабинского, Буянтгольского, Яругингольского массивов.

Тацингольский массив — крупнейший в юго-восточной части Хангайского батолита. Это типичный представитель гранодиорит-гранитовой формации, или хангайского интрузивного комплекса. Массив сложен роговообманково-биотитовыми, биотитовыми гранодиоритами, монцогранитами, гранитами. Их формирование происходило в две фазы внедрения. В составе первой фазы преобладают гранодиориты, но присутствуют кварцевые диориты, тоналиты. Породы второй фазы пред-

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

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

*Тувинский институт комплексного освоения
природных ресурсов*

*Сибирского отделения Российской Академии наук,
Кызыл, Республика Тыва*

*Институт геологии и минеральных ресурсов
Академии наук Монголии, Улан-Батор*

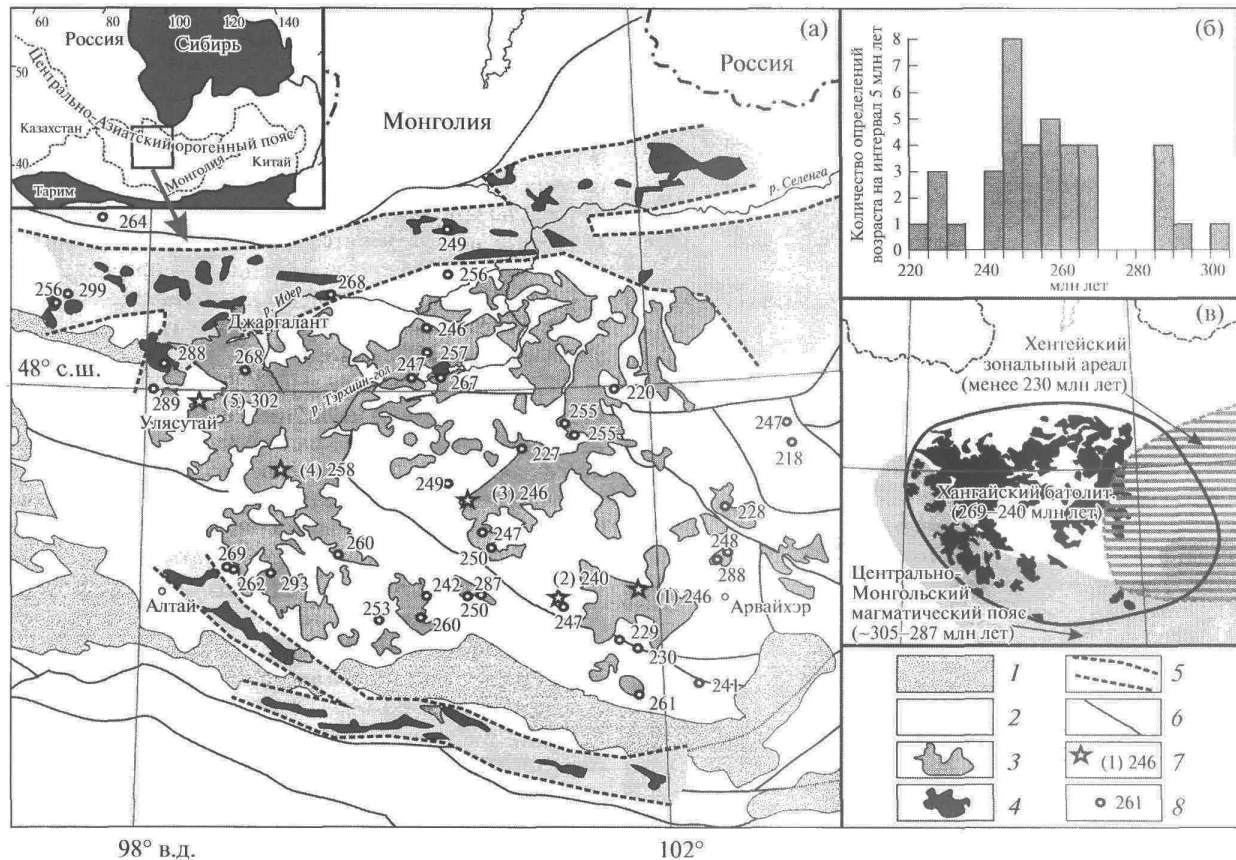


Рис. 1. Схема распространения позднепалеозойских–раннемезозойских гранитоидов Хангайского нагорья (а), гистограмма геохронологических данных гранитоидов (б), области распространения пород Центрально-Монгольского магматического пояса, Хангайского батолита и Хентейского зонального магматического ареала (в).

1 – мезозойско-кайнозойские впадины; 2 – область распространения допозднепалеозойских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса; 3 – позднепалеозойские–раннемезозойские гранитоиды; 4 – позднепалеозойские шельфовые гранитоиды и их вулканические аналоги; 5 – область распространения позднепалеозойских рифтогенных пород Северо-Монгольской и Гоби-Алтайской рифтовых зон; 6 – главные разрывные нарушения; 7 – точки отбора геохронологических проб и их возраст, млн лет: (1) – Тацзингольский массив, ХАН-09/46, (2) – Эрдэнэцогтский массив БХ-6/5, (3) – Эгиндабинский массив ХАН-06/1, (4) – Буянтгольский массив ХАН-09/41, (5) – Яругингольский массив ХАН-08/34; 8 – геохронологические данные о возрасте гранитоидов, млн лет, [3–5] и наши неопубликованные данные.

ставлены средне-крупнозернистыми монцогранитами, гранитами, как правило, с отчетливой порфировидной структурой. Для целей датирования взята проба ХАН-09/46 светло-серых биотитроговообманковых порфировидных гранитов из центральной части массива.

Другим представителем хангайского интрузивного комплекса южной части батолита является *Эрдэнэцогтский массив*, расположенный на левом борту р. Туин-Гол, ниже сомона Эрдэнэ-Цогт. Массив прорывает девон-нижекарбоновые терригенные породы Хангайского прогиба. Его периферия образована среднезернистыми биотитроговообманковыми гранодиоритами, а центральная часть – биотитовыми гранитами, из которых ото-

брана проба БХ-6/5 для геохронологических исследований.

Эгиндабинский массив – крупнейший в центральной части Хангая, на основе которого выделен петротип эгиндабинского интрузивного комплекса. В строении массива участвуют породы двух фаз. Ранняя представлена роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами, поздняя – светло-серыми мелкозернистыми биотитовыми гранитами (более 80% площади массива). Массив прорывает терригенные породы Хангайского прогиба, подвергая последние интенсивному ороговикованию. Для датирования массива опробованы светло-серые мелкозернистые граниты (проба ХАН-06/1) в районе перевала между реками Байдраг-Гол и Чулутын-Гол.

Буянтгольский массив характеризует центральные участки западной группы массивов Хангайского батолита. На карте [6] породы массива отнесены к гранит-гранодиоритовой формации. Они представлены светло-серыми биотит-амфиболовыми тоналитами, гранодиоритами, а также лейкогранитами и розовыми биотит-амфиболовыми кварцевыми монцонитами, из которых для геохронологических исследований взята проба ХАН-09/41 в среднем течении р. Буянт-Гол.

Яругингольский массив расположен в западной краевой части Хангайского батолита. Он прорывает кислую вулканическую толщу позднего палеозоя, породы которой подвержены сильному ороговикованию. В строении массива участвуют розовато-серые лейкократовые моношпатовые граниты с небольшим количеством биотита. Их структура от мелко-среднезернистой вблизи контактов массива до средне-крупнозернистой. По своему облику они близки к породам лейкогранитовой формации шараусгольского комплекса. Для определения возраста массива взята проба ХАН-08/34 средне-крупнозернистых розовато-серых моношпатовых биотитовых гранитов.

Геохронологические исследования выполнены U–Pb ID TIMS методом по циркону в соответствии с методикой [7]. Морфология всех изученных цирконов и их тонкая зональность в катодолюминесцентных изображениях (рис. 2) соответствуют их магматическому генезису, поэтому полученные значения возраста принимаются в качестве времени становления соответствующих массивов.

Для изотопных исследований акцессорного циркона из биотит-роговообманковых порфировидных гранитов Тацингольского массива (проба ХАН-09/46) были отобраны три микронавески (15–30 зерен) наиболее чистых кристаллов из размерных фракций 85–100 и крупнее 100 мкм; кристаллы характеризуются незначительной дискордантностью U–Pb-возрастом или конкордантностью (табл. 1, рис. 2а). Среднее значение возраста изученного циркона по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 253 ± 5 млн лет (СКВО = 1.18), а его конкордантный возраст — 246 ± 2 млн лет (СКВО = 0.62, вероятность = 0.43). Эти значения совпадают в пределах своих погрешностей, поэтому конкордантный возраст 246 ± 2 млн лет мы принимаем в качестве оценки времени становления Тацингольского массива.

U–Pb изотопные исследования акцессорного циркона из биотитовых гранитов Эрдэнэцогтского массива (БХ-6/5) были проведены для пяти микронавесок (5–33 зерна) наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов из размерных фракций 85–100, 50–100 и крупнее 100 мкм; кристаллы характеризуются незначительной возрастной дискордантностью или конкордантностью (табл. 1). Точки изотопного состава циркона № 4–6 распо-

ложены на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 242 ± 4 млн лет (нижнее пересечение = -821 ± 1200 , СКВО = 0.0005) и совпадает с величиной конкордантного возраста 240 ± 1 млн лет (СКВО = 2.5, вероятность = 0.11) (рис. 2б). Правее дискордии располагаются точки состава № 7, 8, что, скорее всего, связано с присутствием реликтов ядер, которые не всегда удается выявить в проходящем свете. Таким образом, конкордантный возраст 240 ± 1 млн лет мы принимаем в качестве оценки возраста кристаллизации биотитовых гранитов Эрдэнэцогтского массива.

Изотопные исследования акцессорного циркона из гранитов Эгиндабинского массива (проба ХАН-06/1) выполнены для кристаллов из размерной фракции 85–100 мкм, как необработанных, так и подвергнутых предварительной кислотной обработке. Как видно из табл. 1 и рис. 2в, циркон характеризуется незначительной прямой ($t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$) возрастной дискордантностью, а среднее значение его возраста, рассчитанное по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 246 ± 10 млн лет (СКВО = 2.7) и отвечает возрасту кристаллизации гранитов Эгиндабинского массива.

Геохронологические U–Pb исследования акцессорного циркона из пробы ХАН-09/41 кварцевых монцонитов Буянтгольского массива были проведены для двух микронавесок (8–35 зерен) наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов из размерных фракций 85–100 и крупнее 100 мкм. Этот циркон характеризуется конкордантным U/Pb-возрастом 258 ± 2 млн лет (СКВО = 0.86, вероятность = 0.34) или незначительно дискордантен (табл. 1, рис. 2г). Средняя величина возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) циркона этих микронавесок 265 ± 5 млн лет (СКВО = 0.15) и в пределах погрешности совпадает с величиной конкордантного возраста, поэтому значение 258 ± 2 млн лет мы принимаем в качестве оценки возраста становления Буянтгольского массива.

U–Pb изотопный анализ акцессорного циркона из пробы ХАН-08/34 моношпатовых гранитов Яругингольского массива был проведен для трех навесок наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов из размерных фракций 80–100 и крупнее 100 мкм, предварительно подвергнутых аэробразивной или кислотной обработке (табл. 1). Как видно на рис. 2д, точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 302 ± 8 млн лет (СКВО = 0.21, нижнее пересечение практически отвечает $0 - 12 \pm 130$ млн лет), который мы принимаем в качестве времени кристаллизации гранитов Яругингольского массива.

В соответствии с полученными результатами, Тацингольский, Эрдэнэцогтский, Эгиндабинский и Буянтгольский массивы близки по времени фор-

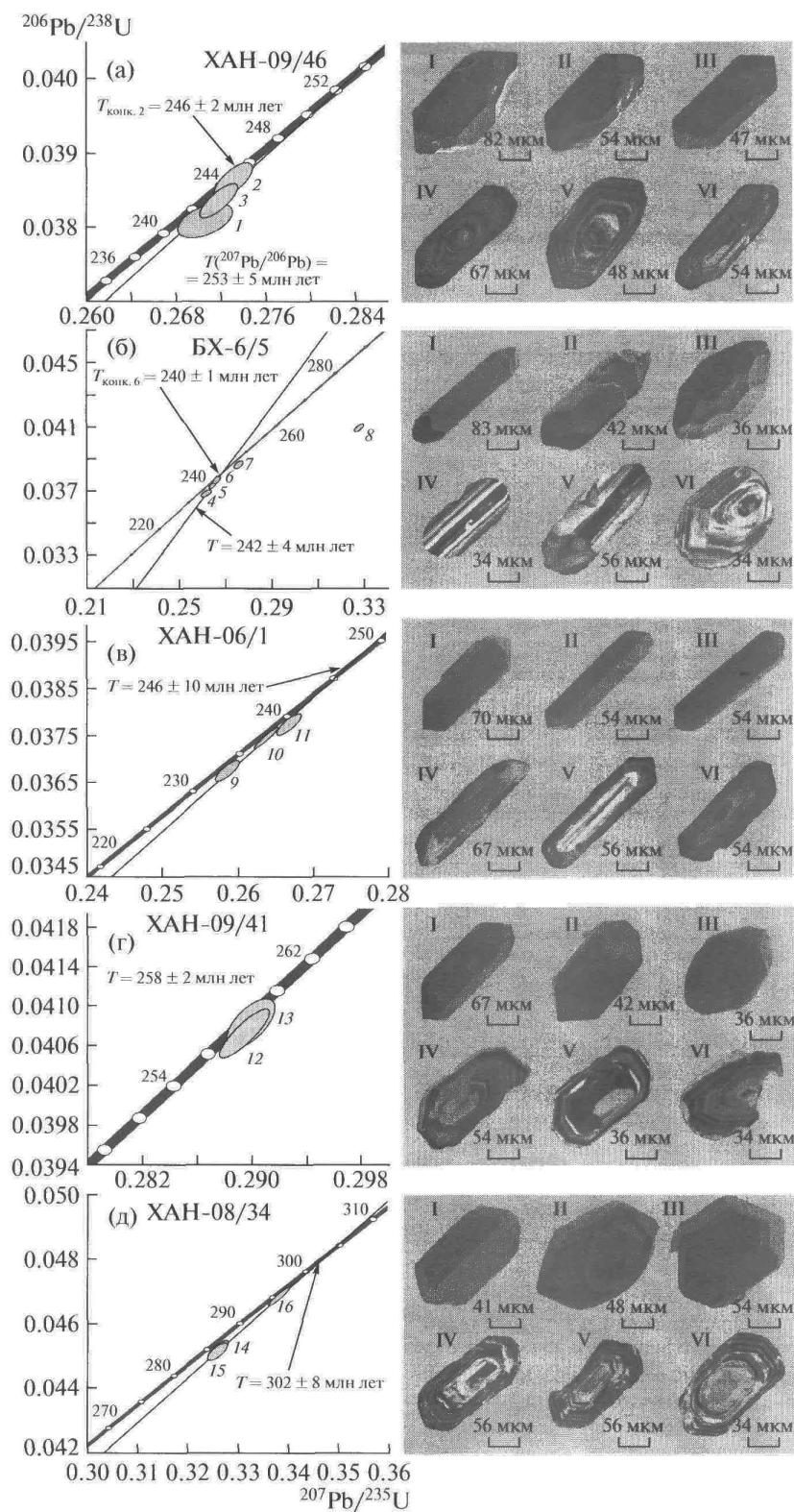


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов Хангайского нагорья и их микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 (I–III – в режиме вторичных электронов, IV–VI – в режиме катодolumинесценции). Номера у эллипсов ошибок измерения соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Хангайского батолита

№ п/п	Размер фракции (мкм) и характери- стика циркона	Навес- ка, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Биотит-роговообманковый порфировидный гранит Таингольского массива, ХАН-09/46 (46°19.414' с.ш., 101°45.451' в.д.)													
1	85—100, A = 10%, 15 зер.	—*	U/Pb = 24.0	510	0.0514 ± 3	0.1536 ± 1	0.2703 ± 19	0.0381 ± 1	0.5	243 ± 2	241 ± 1	261 ± 14	
2	>100, 20 зер.	—*	U/Pb = 24.7	1623	0.0512 ± 1	0.1311 ± 1	0.2727 ± 5	0.0387 ± 1	0.71	245 ± 1	244 ± 1	249 ± 3	
3	>100, 30 зер.	0.28	39.5	998	2699	0.0513 ± 1	0.1284 ± 1	0.2714 ± 4	0.0384 ± 1	0.79	244 ± 1	255 ± 2	
Биотитовый гранит Эрденэцогтского массива, БХ-6/5 (46°19.343' с.ш., 100°48.812' в.д.)													
4	85—100, 5 зер.	—*	U/Pb = 23.54	309	0.0515 ± 3	0.1052 ± 1	0.2620 ± 19	0.0369 ± 2	0.63	236 ± 2	234 ± 1	262 ± 13	
5	>100, 10 зер.	0.14	23.9	615	933	0.0513 ± 1	0.1009 ± 1	0.2647 ± 9	0.0374 ± 2	0.75	238 ± 1	254 ± 5	
6	85—100, 20 зер.	0.12	34.1	858	845	0.0512 ± 1	0.1052 ± 1	0.2663 ± 7	0.0377 ± 2	0.55	240 ± 1	249 ± 5	
7	85—100, 6 зер., A = 30%	0.09	14.9	361	519	0.0517 ± 2	0.1099 ± 1	0.2758 ± 15	0.0387 ± 2	0.56	247 ± 1	271 ± 10	
8	50—100, 33 зер.	0.16	53.9	919	1259	0.0579 ± 1	0.5564 ± 1	0.3274 ± 6	0.0410 ± 2	0.74	288 ± 1	526 ± 3	
Биотитовый гранит Эгиндабинского массива, ХАН-06/1 (47°11.420' с.ш., 99°50.100' в.д.)													
9	85—100, 20 зер.	—*	U/Pb = 27.09	4265	0.0511 ± 1	0.1028 ± 1	0.2588 ± 4	0.0368 ± 1	0.8	234 ± 1	233 ± 1	244 ± 2	
10	85—100, 70 зер., кисл. обр. = 3.0	—*	U/Pb = 25.05	18332	0.0511 ± 1	0.1799 ± 1	0.2639 ± 12	0.0375 ± 2	0.96	238 ± 1	237 ± 1	245 ± 3	
11	85—100, 80 зер., кисл. обр. = 3.5	—*	U/Pb = 24.96	10354	0.0513 ± 1	0.1816 ± 1	0.2669 ± 4	0.0378 ± 1	0.82	240 ± 1	239 ± 1	253 ± 2	
Кварцевый монзонит Буянтгольского массива, ХАН-09/41 (47°21.526' с.ш., 97°40.918' в.д.)													
12	85—100, 8 зер.	0.09	19	374	1209	0.0515 ± 1	0.3652 ± 1	0.2894 ± 15	0.0407 ± 2	0.86	258 ± 1	265 ± 6	
13	>100, 35 зер.	0.68	19.7	416	2285	0.0515 ± 1	0.2720 ± 1	0.2899 ± 6	0.0408 ± 1	0.64	258 ± 1	263 ± 4	
Биотитовый гранит Ярунгингольского массива, ХАН-08/34 (47°54.958' с.ш., 96°39.268' в.д.)													
14	80—100, A = 40%, 50 зер.	0.49	26.9	518	2471	0.0523 ± 1	0.2590 ± 1	0.3263 ± 5	0.0452 ± 1	0.79	287 ± 1	300 ± 2	
15	>100, A = 20%, 40 зер.	0.51	31.2	597	1790	0.0234 ± 1	0.2590 ± 1	0.3261 ± 6	0.0451 ± 1	0.73	287 ± 1	303 ± 3	
16	>100, кисл. обр. = 2	—*	U/Pb = 23.84	8472	0.0524 ± 1	0.2249 ± 1	0.3384 ± 4	0.0467 ± 1	0.94	296 ± 1	295 ± 1	302 ± 1	

Примечание. * — навеска циркона не определялась, ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибки $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Кисл. обр. = 2.0 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы) [8]; A = 20% — количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона [9]; 10 зер. — количество зерен циркона в микронавеске. Величины ошибок (2σ) определения изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Холостое загрязнение <20 пг Pb и <1 пг U.

мирования и возникли в интервале 258–240 млн лет. Возраст Яругингольского массива существенно отличается (302 млн лет) и подтверждает ранее полученные выводы [3–5] о присутствии в пределах батолита гранитов более древних, чем преобладающая часть его массивов.

С учетом опубликованных [3–5] новые данные позволяют рассмотреть закономерности распределения пород с разными возрастными характеристиками в пределах Хангайского батолита и его ближайшего окружения (рис. 1). На рис. 1б имеющиеся возрастные данные обобщены также в виде гистограммы, построенной из расчета количества датировок, приходящихся на интервал 5 млн лет. В соответствии с гистограммой, выделяются три группы значений возрастов: 302–287, 269–240 и менее 230 млн лет. Образование этих групп гранитов во времени разделено амагматичными интервалами продолжительностью 15 и 10 млн лет.

Граниты возрастной группы 302–287 млн лет прослеживаются полосой вдоль южного и западного краев батолита. В целом это небольшие массивы ($n \cdot 100 \text{ км}^2$). На западе им отвечают граниты повышенной щелочности и щелочные граниты. В южной части батолита они представлены гранодиоритами и монцогранитами, близкими к породам хангайского комплекса. Пространственно массивы этой группы совмещены с вулканическими полями раннепермского Центрально-Монгольского вулканического пояса [10] (рис. 1в), что позволяет связать их с образованием последнего.

Гранитоиды с возрастом менее 230 млн лет сосредоточены в восточной части батолита (рис. 1), где с ним сопряжены разновозрастные поля вулканических пород (228–206 млн лет, наши неопубликованные данные). Магматические комплексы этой группы выделяются повышенной щелочностью. Гранитоиды представлены сиенитами, граносиенитами, щелочными гранитами. Среди вулканитов распространены субщелочные базальты, трахиты, трахидациты, трахириолиты, комендиты. Вулканические толщи залегают с разрывом на гранитоидах Хангайского батолита. Такие соотношения свидетельствуют не только о разрыве во времени между процессами образования вулканитов и пород батолита, но и о структурной перестройке, приведшей к глубокой его денудации. Позднетриасовую вспышку магматизма связывают с образованием раннемезозойского (T_3 – J_1) Хентейского зонального магматического ареала, периферическая часть которого наложилась на край Хангайского батолита (рис. 1в).

Большинство гранитов в пределах Хангайского батолита характеризуется значениями возраста 269–240 млн лет. Датировки этого интервала сосредоточены по всей площади батолита (рис. 1), поэтому полученный возрастной диапазон характеризует длительность его формирования. Близкая про-

должительность была установлена также для Ангаро-Витимского и Хентейского батолитов [11]. Следует напомнить, что, согласно с геофизическими данными [12], эти батолиты в глубинных сечениях выделяются в виде плитообразных тел мощностью до 15 км, что позволяет оценить объем каждого из них более 0.5 млн км^3 . Можно предположить, что время, которое необходимо для остывания подобных гигантских объемов магм в глубинах Земли, оценивается десятками миллионов лет.

Строение Хангайского батолита определяют гранитоиды хангайского и шараусгольского комплексов, охватывающие широкий диапазон составов пород от тоналитов и гранодиоритов до граносиенитов и лейкогранитов. В соответствии с геологическими данными считается, что породы хангайского комплекса являются более ранними [5]. В то же время результаты геохронологических исследований показывают, что в целом по батолиту породы обоих комплексов формировались в одном достаточно широком возрастном диапазоне [3, 4]. Подобная картина была установлена для разных по составу комплексов Ангаро-Витимского батолита. Полученные оценки возраста пород того или иного комплекса заметно изменяются по площади [11]. При этом диапазон возрастных оценок существенно перекрывается с возрастом пород других комплексов. На наш взгляд, подобная картина прежде всего отражает длительную термическую историю батолитов, на протяжении которой порции расплавов неоднократно поступали из области магмогенерации в более верхние горизонты коры, образуя массивы близкого состава.

В пределах площади, занятой Хангайским батолитом, выделяются три возрастные группы гранитоидов: 302–287, 269–240 и менее 230 млн лет. Ранняя группа гранитоидов тяготеет к зоне распространения полей вулканитов раннепермского Центрально-Монгольского вулканического пояса (рис. 1в) и близка к ним по времени формирования, что позволяет связать их с образованием вулcano-плутонических комплексов.

Собственно Хангайский батолит возник в интервале 269–240 млн лет. Он включает широкий набор пород, среди которых преобладают гранитоиды хангайского и шараусгольского комплексов. Форма батолита изометричная, не контролируемая структурами фундамента, в обрамлении его развиты зоны рифтогенного магматизма. Поэтому мы связываем его образование с тепловым воздействием мантийного плюма на литосферу, приведшим к масштабному анатексису коры [1]. Свидетельством прямого участия плюмовых источников в образовании батолита служат щелочные граниты и синплутонические интрузии базитов, участвующие в строении батолита и являющиеся разновозрастными с главными интрузивными комплексами гранитов [1, 4].

Поздняя группа гранитоидов (менее 230 млн лет) отвечает магматическим событиям, связанным с формированием раннемезозойского Хентейского зонального магматического ареала, периферическая рифтогенная часть которого частично совместилась с областью развития гранитоидов Хангайского батолита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11–05–00264, 13–05–00082, 13–05–00101, 13–05–92201–Монг_а, 12–05–33096–мол_а_вед), грантов Президента РФ (МК–1476.2012.5, НШ–2899.2012.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
2. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–62.
3. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К. и др. // ДАН. 2008. Т. 423. № 1. С. 92–98.
4. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова и др. // ДАН. 2013. Т. 452. № 5. С. 543–547.
5. Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С. и др. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 706–719.
6. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. 1 : 1500000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГК СССР, 1989.
7. Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б. // ДАН. 2012. Т. 444. № 3. С. 283–288.
8. Mattinson J.M. // Contribs. Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
9. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
10. Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhenisev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. L.; N.Y.: Routledge: Taylor and Francis Group, 2001. 288 p.
11. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., и др. // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.
12. Турутанов Е.Х., Гребенищикова В.И., Оглоблин Р.В. В кн.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. В. 5. Т. 2. С. 133–135.