

УДК 550.42

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ U–Pb-ВОЗРАСТЕ СОЛЗАНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА, ХАМАР-ДАБАН (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2013 г. В. А. Макрыгина, В. С. Антипин, Е. Н. Лепехина,
Е. В. Толмачева, Н. В. Горлачева

Представлено академиком М.И. Кузьминым 13.03.2012 г.

Поступило 30.03.2012 г.

DOI: 10.7868/S0869565213080215

Гранитоиды Хамардабанской провинции имеют мало возрастных датировок. С одной стороны, это оценки Rb–Sr- и U–Pb-методами в 471 млн лет для Малобыстринского (устное сообщение В.И. Левицкого) и Rb–Sr 331.6 млн лет для Хозуртайского [1] массивов. Далее на восток развиты позднекарбонные массивы Ангаро-Витимского батолита. Солзанский гранитоидный массив имел только одно определение возраста Rb–Sr-методом — 519 млн лет [2]. Цель нашей работы — уточнение возраста пород массива локальным U–Pb-методом на SHRIMP-II и на этой основе уточнение генезиса массива.

В бассейне р. Утулик хребта Хамар-Дабан расположена узкая синклиальная структура, сложенная высокоглиноземистыми метапелитами корниловской и основными сланцами шубутуйской свит хамардабанской серии. Они претерпели зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фацальной серии, изограды которого пересекают простирания пород (рис. 1). Степень метаморфизма меняется от биотит-хлоритовой зоны зеленосланцевой до ортоклаз-силлиманитовой зоны амфиболитовой фации при 400–720°C и давлении 3.5–5.5 кбар [3]. В амфиболитовой фации в породах развита метаморфическая дифференциация с образованием плагио- и калишпатовых полосчатых мигматитов. В зонах повышенной проницаемости происходит частичное

плавление субстрата с образованием небольших тел гранитогнейсов. Наиболее представительным и крупным среди них является Солзанский гранитный массив. Он протягивается в субширотном направлении на 26 км при ширине 1.5–5 км, пересекая границы метаморфических зон.

В восточной части (в ортоклаз-силлиманитовой зоне) массив имеет сложные очертания (рис. 1). Он образован гранодиоритогнейсами и гранитами с амфиболом, биотитом или гранатом в зависимости от того, в гнейсах какого состава они залегают. В пределах диопсидовых и куммингтонит-биотитовых сланцев шубутуйской свиты в гранитах появляются амфибол и гранат, в гнейсах корниловской свиты выплавки имеют состав биотитовых гранитов. По периферии они переходят в гранат-биотитовые лейкограниты, послойно внедрившиеся во вмещающие породы. Наличие граната говорит о сухости расплавов, породивших эти граниты. Все эти особенности свидетельствуют о параавтохтонном залегании восточной части Солзанского массива. В западном направлении тело гранитов внедряется вдоль нарушения на 15 км по латерали, косо пересекая вмещающие сланцы и гнейсы, а также изограды метаморфизма вплоть до ставролитовой.

Составы гранитов и гранитогнейсов отвечают известково-щелочным гранитам нормальной щелочности, чаще с преобладанием калия, реже с одинаковым соотношением щелочей (табл. 1). Калиевые разности обогащены Li, Rb, Sn, Be, Ta, Th, REE, т.е. компонентами, характерными для процесса эманационной дифференциации. Наиболее высокие содержания этих элементов обнаружены в пробе, взятой в крайней западной части массива. Таким образом, несмотря на неоднородный состав массива, свидетельствующий об от-

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

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

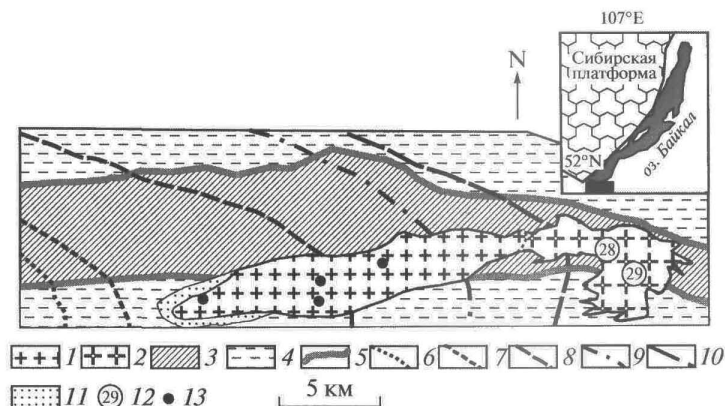


Рис. 1. Геологическая схема расположения Солзанского гранитоидного массива. 1 – аллохтонные граниты; 2 – пара-автохтонные граниты; 3 – основные сланцы шубутуйской свиты; 4 – глиноземистые сланцы корниловской свиты; 5 – углеродистые известняки в основании шубутуйской свиты; 6 – граната, 7 – андалузита, 8 – ставролита, 9 – фибролита и плаггиомигматизации, 10 – ортоклаза; 11 – кордиеритовые роговики; 12 – пробы, датированные U–Pb на SHRIMP-II; 13 – остальные пробы гранитов. Врезка – положение района исследований.

сутствии полной гомогенизации расплава в восточной части, в западном конце этого массива накапливаются летучие и гранитофильные редкие элементы. Они снижают температуру солидуса гранитного расплава, и он получает возможность внедриться в более низкотемпературные вмещающие породы. Здесь массив имеет резкие контакты и в андалузит-ставролитовой зоне сопровождается кордиеритовыми роговиками.

Из проб GR-28, GR-29, представляющих биотитовые и гранат-биотитовые лейкограниты пластовых тел в восточной части массива, были выделены аксессуарные цирконы. Часть цирконов представлена прозрачными удлинёнными ($4\text{--}2.5 \times 1$) кристаллами с включениями игольчатых кристаллов апатита, рудного минерала и полностью раскрытыми расплавленными включениями (рис. 2, 1; 2, 5). Другие зерна трещиноватые, иногда представлены обломками и содержат абсолютно черные в режиме катодолюминесценции, насыщенные ураном ядра, непригодные для измерений (рис. 2, 2, 3).

Локальное U–Pb-датирование цирконов было проведено на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по общепринятой методике [4]. Изображения цирконов в режиме катодолюминесценции показывают магматическую зональность, присущую минералу, и расположение точек измерения в пределах зерен (рис. 2, 4). Конкордантные $^{206}\text{Pb}\text{--}^{238}\text{U}$ -возрасты, полученные по 10 точкам для каждой пробы, составили 513.6 ± 4.2 в GR-28 и 503 ± 4 млн лет в

GR-29 соответственно. Погрешность единичного измерения (2σ) около 2%.

После изучения участков изотопных измерений в обеих пробах возраст был скорректирован: 3 точки были отбракованы, как имеющие ксеногенные включения, а по наиболее надежным 18 точкам для двух проб конкордантный возраст равен 505.4 ± 3.1 млн лет (рис. 3). Несмотря на разброс значений, на гистограммах (рис. 4) видно, что возрастные метки ядер цирконов четко отделены от значений внешних оболочек. Разница небольшая – 5–15 млн лет, но она устойчива и свидетельствует о постепенной, растянутой во времени кристаллизации гранитного расплава. Декомпрессия подтверждается нарастанием оболочек с флюидными (газовыми) включениями и внедрением остаточных гранитоидных расплавов по трещинам в центральные части более ранних магматических цирконов, что хорошо видно на фотографии. Средний возраст центральных частей магматических цирконов 513–516 млн лет, что вполне сопоставимо с более ранними определениями возраста гранитов Rb–Sr-методом 519 ± 24 млн лет [2].

Трещиноватые цирконы и их обломки, видимо, являются ксеногенными, захваченными из субстрата. В двух зернах циркона пробы GR-28.8.1 и GR-28.3.1 ядра ксеногенных цирконов сильно корродированы флюидом-расплавом, на их поверхности наблюдается тонкая оболочка с флюидными включениями. Возраст данных зерен 528.7 ± 6.4 и 529.7 ± 6.7 млн лет. Можно предположить, что это самое начало кристаллизации расплава, еще не полностью гомогенизированной

Таблица 1. Состав гранитоидов Солзанского массива

	4gr	GR-29	GR-28	2gr	3gr	3512/8	3507/9	3318/4
SiO ₂	64.9	70.06	71.74	72.56	74.38	76.13	68.58	69.46
TiO ₂	0.77	0.37	0.28	0.24	0.03	0.04	0.44	0.39
Al ₂ O ₃	17.08	14.43	14.59	14.49	14.42	12.88	14.62	14.88
Fe ₂ O ₃	1.8	2.67	1.00	0.36	0.36	1.2	0.81	1.99
FeO	3.2	1.26	1.62	2.2	0.6	0.72	3.95	1.8
MnO	0.07	0.03	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09
MgO	1.93	0.88	0.56	0.32	0.01	0.07	1.02	0.89
CaO	3.51	1.86	1.25	1.31	1.07	0.62	2.5	1.97
Na ₂ O	4.07	3.74	3.46	3.24	3.65	3.34	3.26	4.18
K ₂ O	2.52	4.02	4.93	4.32	5.04	4.18	4.02	4.08
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.11	0.05	0.01	0.01	0.16	0.21
ппп	0.51	0.45	0.39	0.4	0.22	1.07	0.86	0.71
Сумма	100.5	100.12	99.99	99.5	99.8	100.27	100.23	100.65
Li	50	33	40	28	8	118	58	154
Rb	84	85	83	81.5	81	122	95	229
Ba	785	984	458	423	157	101	1128	1014
Sr	337	203	107	82.4	50	51.6	290	219
Pb	17.4	37	37	23	29.9	27	23.1	24.9
Sn	2.82	2.05	1.64	1.36	1.62	6.1	3.67	12.7
Be	2.29	0.96	0.83	1.04	0.94	5.1	2.46	11.7
La	84	34	45	41	5.48	6.95	13.79	52.06
Ce	178	76	110	90.5	12.49	15.13	30.1	111.4
Pr	20.7	8.8	13.2	10	1.76	1.7	3.95	12.1
Nd	79	36	55	41	7.01	6.43	15.91	42
Sm	13.75	7.5	11.3	7.95	2.27	1.74	3.48	7.3
Eu	1.73	1.31	0.79	0.59	0.33	0.19	0.98	1.15
Gd	11.32	7.1	8.5	5.83	1.86	1.86	3.5	7.02
Tb	1.3	1.01	0.96	0.69	0.27	0.53	0.75	0.86
Dy	5.77	5.4	4.38	2.75	1.29	3.21	3.25	4.35
Ho	1.02	0.95	0.69	0.4	0.25	0.68	0.81	0.7
Er	2.18	2.39	1.83	0.87	0.75	1.77	2.39	2.07
Tm	0.29	0.3	0.23	0.1	0.11	0.35	0.3	0.3
Yb	1.7	1.82	1.39	0.47	0.73	2.33	2.08	1.98
Lu	0.3	0.26	0.19	0.08	0.1	0.34	0.29	0.27
Zr		204	175			32.3	159	143
Nb	10.9	5.1	7.5	12.3	2.2	9.26	6.5	10.4
Th	28.30	12.2	23	14.8	2.83	6.13	11.35	20.55
U	2.1	2.75	4.1	2.5	0.88	2.18	2.43	5.44

Примечание. Восточная часть массива: 4gr – биотитовый гранодиорит, GR-29, GR-28 – гранат-биотитовый, биотитовый граниты; 2gr, 3gr, 3512/8 – граниты средней части массива; 3507/9, 3318/4 – граниты западной части массива. Главные элементы выполнены РФА (Л.А. Финкельштейн), редкие элементы – ICP-MS (Е.В. Смирнова), ИГХ СО РАН.

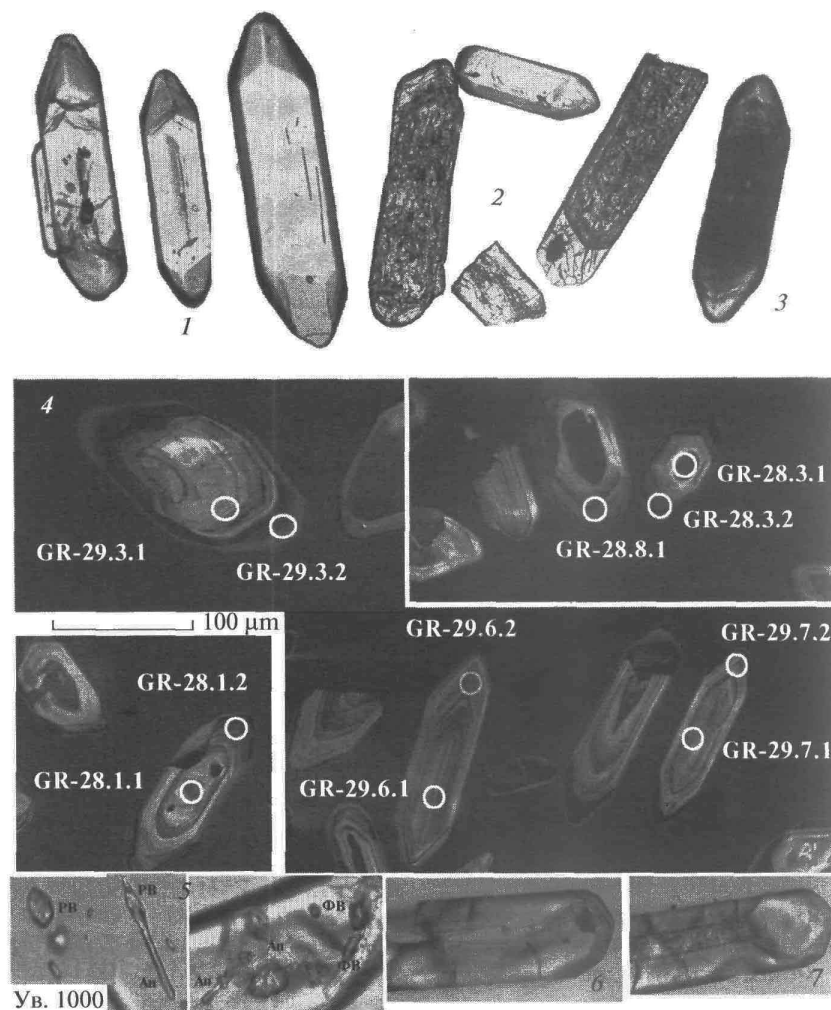


Рис. 2. Зерна цирконов проб GR-28, GR-29. В оптическом изображении: 1 — прозрачные длинные, 2 — трещиноватые, 3 — с черными, богатыми ураном ядрами; в катодолюминесцентном режиме: 4 — расположение точек измерений, крупное зерно с включением ксеногенного циркона, 5 — цирконы с расплавленными (PB), флюидными (FB) включениями, иглками апатита (An), 6, 7 — проникновение остаточных расплавов в центральные зоны цирконов.

го. В одном цирконе пробы GR-29 в центре наблюдается обломок ксеногенного зонального циркона, повернутый относительно нарастающей оболочки. Возраст его (779 ± 12 млн лет) значительно отличается от всех измеренных образцов. Вмещающие Солзанский массив гнейсы были ранее датированы Rb—Sr-методом, но дали неоднозначные возрасты. Низкотемпературные гнейсы и сланцы легли на изохрону с возрастом 564 ± 24 млн лет, а высокотемпературные гнейсы на продолжении тех же пластов образовали изохрону с возрастом 710 млн лет [2]. Такие значения возраста характерны только для сумсунурских гранитоидов и сархойских вулканитов [5]. При этом обе изохроны имеют достаточно низкое одинаковое началь-

ное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7034 \pm (6)$. Возраст 564 млн лет можно интерпретировать как возраст метаморфизма. Но почему сохранился более древний возраст в высокотемпературных гнейсах? Этот парадокс мы пытались объяснить преобладающим выносом Rb при плаггиомигматизации, которая предваряет анатексис [2]. С другой стороны, изучение литологии пластов говорит об увеличении сноса кислого древнего материала в этой части Утуликской синклинали с Сибирского кратона или с Гарганской глыбы. Возможно, с этим связано появление обломочных цирконов с древними датировками в частичных выплавках гранитного материала.

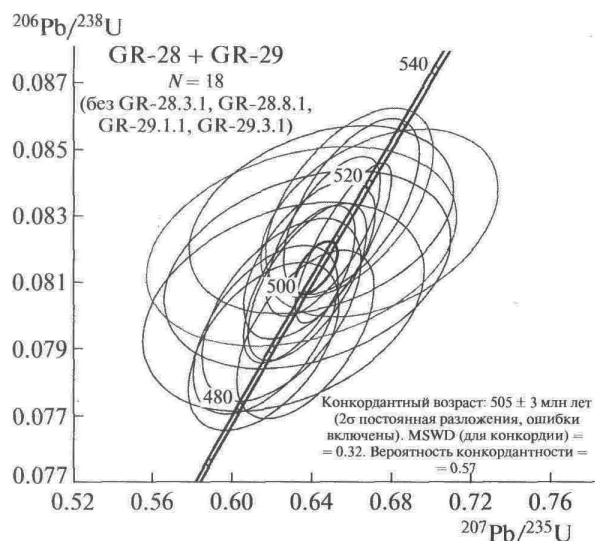


Рис. 3. U–Pb–конкордия для 18 точек проб цирконов GR-28, GR-29.

Таким образом, локальные U–Pb–датировки на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II показали: 1) чисто магматические цирконы гранитных выплавов в Солзанском массиве начали кристаллизоваться 516–515 млн лет назад, и завершился этот процесс после декомпрессии 505–490 млн лет назад; 2) ксеногенные цирконы не переработаны полностью процессом анатексиса и представлены: а) метамиктными, по-видимому, древними черными цирконами, богатыми ураном; б) ксеногенными цирконами возраста 530–780 млн лет, в разной мере переработанными флюидами и остаточными расплавами.

По преобладающим значениям возраста и особенностям состава граниты Солзанского массива Хамар-Дабана относятся к типичным синколлизонным образованиям, сформированным из гнейсов хамардабанской серии, и аналогичны гранитоидам шаранурского комплекса Ольхонского региона. Этот факт с наличием экзотической Sr–V–минерализации в ольхонской, слюдянской и святоносской толщах еще раз подтверждает существование Оль-

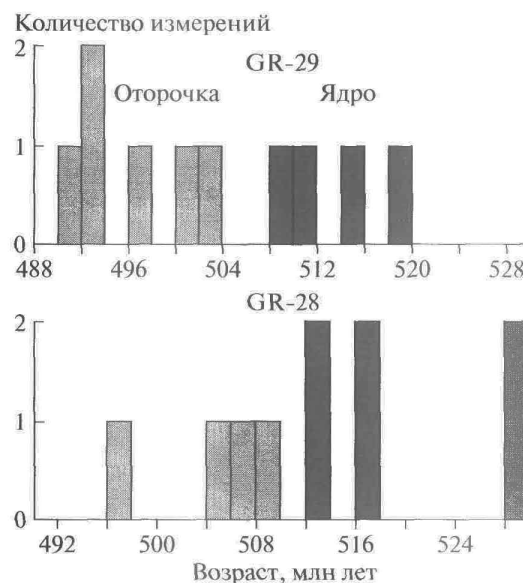


Рис. 4. Гистограммы распределения возрастов ядер и внешних оболочек цирконов из проб GR-28, GR-29.

хонско-Хамардабанского блока Прибайкалья как единого террейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 11–05–00515, ФАНИ Госконтракта № 02.740.11.0324 и Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-9.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казимировский М.Э. В кн.: Геодинамическая эволюция ЦАСП. Иркутск, 2006. Вып. 4. С. 134–138.
2. Макрыгина В.А., Сандимирова Г.П., Николаев В.М., Плюснин Г.С. В кн.: Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза М.: Наука, 1987. С. 184–195.
3. Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
4. Williams I.S. // *Revs Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
5. Кузмищев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива; раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.