

Rb-Sr ВОЗРАСТ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ХОРИНСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ПОЯСА

В.Ф. Посохов, М.Г. Шадаев, Б.А. Литвиновский*, А.Н. Занвилевич*, В.Б. Хубанов

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

** Университет им. Бен-Гуриона, Беер-Шева, Израиль*

Хоринская вулканоплутоническая структура располагается в центральной части Монголо-Забайкальского щелочно-гранитного пояса (МЗП), протягивающегося более чем на 2,5 тыс. км через Северную Монголию и Забайкалье. Формирование МЗП происходило в два этапа: 280—270 и 230—210 млн лет назад. Хоринская структура занимает около 3 тыс. км². На современном уровне эрозионного среза в ее строении абсолютно преобладают сиениты и граниты. Вулканические комагматы (бимодальная трахибазальт-риолитовая толща) сохранились в незначительном количестве. Вулканической стадии предшествовало формирование дайкового пояса, также бимодального. Образование гранитоидных массивов происходило в результате последовательного внедрения щелочно-полевошпатовых, щелочных и сиеногранитных магм. Изотопное Rb-Sr датирование показало, что Хоринская структура приурочена по времени к раннему этапу формирования МЗП и несмотря на многостадийность образована в течение короткого (порядка нескольких миллионов лет) промежутка времени (~280 ± 5 млн лет назад). Rb-Sr датировки гранитоидов высокой щелочности хорошо согласуются с опубликованными результатами U-Pb датирования цирконов из этих пород. Начальные изотопные отношения стронция в щелочных и щелочно-полевошпатовых гранитоидах составляют 0,7073, а в сиеногранитах — 0,7033, что говорит о наличии различных источников для кислых магм разного состава.

Щелочные граниты, Rb-Sr даты, Забайкалье.

Rb-Sr AGE AND SEQUENCE OF FORMATION OF GRANITOIDS OF THE KHORINKA VOLCANOPLUTONIC STRUCTURE IN THE MONGOLO-TRANSBAIKALIAN BELT

V.F. Posokhov, M.G. Shadaev, B.A. Litvinovsky, A.N. Zanzvilevich, and V.B. Khubanov

The Khorinka volcanoplutonic structure lies in the central part of the Mongolo-Transbaikalian alkali-granite belt (MTB) extending for more than 2500 km through Northern Mongolia and Transbaikalia. The MTB formed in two stages: 280–270 and 230–210 Ma. The Khorinka structure is ca. 3000 km² in area. Syenites and granites prevail at the modern denudation level of its rocks. Only a minor part of volcanic comagmates (bimodal trachybasalt-rhyolite series) has been preserved in this structure. The volcanic stage was preceded by the formation of a bimodal dike belt. Granitoid massifs resulted from the subsequent intrusion of alkali-feldspathic, alkaline, and syenogranitic magmas. Rb-Sr isotope dating has shown that the Khorinka structure was produced at the early stage of the MTB formation (~280 .. 5 Ma). The Rb-Sr dates for alkali granitoids agree with the literature U-Pb zircon ages of these rocks. The (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ value is 0.7073 in alkali and feldspathic granitoids and 0.7033 in syenogranites, which points to different sources of their parental acid magmas.

Alkali granites, Rb-Sr dates, Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Забайкальский щелочно-гранитоидный пояс (МЗП) протягивается через Северную Монголию и Забайкалье на более чем 2,5 тыс. км и включает в себя свыше 350 отдельных массивов (см. рис. 1, врезка), наиболее крупные из которых имеют размеры 1—1,5 тыс. км² [1—3]. В течение долгого времени считалось, что МЗП был сформирован в конце перми—начале триаса [1, 4]. В последние годы появились данные о том, что его образование происходило в течение двух дискретных этапов: 280—270 и 230—210 млн лет назад, т. е. в начале перми и в середине—конце триаса [5—7]. Раннепермский этап приурочен во времени к посторогенной стадии [4, 8], триасовый — связан с формированием крупной внутриконтинентальной рифтовой зоны [7]. Выделение двух этапов формирования МЗП основано пока на ограниченном числе определений — до последнего времени на территории Забайкалья изотопные датировки были получены только в шести массивах.

В предлагаемой статье приводятся новые изотопные данные о раннепермском времени формирования щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитоидов Хоринской вулканоплутонической структуры, одной из самых крупных в МЗП. Полученные Rb-Sr датировки сопоставляются с результатами U-Pb датирования по цирконам, отобранными авторами из пород этой структуры и проанализированным в Лейстерском университете (Великобритания) [9].

© В.Ф. Посохов, М.Г. Шадаев, Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич, В.Б. Хубанов, 2005

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХОРИНСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Хоринская структура расположена в центральной части МЗП, в 150 км к востоку от г. Улан-Удэ, в бассейне р. Она (рис. 1). Первые данные о строении структуры получены при среднемасштабном геологическом картировании отдельных ее частей, осуществлявшемся под руководством И.М. Широбокова, Н.А. Фишева, Е.М. Багадаева. Авторы статьи обобщили имеющиеся геологические данные, подробно изучили ключевые участки, собрали представительный материал о минеральном и химическом составе главных разновидностей пород и на этой основе составили схему геологического строения Хоринской вулканоплутонической структуры (см. рис. 1) площадью около 3 тыс. км² (поскольку восточная граница из-за слабой обнаженности четко не установлена, то размеры могут оказаться более значительными). На современном уровне эрозионного среза вскрываются в основном плутонические породы. Они слагают сиенит-гранитные массивы, из которых наиболее крупные — Хоринский (900 км²) и Среднеонинский (более 600 км²) (см. рис. 1, массивы 1 и 2). Крупные и ряд мелких массивов тесно сближены в пространстве, почти сливаясь друг с другом. Не исключено, что все они являются выступами единого батолитопо-

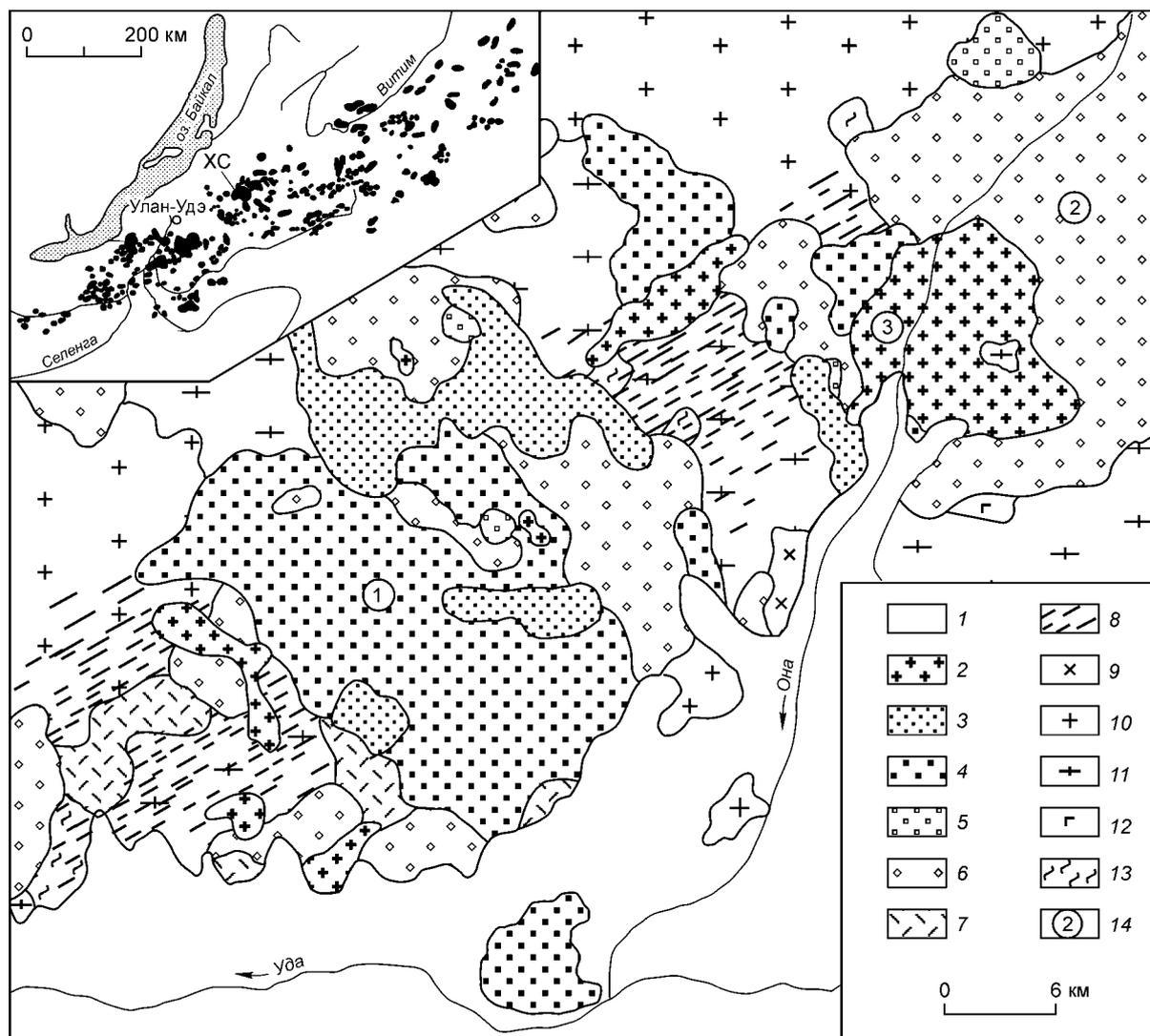


Рис. 1. Схема геологического строения Хоринской вулканоплутонической структуры (составлена авторами с использованием данных М.И. Широбокова, Н.А. Фишева, Е.М. Багадаева).

На врезке — главные гранитоидные плутоны центральной части Монголо-Забайкальского пояса; ХС — Хоринская вулканоплутоническая структура.

1 — современные аллювиальные отложения; 2—7 — породы Хоринской структуры: 2 — сиенограниты, щелочные граниты; 3 — среднезернистые, 4 — крупнозернистые, щелочно-полевошпатовые; 5 — граниты, 6 — сиениты, 7 — трахибазальты и риолиты бимодальной вулканической серии; 8 — трахидолериты, трахиты и микрограниты дайкового пояса; 9—13 — вмещающие породы палеозойского возраста: 9 — сиениты, 10 — граниты, 11 — кварцевые монцитониты, 12 — габбро, 13 — вулканические и осадочные породы, 14 — массивы: 1 — Хоринский, 2 — Среднеонинский, 3 — Большекульский.

добного тела. Вулканические комагматы, представленные бимодальной трахибазальт-риолитовой толщей, сохранились лишь в юго-западной части. Вмещающими породами являются в основном позднекарбоновые граниты зазинского интрузивного комплекса и более ранние кварцевые монциты баргузинского. Гранитоиды Хоринской структуры интродуцируют также региональный дайковый пояс, протягивающийся с СВ на ЮЗ более чем на 150 км при ширине около 15—20 км. Дайки этого пояса сложены трахидолеритами, трахитами, микрогранитами.

Формирование гранитоидных массивов происходило в три стадии, каждая из которых имела несколько интрузивных фаз. Наиболее ранняя (первая) стадия — это внедрение сиенитовых магм, образовавших значительные по размерам тела крупнозернистых щелочно-полевошпатовых сиенитов, которые интродуцированы мелкими штоками и жилами среднезернистых сиенитов. Эта стадия завершилась формированием небольших (не более 20 км²) плутонов щелочно-полевошпатовых гранитов.

Вторая, щелочная стадия сопоставима по масштабам с предыдущей. В это время были сформированы большие объемы щелочных гранитов: ранних крупнозернистых и более поздних среднезернистых. Щелочные граниты слагают большую часть Хоринского массива. По всей вероятности, к данному этапу относятся и щелочные кварцевые сиениты, обнаруженные в двух небольших обнажениях размером в несколько десятков метров.

На третьей стадии в разных частях Хоринской структуры образовались плутоны сиеногранитов. Самый крупный из них, Большекульский, площадью около 100 км² располагается в юго-западной части Среднеонинского массива (см. рис. 1, массив 3). Устанавливаются две главные фазы внедрения кислых магм, обусловившие формирование ранних крупнозернистых, а затем средне- и мелкозернистых сиеногранитов.

Щелочно-полевошпатовые сиениты сложены на 80—90 % пертитовым полевым шпатом и практически не содержат плагиоклаза. Фемические минералы (биотит и обыкновенная роговая обманка) слагают 5—7 % объема породы. Количество кварца варьирует от 4—5 в крупнозернистых до 10—11 % в некоторых разновидностях среднезернистых сиенитов. В щелочно-полевошпатовых гранитах количество кварца составляет 30—35 %, из фемических минералов присутствует только биотит, его количество редко превышает 2 %. Щелочные породы второй стадии отличаются от более ранних щелочно-полевошпатовых главным образом составом фемических минералов. Последние представлены рибекитом (~3—5 %), местами с эгирином. Содержание кварца в сиенитах составляет 4—6 %; в гранитах — 25—39 %, но местами породы поздних фаз обеднены кварцем (до 15 %). Сиенограниты третьей стадии двуполевошпатовые. Они сложены калинатровым полевым шпатом (55—58 %), кварцем (30—40 %) и кислым олигоклазом (10—15 %); доля биотита не превышает 1—2 %.

Важной особенностью гранитоидов является присутствие в них на отдельных участках мафических включений размером от 5—10 см до 2—3 м. Включения встречаются в щелочно-полевошпатовых сиенитах и в щелочных гранитах на севере Хоринского массива, а также в сиеногранитах в южной части Большекульского плутона. Они распределены неравномерно, но местами слагают до 30—40 % объема. Для них характерны округлая или пиллоуподобная форма, а также извилистые, фестончатые, зубчатые контуры. В более крупных включениях отмечается отчетливое уменьшение размеров зерен от центра к контакту с вмещающими гранитоидами. Описанные особенности мафических включений обычно трактуются как свидетельства механического смешения (минглинга) гранитоидных и более горячих базитовых магм [10—14].

РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для Rb-Sr изотопного датирования отобраны 21 проба представительных плутонических и дайковых пород и одна проба биотита из трахитов (табл. 1). Изотопный анализ проводился в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре МИ-1201 „Т“ и в Центре коллективного пользования (г. Иркутск) на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Изотопный состав Sr и его концентрация устанавливались методом двойного изотопного разбавления, а содержание рубидия — простым изотопным разбавлением. Для контроля измерения изотопного состава Sr использовались стандарты ВНИИМ и NBS-987, по которым получены $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70796 \pm 0,00009$ и $0,71028 \pm 0,00002$ соответственно во время проведения данной работы. Погрешности определения отношений с учетом параллельных измерений для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ при 95-процентном доверительном интервале составляли в среднем 0,05 и 1 % соответственно. Расчет параметров изохрон был выполнен полиномиальным методом по программе ISOPLOT [15].

Результаты Rb-Sr изотопного анализа приведены в табл. 2, а на рис. 2 показаны изохроны для плутонических пород разных стадий образования вулканоплутонической структуры и для трахитов дайкового пояса. В таблице даны также результаты U-Pb анализа цирконов, отобранных авторами из щелочных и щелочно-полевошпатовых гранитоидов [9].

Оценки возраста пород разных стадий, полученные на основе Rb-Sr датирования, практически не различаются в пределах ошибки анализа и показывают удовлетворительную сходимость с оценками U-Pb

Таблица 1. Химический состав плутогнитических пород Хоринской структуры и трахитов дайкового пояса

Компонент	Щелочно-полевошпатовая стадия				Щелочная стадия				Сиеногранитная стадия				Трахиты, кварцевые трахиты дайкового пояса							
	M347*	491	M345-1	481	658	3086-2	M340*	487	K69	M350*	659	B75	M81	M88-1	M326	M329	M395	M378	M373	M331
SiO ₂ , мас. %	65,80	65,63	66,60	69,91	70,90	65,16	74,00	72,93	72,60	68,80	72,00	73,88	78,32	77,00	60,40	62,80	63,18	64,46	65,6	67,50
TiO ₂	0,51	0,52	0,61	0,41	0,27	0,66	0,25	0,36	0,25	0,31	0,21	0,25	0,09	0,13	0,90	0,76	0,73	0,54	0,53	0,41
Al ₂ O ₃	17,30	17,66	16,60	15,91	14,43	16,49	13,00	12,90	12,90	16,20	13,45	12,50	11,88	11,83	18,30	18,70	16,55	16,00	16,25	16,80
Fe ₂ O ₃	0,93	0,93	1,49	0,86	1,17	1,28	1,11	1,35	1,09	1,15	1,20	0,75	0,82	0,78	2,20	1,65	1,66	2,29	1,52	1,53
FeO	1,27	1,63	0,94	1,17	1,98	1,50	0,52	1,05	2,02	0,66	2,93	0,71	0,55	0,73	2,48	1,57	1,8	0,53	1,39	0,60
MnO	0,12	0,14	0,14	0,08	0,08	0,14	0,10	0,16	0,10	0,11	0,05	0,02	0,02	0,02	0,13	0,14	0,15	0,15	0,12	0,13
MgO	0,17	0,23	0,24	0,10	0,09	0,38	0,06	0,04	0,24	0,06	0,09	0,62	0,24	0,60	1,09	0,54	0,53	0,17	0,33	0,16
CaO	0,38	0,73	0,48	0,45	0,35	0,90	0,03	0,34	0,37	0,06	0,56	0,83	0,45	0,33	2,62	1,10	0,91	0,68	0,49	0,33
Na ₂ O	5,31	5,29	5,42	5,00	4,68	5,88	4,66	4,74	4,87	6,53	3,59	3,84	3,83	3,71	5,02	5,42	5,92	5,80	5,64	5,85
K ₂ O	6,76	5,85	6,23	5,44	4,80	6,38	4,95	4,82	4,64	5,46	4,82	5,67	4,30	4,70	5,27	6,17	6,44	6,17	6,49	6,00
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,12	0,05	0,24	0,11	0,02	0,05	0,04	0,06	0,15	0,05	0,00	0,08	0,30	0,14	0,16	0,10	0,11	0,07
П.л.п.	0,69	0,70	0,60	0,70	0,94	0,60	1,06	0,66	0,82	0,47	0,63	1,01	0,00	0,00	1,32	1,17	1,14	3,25	0,25	0,86
Сумма	99,34	99,39	99,47	100,08	99,93	99,48	99,76	99,40	99,94	99,87	99,68	100,13	100,50	99,91	100,03	100,16	99,17	100,14	98,72	100,24
Rb, г/г	120	96	110	210	150	125	220	170	250	147	Не опр.	182	229	226	67	90	80	94	89	160
Ba	180	190	100	26	90	100	53	120	77	24	»	650	105	170	1810	900	340	250	190	220
Sr	28	41	16	17	33	28	4	21	24	5	»	137	18	35	415	105	62	49	31	51
Zr	970	1000	800	630	440	200	330	610	750	465	»	187	84	122	320	660	280	770	570	610
Nb	25	23	26	47	31	16	31	37	66	26	»	11	10	22	10	20	16	25	20	27
Y	42	38	45	82	39	34	39	59	79	49	»	11	4	4	32	40	29	42	30	51

Примечание. Звездочкой отмечены образцы, в которых проводилось U-Pb изотопное датирование по цирконам.

возраста цирконов. Полученные данные позволяют полагать, что формирование плутогнитической и дайковой ассоциаций в Хоринской структуре происходило 280—290 млн лет назад, т. е. на первом этапе образования Монголо-Забайкальского гранитного пояса.

Вместе с тем обращает на себя внимание, что рассчитанные по изохронам средние величины возраста щелочных и щелочно-полевошпатовых пород составляют около 270 млн лет при значительной допустимой ошибке до ±15 млн лет. Эти данные заставляют предположить, что около 270 млн лет назад гранитоиды испытали термальное воздействие, обусловившее частичное нарушение Rb-Sr системы. По всей вероятности, термальное нарушение обусловило также нарушение равновесия и в U-Pb системе, в частности в цирконах из щелочных кварцевых сиенитов, формирование которых завершало щелочной этап. Для них получено значение возраста 270,8 ± 7,1 млн лет (табл. 3).

Полученные изотопные данные позволяют заключить, что, несмотря на геологические свидетельства многостадийности формирования структуры, она была образована в течение относительно короткого, не более десяти миллионов лет, промежутка времени. Возраст регионального дайкового пояса составляет 288 ± 4 млн лет (см. рис. 2, табл. 3), что согласуется с геологическими данными о наиболее раннем по сравнению с плутогнитическими породами Хоринской структуры формирования даек.

Итак, устанавливается сближенность во времени магм, значительно различающихся по составу: трахитовых, которые вместе с тразибазальтовыми и риолитовыми образуют дайковый пояс; щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитных и сиенитовых магм; кислых магм, из которых кристаллизовались сиенограниты. Вместе с тем начальные изотопные отношения стронция в указанных породах существенно различаются (см. рис. 2, табл. 3). Они составляют 0,7059 в трахитах,

Таблица 2. Данные Rb-Sr анализа гранитоидов Хоринской структуры и трахитов дайкового пояса

№ п/п	№ пробы	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
<i>Щелочно-полевошпатовая стадия</i>						
1	M347*	125,8	30,34	12,05	0,75319	0,00019
2	491*	103	37,25	8,022	0,73787	0,00013
3	M345-1*	110,9	19,21	16,8	0,77111	0,00011
4	481	212,8	14,53	43,04	0,87255	0,00003
5	658*	158	27,81	16,54	0,76884	0,00014
<i>Щелочная стадия</i>						
6	3086-2	125,7	26,79	13,65	0,75964	0,00002
7	M340	228,1	5,88	117,2	1,16213	0,00004
8	487	176,1	19,08	26,98	0,81368	0,00003
9	K69	256,4	22,13	33,93	0,83436	0,00002
10	M350	149,8	7,309	60,62	0,93776	0,00003
<i>Сиеногранитная стадия</i>						
11	659*	219,9	38,75	16,53	0,77075	0,00008
12	B75*	228,9	134,4	4,934	0,72299	0,00008
13	M81*	257,7	12,86	59,1	0,93819	0,00013
14	M881-*	257,3	32,88	22,85	0,795	0,0001
<i>Трахиты дайкового пояса</i>						
15	M326	66,27	441	0,4347	0,70767	0,00002
16	M326, биотит	54,63	120,5	1,312	0,71118	0,00003
17	M329	90,71	116,4	2,255	0,71486	0,00003
18	M331	155,6	53,44	8,451	0,74078	0,00002
19	M373	89,99	36,57	7,138	0,73493	0,00004
20	M374	104,6	17,14	17,78	0,77784	0,00002
21	M378	100,7	52,64	5,544	0,72909	0,00003
22	M395	77,84	65,49	3,443	0,72026	0,00002

Примечание. Звездочкой отмечены образцы, изотопный анализ которых выполнен на масс-спектрометре МИ-1201 „Т“.

Таблица 3. Сопоставление U-Pb и Rb-Sr датировок в породах Хоринской структуры и трахитов дайкового пояса

Стадия	U-Pb	Rb-Sr	I_{Sr}
Щелочно-полевошпатовая	285,1 ± 4	268 ± 12	0,707 ± 0,002
Щелочная	284,1 ± 3,6 270,8 ± 7,1	270 ± 15	0,7073 ± 0,0007
Сиеногранитная	—	282 ± 5	0,7033 ± 0,0007
Трахиты дайкового пояса	—	288 ± 4	0,7059 ± 0,0002

Примечание. U-Pb даты по [9].

0,7073 в щелочных и щелочно-полевошпатовых гранитоидах и 0,7033 в сиеногранитах. Различия сохраняются и в том случае, если величины начальных отношений стронция в щелочных и щелочно-полевошпатовых породах пересчитать на более вероятный возраст этих пород (280 млн лет). В этом случае они составляют примерно 0,7050. Такие различия не позволяют говорить о едином источнике, из которого образовались все породы, сформировавшие Хоринскую структуру. Общий источник вероятен только для щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитоидов, характеризующихся близкими величинами I_{Sr} (см. рис. 2, А, Б). Что же касается сиеногранитов, то они отличаются от пород предыдущей группы не только существенно более низким начальным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 2, В), но и особенностями химического состава. На вариационных диаграммах (рис. 3) видно, что поля составов сиеногранитов практически не

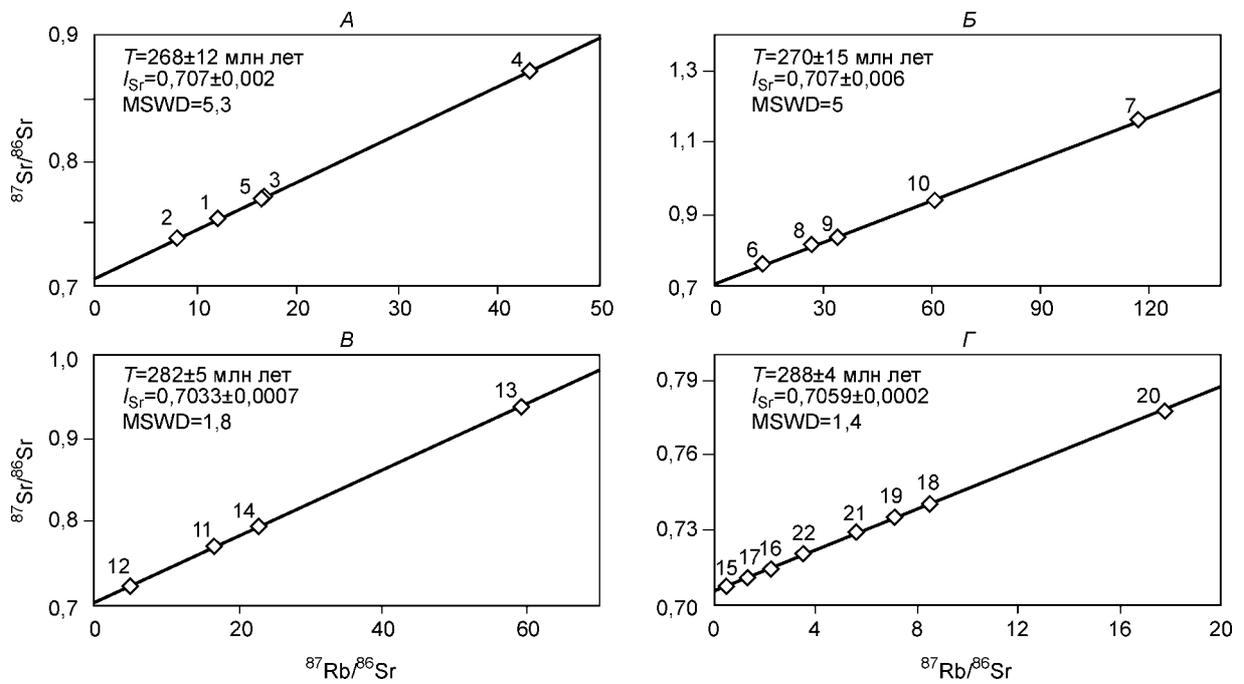


Рис. 2. Rb-Sr изохроны для пород Хоринской структуры.

A — щелочно-полевошпатовые сиениты и граниты; *B* — щелочные сиениты и граниты; *B* — сиенограниты; *Г* — трахиты дайкового пояса. Номера проб соответствуют номерам в табл. 2.

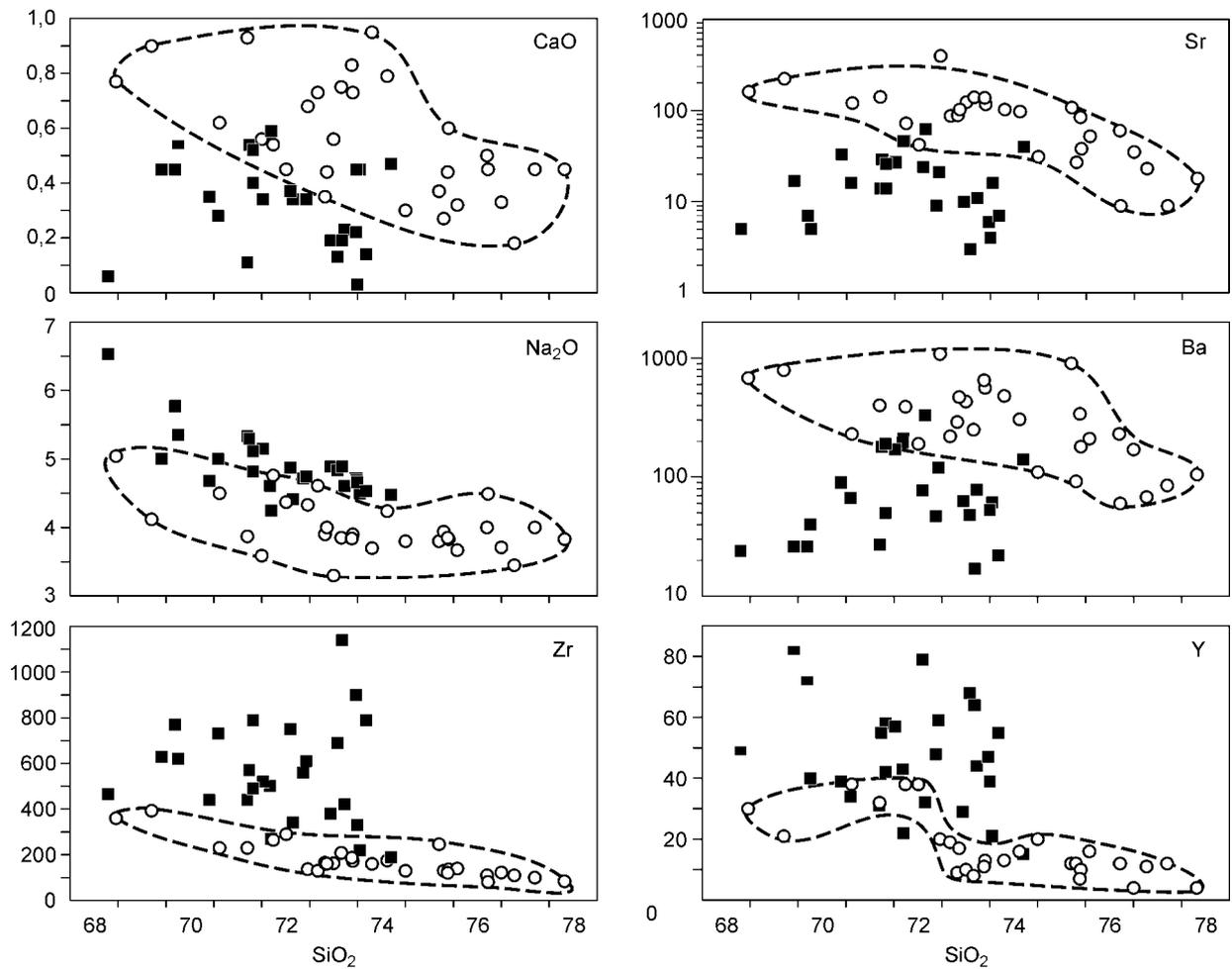


Рис. 3. Вариационные диаграммы химического состава.

Сиеногранитов (кружки) и щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитов (квадраты). Содержания оксидов даны в мас.%, элементов — в г/т.

перекрываются с полями щелочных и щелочно-полевошпатовых гранитов. Какие-либо тренды, которые позволили бы рассматривать граниты и сиенограниты как продукты дифференциации единой магмы, на диаграммах отсутствуют. Более высокие содержания в сиеногранитах Са, Ва и Sr и более низкие концентрации Zr, Nb и Y по сравнению со щелочными гранитами не позволяют трактовать сиеногранитную магму как менее дифференцированную, поскольку сиенограниты в целом значительно богаче кремнеземом. Таким образом, особенности химического состава, как и данные Rb-Sr изотопного анализа, свидетельствуют о различных источниках щелочно-гранитных и сиеногранитных магм.

Указанные выше признаки смешения магм, выявленные при изучении мафических включений в сиенитах и гранитах главных интрузивных стадий, позволяют предполагать, что под формировавшейся Хоринской структурой одновременно с кислыми сосуществовали и основные магмы. Важным подтверждением этого предположения являются изотопные данные о близости возраста трахидолерит-трахит-микрогранитного дайкового пояса и плутонических пород, слагающих Хоринскую структуру.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Изотопное Rb-Sr и U-Pb датирование щелочных и щелочно-полевошпатовых пород Хоринской структуры показало, что их возраст составляет примерно 280—290 млн лет. Эти данные подтверждают вывод о наличии раннепермского этапа формирования МЗП.

2. Несмотря на разнообразие пород, слагающих Хоринскую структуру, и данные о многостадийности ее образования, она была сформирована в течение сравнительно короткого, порядка 10 млн лет, промежутка времени.

3. Изотопные данные позволяют предположить общий источник для щелочных и щелочно-полевошпатовых гранитоидов и отдельный — для сиеногранитов.

Авторы искренне признательны В.В. Ярмолюку за сделанные замечания, учет которых позволил более корректно обосновать некоторые важные положения статьи.

Работа проведена при поддержке РФФИ (грант № 03-05-65341, 04-05-79036).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В.** Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М., Наука, 1985, 230 с.
2. **Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Титов А.В., Кузьмин Д.В.** Условия образования сиенит-гранитных серий высокой щелочности: Брянский массив (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 8, с. 1197—1214.
3. **Litvinovsky B.A., Jahn B.-M., Zanvilevich A.N. et al.** Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chem. Geol., 2002, v. 189, № 1—2, p. 105—133.
4. **Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.И., Захаров А.А.** Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск, Наука, 1981, 318 с.
5. **Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н.** Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 12, с. 65—72.
6. **Литвиновский Б.А., Ярмолук В.В., Воронцов А.А. и др.** Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 3, с. 445—455.
7. **Ярмолук В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.В. и др.** Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северомонголо-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология, 2001, т. 9, № 4, с. 351—380.
8. **Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамический режим в Центрально-Азиатском складчатом поясе. М., Наука, 1987, 237 с.
9. **Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al.** Silicic magmatism in Transbaikalia, Russia, and its links with the Siberian Traps // Geophys. Res. Abstracts, 2003, v. 5, p. 48—50.
10. **Wiebe R.A.** Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // Amer. J. Sci., 1973, v. 273, p. 130—151.
11. **Wiebe R.A., Blair K.D., Hawkins D.P., Sabine C.P.** Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California // Geol. Soc. Amer. Bull., 2002, v. 114, № 7, p. 909—920.

12. **Furman T., Spera F.J.** Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA // *J. Volcan. Geother. Res.*, 1985, v. 24, p. 151—178.
13. **Poli G.E., Tommasini S.** Model of the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids // *J. Petrology*, 1991, v. 32, № 3, p. 657—666.
14. **Zorpi M.J., Coulouh C., Orsini J.** Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids — a case study in northern Sardinia, Italy // *Chem. Geol.*, 1991, v. 92, № 1/3, p. 45—86.
15. **Ludwig K.R.** ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Sp. Publ., 1999, № 1a, 49 p.

*Рекомендована к печати 22 октября 2004 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
7 апреля 2004 г.*