

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ ВОСТОЧНОГО САЯНА: ДЛИТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ВУЛКАНОКЛАСТИКИ ПО ЦИРКОНАМ

А.Б. Кузьмичев, А.Н. Ларионов*

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

В геологической истории неопротерозоя юго-восточной части Восточного Саяна реконструированы две разновозрастные островные дуги: Дунжугурская и Шишхидская. Ранее считалось, что Дунжугурская дуга возникла около 1020 млн лет назад и испытала коллизию с Сибирским (?) континентом около 810 млн лет. Шишхидская дуга возникла несколько ранее чем 800 млн лет и существовала до конца позднебайкальского этапа (около 600 млн лет по косвенным данным). Такая примитивная геологическая история, в которой каждая из дуг существовала на протяжении 200 млн лет, обусловлена неполнотой прямых данных и заставляла сомневаться в корректности предложенных реконструкций. В работе приведены результаты предварительного датирования детритовых цирконов, извлеченных из вулканокластических пород, связанных с упомянутыми дугами. Для Дунжугурской вулканокластики проанализировано 12 кристаллов, возраст которых лежит в интервале 844 ± 8 — 1048 ± 12 млн лет ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 1σ). Пять наиболее древних цирконов образуют конкордантный кластер с возрастом 1034 ± 9 млн лет (2σ). Следовательно, дуга возникла ранее, чем предполагалось, и действительно существовала долго, по-видимому, до момента ее коллизии с континентом. Из вулканокластических пород, заключенных в Окинской аккреционной призме, предположительным источником которых является Шишхидская дуга, изучены два образца. Все 10 кристаллов первого образца образуют конкордантный кластер с возрастом 813 ± 7 млн лет (2σ). Проанализированные цирконы второго образца группируются в два кластера: 775 ± 8 млн лет (2σ , 9 кристаллов) и 819 ± 17 млн лет (3 кристалла). Таким образом, Шишхидская дуга возникла ранее, чем предполагалось, фактически в конце раннебайкальского этапа и характеризовалась активным вулканизмом, по крайней мере, до 775 млн лет. Прогнозируется, что полноценное датирование детритовых цирконов из вулканокластики зрелого этапа Шишхидской дуги позволит полностью или частично документировать интервал 775—600 млн лет.

Неопротерозой, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Тувино-Монгольский массив, океаническая островная дуга, островодужный магматизм, аккреционная призма, детритовые цирконы.

NEOPROTEROZOIC ISLAND ARCS IN EAST SAYAN: DURATION OF MAGMATISM (from U–Pb zircon dating of volcanic clastics)

A.B. Kuzmichev and A.N. Larionov

Two island arcs of different ages have been reconstructed in the Neoproterozoic history of southeastern East Sayan: Dunzhugur and Shishkhid. According to earlier concepts, the Dunzhugur arc formed at ~1020 Ma and underwent collision with the Siberian(?) continent at ~810 Ma. The Shishkhid arc formed somewhat earlier than 800 Ma and existed till the end of the Late Baikalian (~600 Ma, from indirect data). This primitive geologic history, when each arc existed for 200 Myr, was suggested because of the deficit of direct data, and its reconstruction cast doubt. In this work we present results of preliminary dating of detrital zircons extracted from the volcanoclastic rocks composing the above arcs. We analyzed 12 zircon crystals from the Dunzhugur volcanic clastics, whose $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age varies from 844 ± 8 to 1048 ± 12 Ma (1σ). Five most ancient zircons form a concordant cluster with an age of 1034 ± 9 Ma (2σ). Hence, the arc formed earlier than it was assumed and existed for a long time, most likely, till its collision with the continent. We also studied two zircon samples from the volcanoclastic rocks of the Oka accretionary prism, which probably formed in the Shishkhid arc. All ten crystals of the first sample form a concordant cluster with an age of 813 ± 7 Ma (2σ). The analyzed zircons of the second sample arrange in two clusters, with an age of 775 ± 8 Ma (2σ , nine crystals) and 819 ± 17 Ma (three crystals). Thus, the Shishkhid arc formed earlier than it was assumed, at the end of the Early Baikalian, and underwent active volcanism at least till 775 Ma. Dating of detrital zircons from the volcanoclastic rocks generated at the mature stage of the Shishkhid-arc evolution will help to reconstruct partly or completely its history in the period 775–600 Ma.

Neoproterozoic, Central Asian Fold Belt, Tuva–Mongolian massif, oceanic island arc, island-arc magmatism, accretionary prism, detrital zircon

ВВЕДЕНИЕ

Юго-восточная часть Восточного Саяна входит в состав докембрийского Тувино-Монгольского массива [Беличенко и др., 1994; Кузьмичев, 2004]. Этот регион относительно хорошо геологически и геохронологически изучен и является одним из ключевых участков в восстановлении неопротерозойской геологической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. В ядре Тувино-Монгольского массива — в Гарганской глыбе — обнажены раннедокембрийские кристаллические породы, возраст которых составляет 2727 ± 6 млн лет [Анисимова и др., 2009] (рис. 1). На протяжении почти всего неопротерозоя Гарганский блок входил в состав древнего континента: Сибирского [Кузьмичев, 2004] или одного из материков гондванской группы [Хераскова и др., 1995; Levashova et al., 2010]. С запада и юго-запада Гарганская глыба окаймлена неопротерозойскими складчато-надвиговыми поясами. В неопротерозойской истории геологического развития Тувино-Монгольского массива прямыми или косвенными методами выявлены два коллизионных события. Общая направленность этих событий заключается в последовательном обрастании раннедокембрийского континента новообразованной континентальной корой вследствие приращения к нему островных дуг. Коллизия в середине неопротерозоя делит геологическую историю Тувино-Монгольского массива на два крупных этапа продолжительностью в 200 млн лет, которые были обозначены как раннебайкальский (1000—800 млн лет) и позднебайкальский (800—600 млн лет). Предполагается, что на протяжении каждого из этих этапов существовала окраина континента, обращенная к Палеоазиатскому океану, и островная дуга. Такая палеогеография представляется слишком примитивной и несопоставимой с длительностью этапов. Фактически мы ничего не знаем о

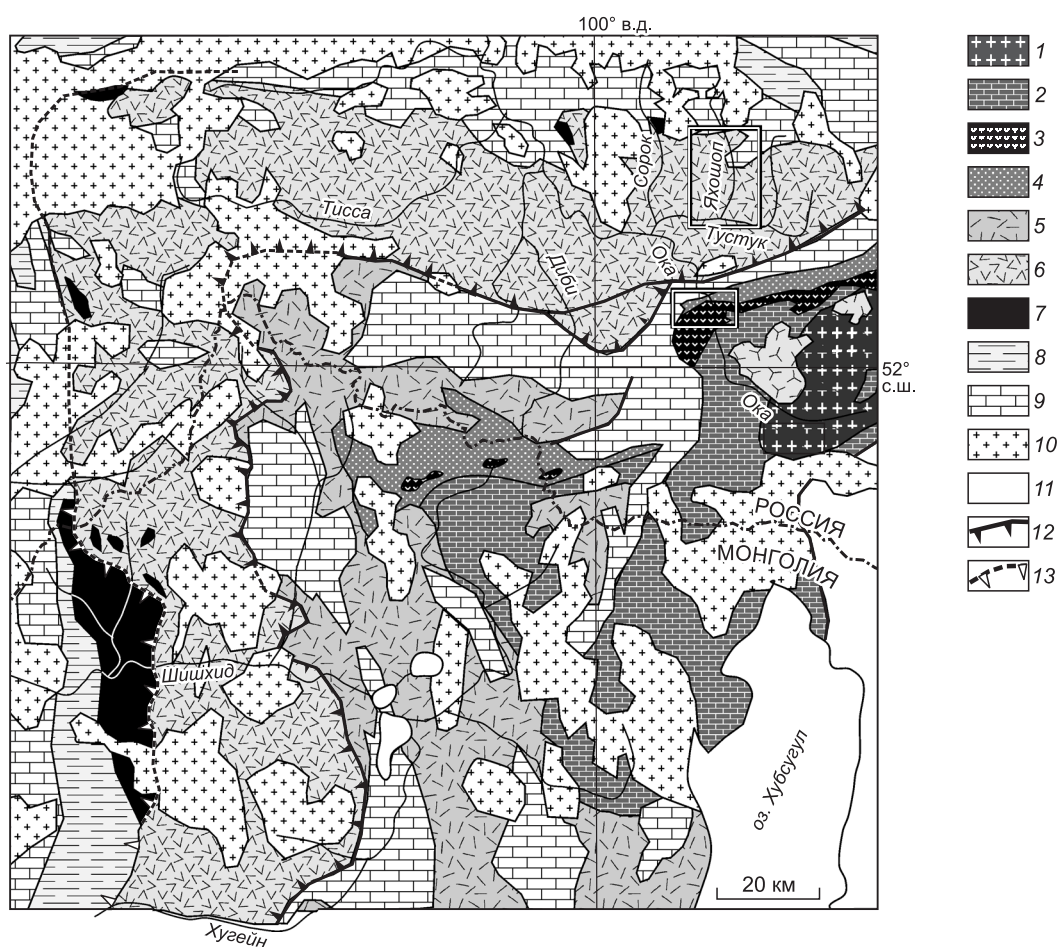


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта северной части Тувино-Монгольского массива.

1 — кристаллические сланцы Гарганской глыбы; 2 — неопротерозойский чехол Гарганской глыбы; 3 — Дунжугурская островная дуга (преимущественно породы фундамента); 4 — осадочные комплексы, связанные с Дунжугурской дугой; 5 — вулканические и осадочные породы Сархойской континентальной дуги; 6 — Окинская аккреционная призма; 7 — Шижидская островная дуга (преимущественно породы фундамента); 8 — Шижидская островная дуга (осадочные породы и вулканы); 9 — венд-кембрийский карбонатный чехол Тувино-Монгольского массива; 10 — нижнепалеозойские гранитоиды; 11 — Джидинская зона каледонит; 12 — Окинский надвиг; 13 — Шижидский надвиг.

том, что именно происходило на протяжении этих этапов, так как прямые геохронологические данные, характеризующие эти промежутки времени 1000—800 и 800—600 млн лет, отсутствуют. Данная работа направлена на то, чтобы частично закрыть эти пробелы в неопротерозойской геологической истории региона.

РАННЕБАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП (1000—800 МЛН ЛЕТ): ДУНЖУГУРСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Имеющиеся данные по неопротерозойским структурам Тувино-Монгольского массива позволяют выявить два тектонических элемента, которые существовали на протяжении раннебайкальского этапа [Кузьмичев, 2004]. В интервале 1000—800 млн лет реконструируется пассивная окраина Гарганского континентального блока, который входил в состав некоего континента, и Дунжугурская островная дуга, которая располагалась на удалении от этой окраины в пределах Палеоазиатского океана. Геохронологические реперы в пределах пассивной окраины отсутствуют, и длительность ее существования неизвестна. С некоторой долей условности начало этапа определено по возрасту заложения Дунжугурской дуги. Начальный этап эволюции океанических островных дуг фиксируется спредингом над новообразованной зоной субдукции с участием бонинитовых расплавов. Это приводит к формированию специфического разреза океанической коры, ископаемый аналог которого получил название надсубдукционных офиолитов [Shervais, 2001; Dilek, Furnes, 2011]. Возраст дунжугурских надсубдукционных офиолитов, включающих бониниты в составе дайкового и вулканического комплексов, определен по цирконам плагиогранитов, прорывающих породы габбрового и кумулятивного комплексов. Возраст составил 1020 млн лет [Khain et al., 2002].

Следующее событие, которое зафиксировано и датировано, — коллизия этой островной дуги и Гарганского континентального блока, которое датировано как 810 млн лет (см. ниже). Интервал между 1020 и 810 млн лет протяженностью около 200 млн лет никак не закрыт геохронологическими датировками. Такие примитивные представления о геологической истории вызывают обоснованные сомнения. Эти сомнения усугубляются тем, что почти ничего неизвестно об эволюции собственно островной дуги. Вся известная информация касается только дунжугурских офиолитов, которые сформировались на раннем этапе ее развития и вошли в состав фундамента преддуговой фронтальной зоны [Кузьмичев, 2004]. Очевидно, что если надсубдукционный магматизм продолжался на протяжении 200 млн лет, то в самой дуге должна была бы сформироваться сиалическая кора. По косвенным признакам можно предполагать, что на более зрелой стадии своего развития вулканизм Дунжугурской дуги эволюционировал в сторону более кислых разновидностей. Вулканиты среднего и кислого составов фиксируются только в переотложенном виде в составе дунжугурской осадочной толщи, надстраивающей разрез офиолитов.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДУНЖУГУРСКОЙ ТОЛЩИ

Ассоциирующие с офиолитами осадочные породы обнажены в бассейнах рек Ока и Боксон, где они принимают участие в строении покровов, сложенных породами офиолитовой ассоциации. Они представлены разнофациальными отложениями, связь которых с офиолитами в большинстве случаев проблематична. Среди них преобладают турбидиты с горизонтами офиолитокластовых обломочных пород, которые, вероятно, непосредственно залежали на вулканическом комплексе Дунжугурских офиолитов. Предполагается, что эта осадочная толща накапливалась в преддуговой прогибе перед фронтом Дунжугурской дуги [Кузьмичев, 2004]. Фоновая седиментация представлена тонкослоистыми микроритмичными алевроаргиллитами, линзы конглобрекчий заполняли эрозионные каналы. Крупный размер обломков указывает на присутствие крутых подновлявшихся подводных (?) обрывов. Эти обрывы были сложены преимущественно вулканитами, но в них местами вскрывались и более низкие горизонты разреза офиолитов. Редко встречаются экзотические обломки, сложенные известняками, доломитами и кислыми интрузивными и эффузивными магматическими породами.

В дунжугурской толще присутствуют также пачки песчаников и конгломератов, преимущественно сложенные вулканокластикой кислого и среднего состава. Эти разновидности распространены в узкой полосе, которая протягивается от водораздела рек Шоглой и Боксон (точка 631, рис. 2) к приустьевой части р. Боксон (точки 1028, 626) и далее на правый борт Оки (точка 660, рис. 2). Наиболее заметная разновидность — черные крупнозернистые песчаники, переходящие в гравелиты, с блестками остроугольных кварцевых зерен. Именно эта специфическая разновидность опознается во всех выходах и позволяет идентифицировать пачку. Песчаники плохо сортированные, сложенные остроугольными обломками. Кроме кварца идентифицированы фрагменты андезита, базальта, фельзита, гранофира. В пачке встречаются линзы конгломерата с окатанной галькой, среди которой идентифицированы андезит, дацит, кварцевый порфир, гранодиорит, песчаники. Присутствие обломков кислых интрузивных и эффузивных пород указывает на магматическую активность, которая, вероятно, отражает относительно зрелую стадию эволюции Дунжугурской дуги.

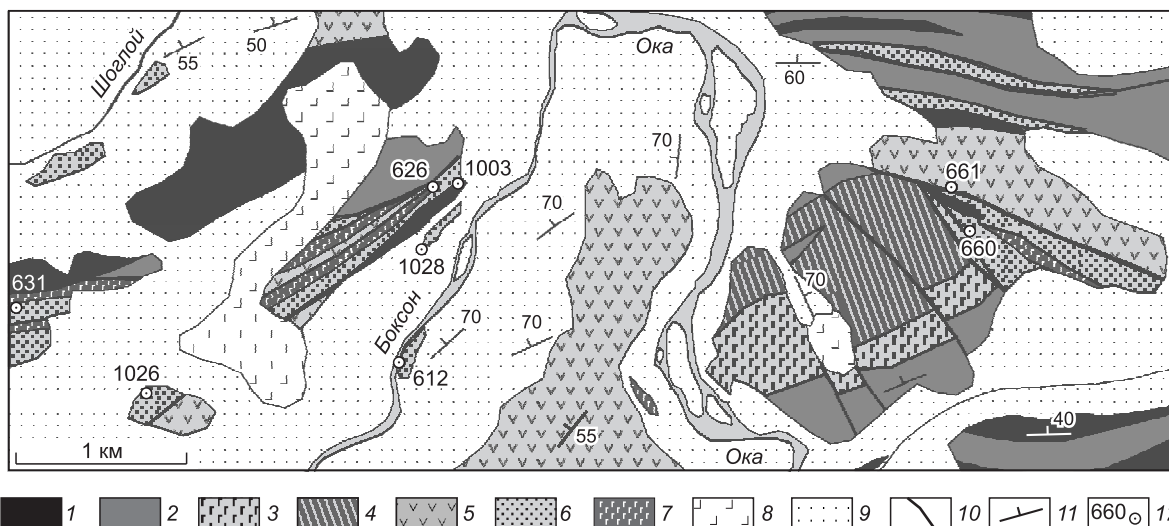


Рис. 2. Схема Дунжугурского участка, на которой показаны выходы проанализированных вулканокластических пород.

1—5 — породы офиолитовой ассоциации: 1 — серпентиниты; 2 — кумулятивный комплекс; 3 — габбро; 4 — дайковый комплекс; 5 — вулканыты; 6 — осадочные породы дунжугурской толщи; 7 — диабазовые силлы; 8 — неогеновые базальты; 9 — необнаженные участки; 10 — разломы; 11 — элементы залегания; 12 — фиксированные точки наблюдений. Песчаники и конгломераты, содержащие вулканокластику кислого и среднего состава, встречаются в точках 626, 1003, 1028, 660, 661.

ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ В ДУНЖУГУРСКОЙ ВУЛКАНОКЛАСТИКЕ

Для датирования использованы цирконы, выделенные из гравелита 626/1 (см. рис. 2, т. 626). Извлеченные цирконы неокатанны и представляют собой материал первого цикла седиментации. Они окрашены в желто-бурый цвет и обладают умеренным удлинением. Визуально казалось, что они представляют собой единую популяцию, что оправдывало предварительное датирование незначительной выборки, а не 80—100 зерен, как обычно принято при датировании детритовых цирконов: мы допускали, что все они окажутся разновозрастными. На катодолюминесцентных (CL) изображениях цирконы характеризуются магматической осцилляционной зональностью. Примеры кристаллов, которые в наибольшей степени различаются типом зональности, приведены на рис. 3.

Всего из обр. 262/1-94 сделано 12 анализов на масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (таблица, рис. 4). Все цирконы сравнительно однородны по концентрации урана, которая составляет 258—898 г/т (см. таблицу). Это свидетельствует о том, что офиолитовые цирконы, которые собственно позволили обособить Дунжугурскую дугу и которые очень близки им по возрасту (см. ниже), в данной выборке отсутствуют. Однородны также U/Th отношения, которые составляют 0.41—0.91 (для одного кристалла — 1.91) и которые свидетельствуют о магматическом источнике.

Диапазон возрастов, рассчитанных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составил 844 ± 8 —

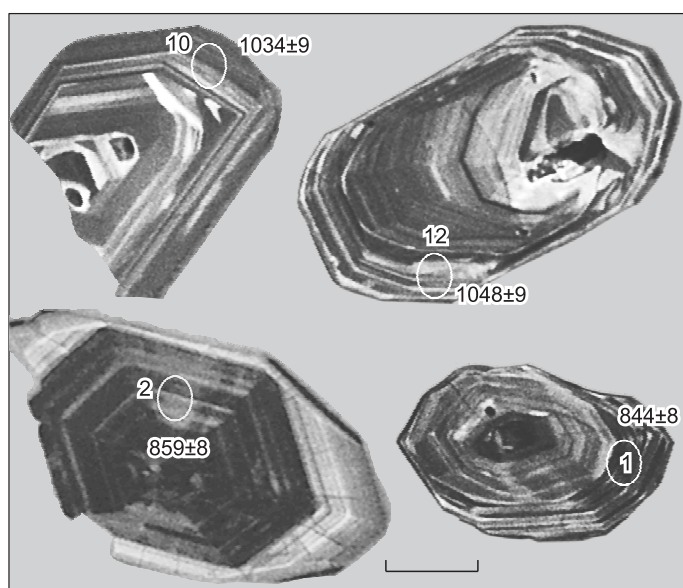


Рис. 3. Примеры цирконов пр. 626/1-99.

Проанализированная область показана овалом. Подписаны номера анализов и возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1σ). Показаны два кристалла (10 и 12) из кластера с возрастом 1034 ± 9 млн лет и два самых молодых кристалла (1 и 2). Длина линейки — 50 мкм.

Результаты изотопного анализа цирконов

№ точ-ки	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²⁰⁶ Pb* Г/Т	²³² Th/ ²³⁸ U	(1)	(1)	D, %	(1)	±%	(1)	±%	(1)	±%	(1)	±%	Rho
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		млн лет		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		
Образец 626/1-99																	
2.1	0.55	702	388	84.4	0.57	844 ± 8	910 ± 27	+8	7.15	1.0	0.0694	1.3	1.34	1.7	0.1399	1.0	0.6
8.1	0.71	357	149	43.7	0.43	859 ± 8	968 ± 97	+12	7.01	0.9	0.0714	4.7	1.40	4.8	0.1426	0.9	0.2
10.1RE	0.71	706	600	90.4	0.88	896 ± 10	973 ± 35	+9	6.71	1.1	0.0715	1.7	1.47	2.1	0.1490	1.1	0.5
9.1	0.14	382	200	52.8	0.54	962 ± 11	970 ± 30	+1	6.22	1.2	0.0714	1.5	1.58	1.9	0.1609	1.2	0.6
5.1	0.10	515	456	72.2	0.91	974 ± 10	949 ± 32	-3	6.13	1.1	0.0707	1.6	1.59	1.9	0.1631	1.1	0.6
6.1	0.10	487	274	69.2	0.58	985 ± 10	1000 ± 22	+2	6.05	1.1	0.0725	1.1	1.65	1.6	0.1652	1.1	0.7
7.1	0.22	898	445	130	0.51	1003 ± 10	1037 ± 17	+4	5.94	1.1	0.0738	0.9	1.71	1.4	0.1683	1.1	0.8
4.1	0.22	287	113	42.4	0.41	1023 ± 11	1019 ± 37	-0	5.82	1.2	0.0732	1.8	1.73	2.2	0.1719	1.2	0.5
1.1	0.06	268	147	39.9	0.57	1031 ± 11	1019 ± 32	-1	5.77	1.2	0.0732	1.6	1.75	2.0	0.1734	1.2	0.6
10.1	—	258	476	38.5	1.91	1034 ± 12	1030 ± 28	-0	5.75	1.3	0.0736	1.4	1.76	1.9	0.1739	1.3	0.7
3.1	0.17	384	337	57.6	0.91	1038 ± 11	1058 ± 23	+2	5.72	1.1	0.0746	1.2	1.80	1.6	0.1747	1.1	0.7
8.1RE	—	350	145	53.1	0.43	1048 ± 12	1011 ± 27	-4	5.66	1.2	0.0729	1.3	1.77	1.8	0.1766	1.2	0.7
Образец 353/1-94																	
4.1	0.54	128	107	14.6	0.86	801 ± 15	788 ± 283	-2	7.56	2.0	0.0654	13.5	1.19	13.6	0.1323	2.0	0.1
1.1	0.16	238	207	27.1	0.90	802 ± 9	791 ± 51	-1	7.55	1.2	0.0655	2.4	1.20	2.7	0.1324	1.2	0.4
3.1	0.01	242	239	27.6	1.02	804 ± 9	807 ± 34	+0	7.53	1.2	0.0660	1.6	1.21	2.0	0.1328	1.2	0.6
9.1	1.32	77	62	8.81	0.83	805 ± 15	1038 ± 95	+24	7.51	2.0	0.0739	4.7	1.36	5.1	0.1331	2.0	0.4
2.1	—	104	57	12	0.57	807 ± 12	855 ± 91	+6	7.50	1.6	0.0676	4.4	1.24	4.7	0.1333	1.6	0.3
5.1	0.01	297	183	34.5	0.64	818 ± 10	820 ± 34	+0	7.40	1.3	0.0664	1.6	1.24	2.1	0.1352	1.3	0.6
6.1	0.26	290	181	33.7	0.65	820 ± 10	885 ± 34	+8	7.37	1.3	0.0685	1.6	1.28	2.1	0.1356	1.3	0.6
7.1	—	52	57	6.03	1.14	820 ± 15	830 ± 138	+1	7.37	1.9	0.0668	6.6	1.25	6.9	0.1357	1.9	0.3
10.1	0.58	56	69	6.65	1.26	830 ± 14	797 ± 150	-4	7.28	1.8	0.0657	7.1	1.25	7.4	0.1375	1.8	0.2
8.1	0.38	87	70	10.3	0.84	833 ± 14	771 ± 136	-9	7.25	1.8	0.0649	6.5	1.23	6.7	0.1379	1.8	0.3
Образец 523/1-94																	
3.1	0.85	56	32	6.13	0.59	770 ± 16	857 ± 150	+11	7.89	2.2	0.0676	7.2	1.18	7.5	0.1268	2.2	0.3
4.1	1.09	100	60	10.9	0.62	770 ± 12	835 ± 139	+8	7.88	1.6	0.0669	6.7	1.17	6.9	0.1269	1.6	0.2
6.1	0.18	204	194	22.2	0.98	771 ± 10	784 ± 53	+2	7.87	1.3	0.0653	2.5	1.14	2.8	0.1270	1.3	0.5
7.1	0.41	135	110	14.8	0.84	773 ± 12	876 ± 49	+12	7.85	1.7	0.0682	2.4	1.20	2.9	0.1274	1.7	0.6
1.1	0.54	165	192	18.1	1.20	776 ± 10	829 ± 80	+7	7.82	1.4	0.0667	3.8	1.18	4.1	0.1279	1.4	0.3
11.1	0.64	156	107	17.2	0.71	776 ± 10	827 ± 86	+7	7.81	1.3	0.0667	4.1	1.18	4.4	0.1280	1.3	0.3
2.1	0.46	318	340	35	1.10	777 ± 10	769 ± 63	-1	7.81	1.4	0.0648	3.0	1.15	3.3	0.1281	1.4	0.4
12.1	0.26	163	140	18	0.89	779 ± 23	703 ± 184	-11	7.79	3.1	0.0629	8.6	1.11	9.2	0.1284	3.1	0.3
5.1	0.05	214	178	23.6	0.86	780 ± 17	825 ± 51	+6	7.77	2.4	0.0666	2.4	1.18	3.4	0.1287	2.4	0.7
10.1	1.57	44	40	5.11	0.93	814 ± 36	1042 ± 159	+23	7.43	4.8	0.0740	7.9	1.37	9.2	0.1346	4.8	0.5
8.1	0.62	91	99	10.6	1.12	818 ± 12	902 ± 96	+10	7.39	1.6	0.0691	4.6	1.29	4.9	0.1353	1.6	0.3
9.1	0.22	81	92	9.49	1.17	819 ± 13	793 ± 160	-3	7.38	1.7	0.0656	7.6	1.23	7.8	0.1355	1.7	0.2

Примечание. Ошибки = 1σ; Pb_c и Pb* обозначают обыкновенную и радиогенную порцию свинца соответственно.

(1) Введена коррекция на обыкновенный свинец на основании измеренных значений ²⁰⁴Pb.

1048 ± 12 млн лет (1σ). Пять наиболее древних цирконов (см. таблицу, № 8—12) образуют конкордантный кластер с возрастом 1034 ± 9 млн лет (2σ) (см. рис. 4). В принципе аналогичный возраст имеет зерно № 7. Это зерно слабо дисконкордантно и овал доверительных изотопных отношений смещен вниз от конкордии (см. рис. 4). Так как такие изотопные соотношения, скорее всего, вызваны потерей свинца, то более корректным для данного анализа является оценка возраста по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, которое составляет 1037 ± 17 млн лет (1σ), что совпадает с конкордантным возрастом кластера. Таким образом,

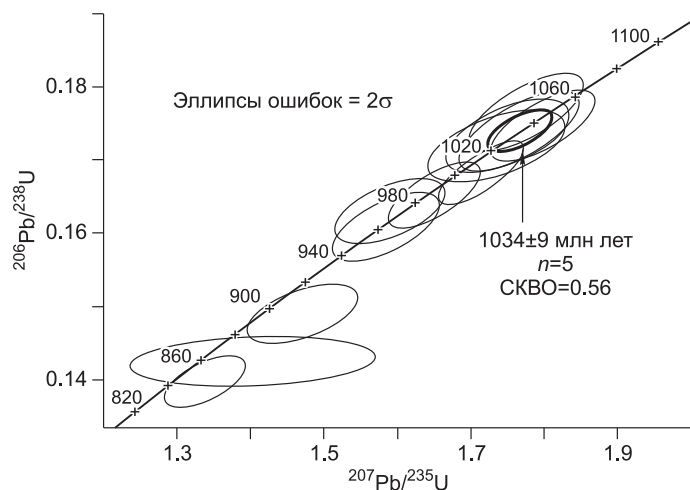


Рис. 4. U-Pb изотопная диаграмма для цирконов пр. 626/1-99.

Для конкордантного кластера, образованного пятью самыми древними цирконами, подписан возраст.

для половины из проанализированных зерен возраст с учетом ошибок измерений является одинаковым и составляет 1034 ± 9 млн лет. Мы предполагаем, что этот кластер соответствует конкретному магматическому комплексу. Датированный нами островодужный магматический комплекс оказывается несколько более древним, чем официально принятая датировка офиолитовых плагмогранитов: 1020 млн лет [Khain et al., 2002]. Эта датировка интерпретировалась как время заложения Дунжугурской дуги, однако 1034 млн лет назад эта дуга уже продуцировала кислые и средние магмы. Ранее (в 1994 г.) из того же обнажения плагмогранитов, которые дали возраст 1020 млн лет, были датированы цирконы с возрастом 1042 млн лет (Е.В. Скляр, устное сообщение, см. [Кузьмичев, 2004]). По-видимому, последняя оценка возраста ближе к моменту заложения островной дуги.

Шесть остальных зерен имеют более молодой возраст (см. таблицу, рис. 4). По отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ он лежит в диапазоне 844 ± 8 — 985 ± 10 млн лет (1σ) (см. таблицу, ан. 1—6). На рис. 5 видна некоторая дискордантность анализов 1—3, которые, в соответствии с вышеприведенными рассуждениями, мы считаем более правильным обсчитывать по изотопам свинца $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. При этом возраст самого молодого зерна оказывается равным 910 ± 27 млн лет (см. таблицу). Учитывая малое количество проанализированных зерен, мы считаем, что имеющиеся данные не позволяют уверенно определить верхнюю возрастную границу магматической активности в дуге. Конечно, следовало бы измерить несколько точек в пределах самого молодого зерна, чтобы получить конкордантные значения, а также попробовать найти подобные кристаллы, основываясь на морфологическом сходстве и сходстве внутренней структуре на CL имиджах. К сожалению, у нас не было возможности проделать такую работу. В целом интервал возрастов этой группы из шести зерен мы принимаем равным 1000—900 млн лет.

Таким образом, островодужный магматизм в Дунжугурской дуге начался не позднее чем 1034 ± 9 млн лет (2σ) и завершился не ранее чем 910 ± 27 млн лет (1σ). Учитывая распределение аналитических данных на графике (см. рис. 4), можно предполагать, что дополнительное датирование детритовых кристаллов полностью закроет интервал 900—1000 млн лет и, скорее всего, позволит выделить более молодые цирконы. Результаты анализа свидетельствуют, что островодужный магматизм продолжался более 100 млн лет. На основе имеющейся информации нет никаких оснований предполагать, что в геологической истории раннебайкальского этапа пропущено какое-то важное тектоническое событие. По-видимому, следует признать, что Дунжугурская дуга действительно существовала на протяжении всего раннебайкальского этапа длительностью более 200 млн лет.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКОГО ЭТАПА (800—600 МЛН ЛЕТ)

Началом предбайкальского этапа принято считать коллизию Дунжугурской дуги и Гарганской окраины континента. Возраст коллизии ранее определялся по возрасту тоналитов сумсунурского комплекса (см. рис. 1), который составляет 785 ± 11 млн лет [Кузьмичев и др., 2000]. Несмотря на мощный теоретический базис, положенный в основу доказательств того, что сумсунурские тоналиты — первые надсубдукционные выплавки в новообразованной активной континентальной окраине [Kuzmichev et al., 2001], эта идея не подтвердилась. Возраст игнибритов, представляющих вполне зрелую фазу эволюции активной континентальной окраины, оказался таким же, как и возраст сумсунурского комплекса: 782 ± 7 млн лет [Кузьмичев, Ларионов, 2011]. Возраст коллизии более обоснованно может быть определен по датировкам синколлизиионных гнейсогранитов. К последним, предположительно, отнесены гранитоиды, выявленные И.А. Козаковым и его коллегами на территории, расположенной южнее. Возраст двух датированных массивов составил 809 ± 4 и 810 ± 2 млн лет (циркон, TIMS) [Козаков и др., 2009а,б]. Соответственно, начало позднебайкальского этапа мы принимаем равным 810 млн лет. Идентифицированы три тектонических элемента, существовавших на этом этапе: Сархойская континентальная дуга [Кузьмичев, Ларионов, 2011], Окинская аккреционная призма перед ее фронтом [Kuzmichev et al., 2007] и Шишхидская островная дуга [Kuzmichev et al., 2005].

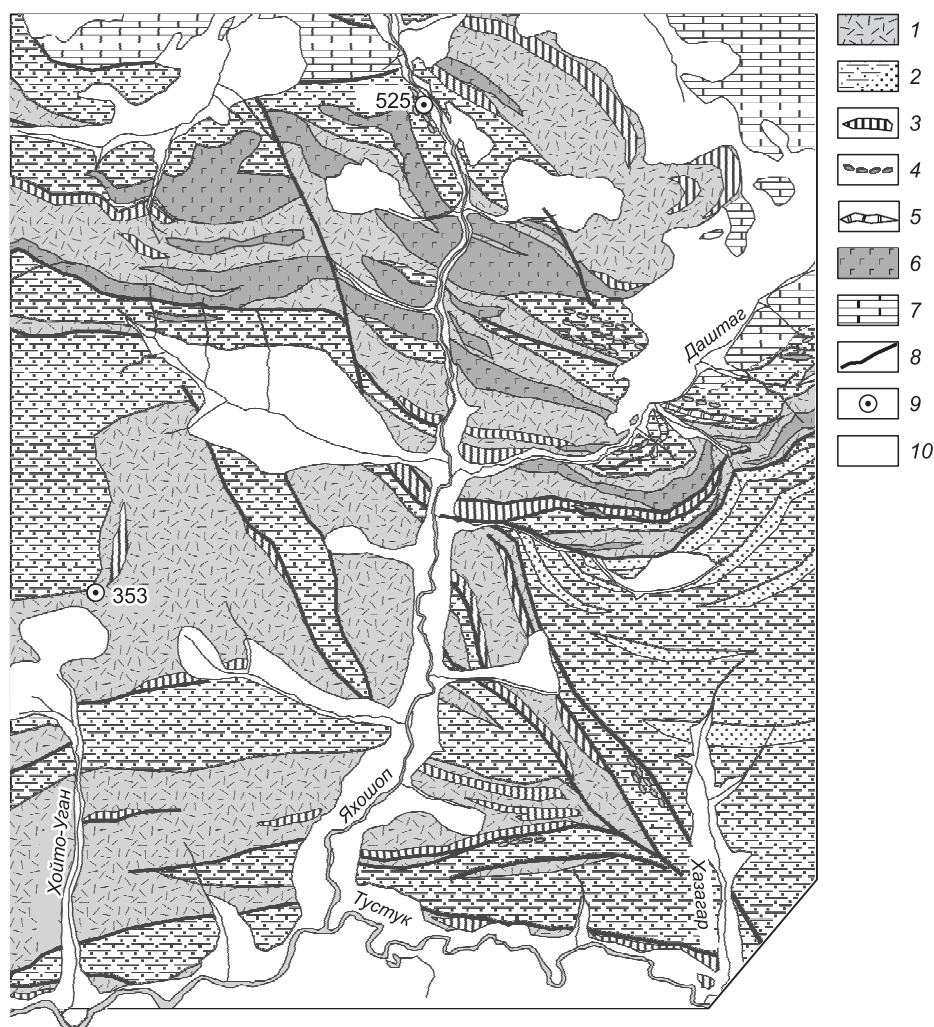


Рис. 5. Схема геологического строения Окинской призмы в бассейне р. Яшооп.

1 — «вулканогенная» толща окинской серии; 2 — «флишоидная» толща окинской серии; 3 — пестроцветная пачка; 4 — конгломерат; 5 — карбонатная олистострома; 6 — диабазовые силлы; 7 — венд-кембрийский чехол Тувино-Монгольского массива; 8 — разломы; 9 — точки отбора проанализированных образцов, 10 — четвертичные отложения.

Сархойская континентальная дуга возникла после коллизии Дунжугурской островной дуги и Гарганской окраины континента, когда субдукция стала осуществляться под древнюю континентальную основу Тувино-Монгольского массива. Промежуток времени существования этой окраины, более или менее обоснованный геохронологическими данными, составляет 805—770 млн лет [Кузьмичев, Ларионов, 2011].

Второй элемент позднебайкальского этапа — Окинская аккреционная призма — сформировалась перед фронтом сархойской активной окраины. Единственная геохронологическая датировка, имеющая отношение к этой структуре, это возраст базитовых силлов, прорывающих ее: 753 ± 16 млн лет (U-Pb, циркон, TIMS) [Kuzmichev et al., 2007]. Предполагается, что базитовый магматизм явился результатом субдукции океанического спредингового хребта под активную окраину континента, как это происходило в Японии, Чили и других местах [Forsythe et al., 1986; Maeda, Kagami, 1996; Hibbard, Karig, 1990; Russo et al., 2010]. Так как силлы присутствуют только в северной части выходов, то, возможно, хребет был ориентирован почти перпендикулярно к зоне субдукции (см. обсуждение в [Кузьмичев, 2004]). На северном участке породы Окинской призмы содержат вулканокластические отложения и горизонты щебнистых туфов с обломками кислых и средних вулканических пород, которые более подробно описаны ниже.

Третий элемент позднебайкальской геодинамической системы — Шишхидская островная дуга. Ранее предполагалось, что дуга существовала автономно в Палеоазиатском океане и что она испытала

коллизии с Сархойской активной окраиной Сибирского (?) континента на рубеже приблизительно 600 млн лет [Кузьмичев, 2004]. Датирование кислых вулканитов тыловой зоны Шишхидской дуги показало, что дуга уже существовала 800 ± 2.6 млн лет (среднее значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ по 7 конкордантным анализам, 2σ) [Kuzmichev et al., 2005], т.е. мы опять сталкиваемся с ситуацией, в которой островная дуга существует на протяжении 200 млн лет. Фактически рассмотренная геодинамическая система может быть обоснована для возрастного уровня 800 млн лет, и с некоторой натяжкой мы можем распространить время ее существования до 750 млн лет. Интервал 750—600 млн лет никак не представлен изотопными данными. Последняя дата (600 млн лет) также не строго обоснована. Она предположительно отнесена к началу образования посторогенных грубообломочных нижневендских отложений, перекрытых вендским-кембрийским карбонатным чехлом боксонской серии. Эти породы несогласно залегают на всех остальных комплексах, что предполагает предшествовавший орогенез на уровне ~ 600 млн лет. Для того чтобы попытаться частично закрыть интервал 800—600 млн лет, мы сделали попытку датирования вулканокластических пород, включенных в состав Окинской аккреционной призмы.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В ОКИНСКОЙ ПРИЗМЕ

Вулканокластические породы присутствуют в составе Окинской призмы в ее северном сегменте в бассейне правых притоков р. Тустук. Здесь в составе призмы закартированы две толщи: «вулканогенная» и «флишоидная» (см. рис. 5) [Kuzmichev et al., 2007]. Состав толщ не отвечает их названию, это — дань традиции [Кузьмичев, 2004]. В бассейне р. Яхошоп значительная часть «вулканогенной» толщи сложена обломочными породами с большей или меньшей долей вулканического материала. В частности, здесь описаны вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конглобрекчии, представляющие собой переотложенные туфы кислого или смешанного состава. Встречаются олигомиктовые брекчии, состоящие из хаотически ориентированных фрагментов вулканических пород, размером в несколько сантиметров. Многие разности более или менее явно окрашены в зеленый цвет; присутствуют также и зеленые сланцы, но, в отличие от метабазальтовых зеленых сланцев южных сегментов призмы, они содержат значительное количество кварца и имеют кислый валовой состав. Литокласты сложены преимущественно плагиопорфирами, кварцевыми порфирами и перекристаллизованными фельзитами. Часты также обломки измененных андезитов и базальтов, гранофира. Кристаллокласты представлены кварцем и плагиоклазом. В толще присутствует пирокластика, явно не испытавшая значительного переноса. В некоторых разностях обломки вулканитов тесно сжаты и имеют преимущественно комковатую или линзовидную форму, иногда с вдавленными контурами. Не исключено, что подобные породы представляют собой непереотложенные туфы. Вулканокластика встречается также среди пород «флишоидной» толщи (см. рис. 5), но здесь она участвует в составе конгломератов и преимущественно окатана.

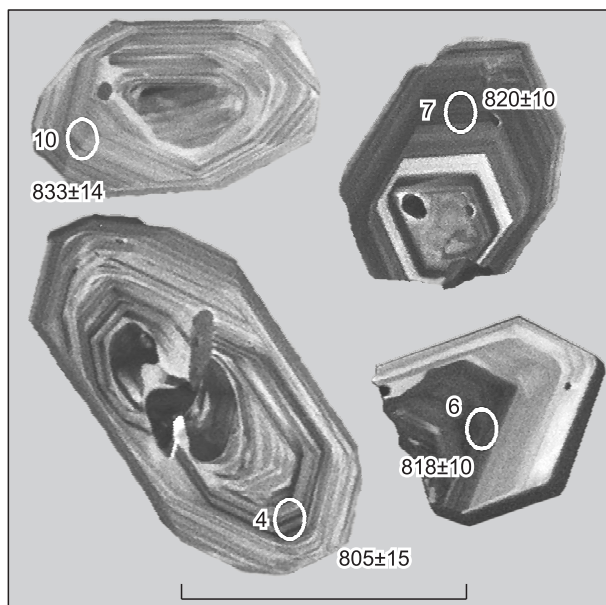
Геодинамическая система аккреционной призмы не предусматривает магматической активности. Основываясь на аналогиях с призмой Шиманто [Taira et al., 1992], мы предполагаем, что кислый магматизм не имеет прямого отношения ни к сархойскому вулканоплутоническому поясу, ни к собственно геодинамической системе аккреционной призмы. Вулканиты встречаются в миоценовой части эталонного пояса Шиманто. Они включают вулканические брекчии и переотложенную пирокластику основного—кислого состава. Последняя обнаружена не только в поясе Шиманто, но и в подводной части призмы [Charvet et al., 1990]. Описаны также вулканокластические конгломераты, сложенные окатанными, а иногда остроугольными обломками пестроцветных порфиров. Изверженные породы имеют островодужные геохимические черты [Hibbard, Karig, 1990]. Их присутствие в составе аккреционной призмы связывают с вулканической активностью Изу-Бонинской островной дуги, которая, начиная с миоцена, испытывает коллизии с Японией [Taira, 2005]. В случае Окинской призмы, ситуация в северном ее сегменте могла быть сходной. Сходство выражено не только в возможной субдукции спредингового хребта (см. выше), но также и в предполагаемой торцовой коллизии островной дуги и континентальной окраины.

Фрагментарные выходы пород офиолитовой ассоциации и ассоциированных с ними сильно измененных фельзитов, андезитов и диоритов обнажены западнее площади, изображенной на рис. 5, в бассейне р. Сорок (см. рис. 1). Это сочетание напоминает то, что наблюдается в разрезе шишхидских надсубдукционных офиолитов. Цепочка разобщенных выходов серпентинитов, по данным государственных геологических съемок, может быть протрассирована в направлении шишхидского выхода офиолитов, перекрытого островодужными породами (см. рис. 1).

Таким образом, мы предполагали, что датирование островодужной вулканокластики в толщах северного сегмента Окинской призмы позволит не только определить возраст пород призмы, но также и возраст начала коллизии Шишхидской дуги и Сархойской континентальной окраины. При этом мы надеялись хотя бы частично закрыть «немой» интервал (750—600 млн лет) в геологической истории региона. Для датирования отобран материал в точках 353 и 523 (см. рис. 5).

Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения цирконов пр. 353/1-94.

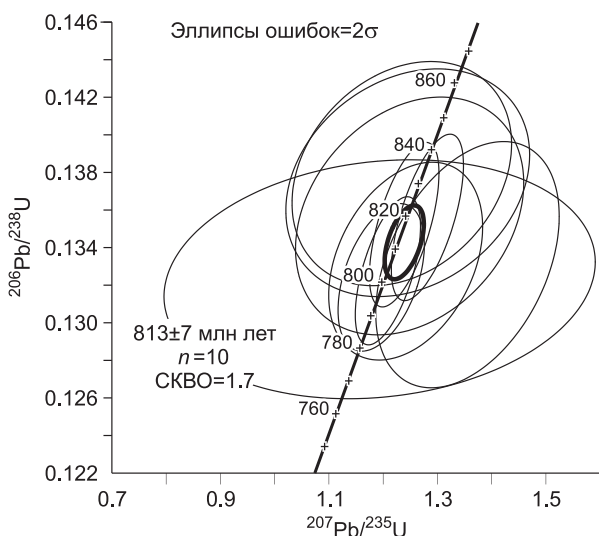
Показаны примеры проанализированных кристаллов, которые в наибольшей степени различаются характером зональности. Овалом выделены проанализированные области; цифры — номера анализов (см. таблицу) и возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в млн лет (1σ). Длина линейки 200 мкм.



РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД ОКИНСКОЙ ПРИЗМЫ

Образец 353/1-94 представляет собой вулканокластическую брекчию олигомиктового состава. Эта порода была интерпретирована как литокластический туф с андезитовой и дацитовый кластикой. Мы предполагали, что обломки вулканитов приблизительно одновозрастны и в таком случае датирование ограниченной выборки кристаллов циркона является оправданным. Кристаллы обладают магматической осцилляционной зональностью, которая различается в разных кристаллах (рис. 6). Присутствуют кристаллы с грубой контрастной непрерывной зональностью, также и кристаллы, испытавшие этапы растворения и последующего обрастания, с более тонкой и менее контрастной зональностью. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст десяти проанализированных кристаллов лежит в сравнительно узком интервале 801 ± 15 — 833 ± 14 млн лет (см. таблицу, рис. 7). Гауссово распределение на статистической диаграмме указывает на единую магматическую популяцию (рис. 8). С учетом ошибок измерений, анализы могут рассматриваться как одновозрастные, демонстрирующие одноактное магматическое событие. Конкордантный возраст, рассчитанный по 10 анализам, составил 813 ± 7 млн лет (2σ) СКВО = 0.95. Планируя данное исследование, мы предполагали, что возраст вулканитов окажется существенно более молодым. Полученное значение весьма близко к возрасту риолитов в тыловой зоне Шишихидской дуги [Kuzmichev et al., 2005] и по существу характеризует тот же самый этап вулканизма. Близко это значение и к началу надсубдукционного вулканизма в Сархойской дуге. Мы все же считаем Шишихидскую дугу источником вулканогенной кластики. Если это так, то, вероятно, сама дуга возникла еще раньше, чем предполагалось. Более поздние фазы вулканизма, что собственно и является задачей данного исследования, зафиксировать не удалось.

Образец 523/1-94 представляет собой конгломерат флишовой толщи (см. рис. 5) с окатанными гальками эффузивов и субвулканических пород. Среди обломков идентифицированы кварцевые и плагиоклазовые порфиры, раскристаллизованные в разной степени, фельзиты и гранофиры. Хорошая окатанность материала предполагает его первоначальную обработку на суше или в прибрежной обстановке.



Мы считаем, что этот конгломерат занимает более высокий уровень разреза, чем толща, из которой взят обр. 353/1, хотя строго обосновать стратификацию и последовательность напластования в аккреционной призме проблематично. Так как материал был переработан на суше, мы предполагали, что он является результатом эрозии островодужных поднятий и может включать продукты размыва разновозрастных магматических пород. Образец конгломерата был перемолот вместе с гальками, и вполне вероятно, что выделенные цирконы характеризуют именно возраст обломков магматических пород. Цирконы действительно различаются на CL изображениях: присутс-

Рис. 7. Уран-свинцовая изотопная диаграмма для анализов обр. 353/1-94.

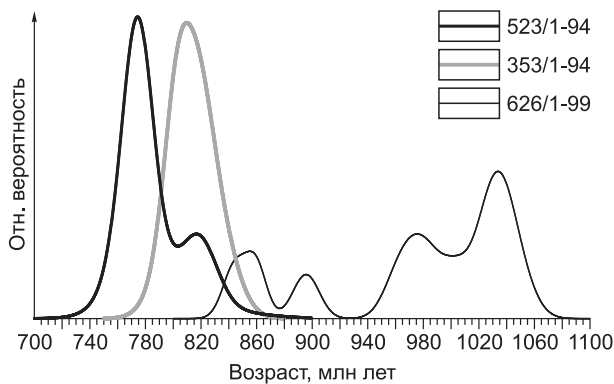


Рис. 8. Гауссово распределение значений возраста, рассчитанных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для детритовых цирконов окинской серии.

Для сопоставления приведен также график дунжугурских детритовых цирконов (пр. 626/1-99). Видно бимодальное распределение значений пр. 523/1-94 и унимодальное для пр. 353/1-94.

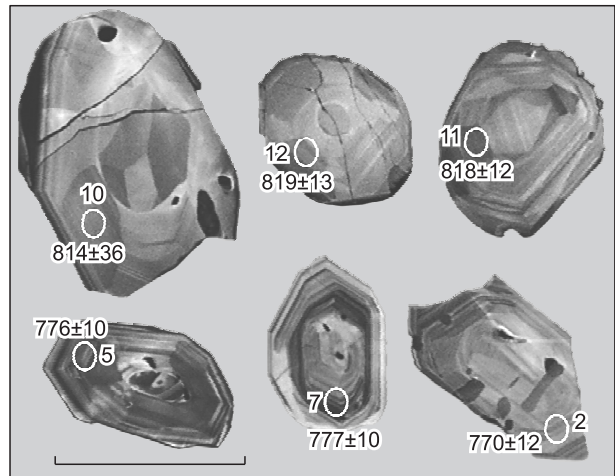


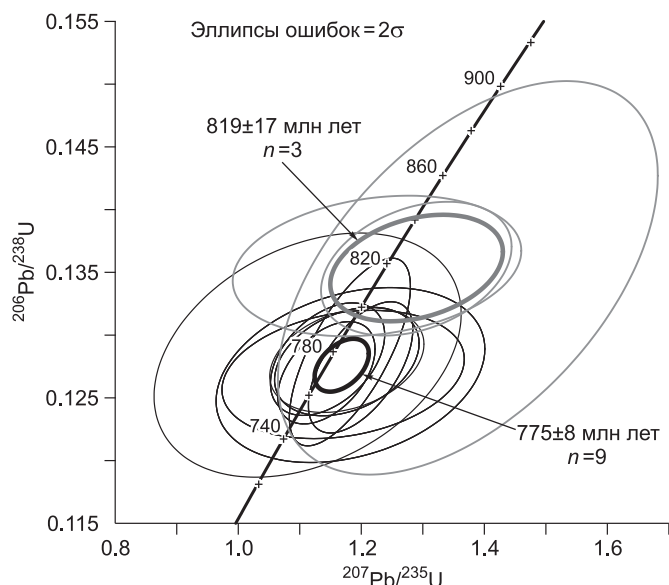
Рис. 9. Типичные цирконы пр. 523/1-94.

В верхнем ряду цирконы с ясно выраженной секториальной зональностью, образующие конкордантный кластер 819 ± 17 млн лет. Нижний ряд — цирконы кластера 775 ± 8 млн лет (2σ) с более выраженной осцилляционной зональностью. Овалы — проанализированные участки, цифры — номера анализа и возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Длина масштабной линейки 200 мкм.

твуют кристаллы, в которых более выражена секториальная зональность, а также кристаллы с осцилляционной зональностью (рис. 9).

Проведен изотопный анализ 12 кристаллов циркона, возраст которых по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ образует последовательный ряд от 770 ± 16 до 819 ± 13 млн лет (см. таблицу). Гауссово распределение этих значений бимодально (см. рис. 8), вследствие чего мы можем предполагать, что в проанализированной выборке присутствуют две группы цирконов, отвечающие двум дискретным магматическим событиям. Расчет в Изоплоте [Ludwig, 2003] показывает, что обе группы анализов удовлетворяют этому условию: программа позволяет обсчитать оба кластера. Молодые цирконы, включающие анализы № 1—9 (см. таблицу), образуют кластер в возрасте 775 ± 8 млн лет, СКВО = 3.5 (2σ). Более древний кластер, представленный анализами № 10—12, имеет конкордантный возраст, равный 819 ± 17 млн лет (рис. 10).

Таким образом, в двух проанализированных образцах вулканокластических пород Окинской призм выявлены три популяции цирконов: 813 ± 7 , 819 ± 17 и 775 ± 8 млн лет. Первые две популяции с



учетом ошибок имеют аналогичный возраст. Расчет по всем 13 анализам этих двух кластеров дает конкордантный результат 814.1 ± 6.7 млн лет (2σ). Все эти цирконы, вероятно, отвечают единому этапу магматической активности, но, как видно на катодолюминесцентных изображениях, отвечают двум разным магматическим комплексам (см. рис. 6 и 9). Второе событие на 35—40 млн лет моложе и отвечает более позднему этапу магматической активности.

Проведенное датирование магматических пород, заключенных в Окинской призме, не решило проблему того, что происходило в регионе в интервале 750—600 млн лет. Наиболее молодое событие, которое до сих пор вы-

Рис. 10. Уран-свинцовая изотопная диаграмма для анализов пр. 523/1-94.

явлено, — силлы с возрастом 753 ± 16 млн лет, внедрявшиеся в аккреционную призму в результате предполагаемой субдукции океанического хребта.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА В СВЕТЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Проведенное исследование позволило лишь отчасти залатать бреши в нашем понимании последовательности неопротерозойских тектонических событий в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы. Датированный интервал магматической активности в Дунжугурской дуге составил 1034—900 млн лет. Ранее предполагалось, что начальные стадии формирования дуги, сопровождаемые бонинитовым магматизмом, имеют возраст 1020 млн лет [Khain et al., 2002]. Сейчас очевидно, что дуга сформировалась ранее 1034 млн лет: продукты инициального магматизма вряд ли могли продуцировать датированные нами цирконы. Верхний возрастной предел, по полученным нами данным, является очень неопределенным. Следует иметь в виду, что самый молодой кристалл циркона по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ имеет возраст 844 млн лет, что близко к возрасту предполагаемой коллизии дуги и континента. Можно прогнозировать, что дополнительное изучение детритовых цирконов из вулканокластических пород дунжугурской толщи позволит закрыть изотопными датировками весь интервал возрастов в промежутке 1000—810 млн лет. Таким образом, вероятно, Дунжугурская дуга действительно существовала на протяжении 200 млн лет. Несмотря на длительность этого интервала, превышающую время существования известных авторам фанерозойских дуг, в пределах Дунжугурской дуги не возникло мощной сиалической коры. По крайней мере, картируемого на большой площади вулканоплутонического комплекса, который можно было бы отнести к зрелой Дунжугурской дуге, в Восточном Саяне нет. Вместо этого обнажены породы офиолитовой ассоциации, которые соотнесены с преддуговой литосферой, обдуцированной на окраину Гарганского континентального блока [Кузьмичев, 2004]. Мы не исключаем, что некоторые островодужные комплексы могут быть перекрыты венд-кембрийским чехлом, частично они могут быть погребены под Окинским надвигом (см. рис. 1). Кроме того, следует иметь в виду, что в океанических дугах сиалическая кора может и не генерироваться вовсе. По крайней мере, как показано в [Holbrook et al., 1999], Алеутская дуга, которая развивается, по меньшей мере, с 55 млн лет, обладает в целом мафической корой и гранитный слой в ней отсутствует.

Ранее считалось, что Шишхидская островная дуга существовала автономно в Палеоазиатском океане до момента коллизии с Сархойской окраиной около 600 млн лет [Кузьмичев, 2004]. Суждение о возможном торцовом сочленении Шишхидской дуги и Окинской призмы, высказанное выше, предполагает, что коллизия началась раньше окончательного закрытия океанического бассейна, разделявшего дугу и континентальную окраину. Планируя датирование вулканокластических пород в Окинской призме, мы рассчитывали получить возрасты, лежащие в интервале 750—600 млн лет. Этот расчет не оправдался. Выяснилось, что если наше предположение о торцовом сочленении Шишхидской дуги и Окинской призмы правильное, то Шишхидская дуга причленялась одним краем к Сархойской континентальной окраине уже в самом начале позднебайкальского этапа. Таким образом, нам не удалось получить новых геохронологических данных, позволяющих определить длительность активного вулканизма в Шишхидской дуге.

Поиски конкретных магматических комплексов, датирование которых позволит лучше понять геологическую историю позднебайкальского этапа, проблематичны. Например, мы не можем указать на возможные массивы син- или постколлизионных гранитоидов, которые бы фиксировали завершающую коллизию позднебайкальского этапа. Гораздо больше надежд можно возлагать на датирование детритовых цирконов. Шишхидская дуга была обращена тыловой зоной к Сархойской окраине, и в современной структуре надвинута на породы Окинской призмы. С противоположной стороны Шишхидского надвига (см. рис. 1) разрез надсубдукционных офиолитов наращивается островодужными породами, из которых нами продатированы только нижние вулканы [Kuzmichev et al., 2005]. Выше разрез наращивается андезитовой вулканокластикой, а еще выше мощной осадочной толщей, включающей горизонты вулкаников и вулканокластических пород [Кузьмичев, 1991]. Возможно, что датирование вулканокластики этой зоны позволит обосновать полный интервал времени существования Шишхидской островной дуги.

Следует также иметь в виду, что в работе обсуждаются лишь предварительные сведения о возрасте детритовых цирконов неопротерозойских толщ Восточного Саяна. В силу обстоятельств проанализировано лишь небольшое количество детритовых зерен циркона. Изотопный анализ порядка 100 зерен на образец, как это принято в современных методиках, позволит выявить и датировать все значимые популяции магматических пород в источнике. Можно с уверенностью прогнозировать, что подобные исследования на территории Тувино-Монгольского массива обещают много новой и неожиданной геологической информации.

Авторы признательны рецензентам М.М. Буслову и Е.В. Складкову за анализ рукописи и сделанные замечания, позволившие существенно улучшить работу. Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН № 10 «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

ЛИТЕРАТУРА

Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов (Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии). Т. I. СПб., ИГГД РАН, 2009, с. 34—35.

Беличенко В.Г., Складков Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Фугзан М.М. Кристаллические комплексы Тарбагатайского выступа раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: геодинамические следствия // Изотопные системы и время геологических процессов (Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии). Т. I. СПб., ИГГД РАН, 2009а, с. 246—249.

Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Рифейский метаморфический комплекс Сонгинского выступа раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Изотопные системы и время геологических процессов (Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии). Т. I. СПб., ИГГД РАН, 2009б, с. 249—251.

Кузьмичев А.Б. Геологическая структура и стратиграфия Билинской подзоны Шишхидского офиолитового пояса (Восточная Тува и Северная Монголия) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1991, с. 130—150.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ, 2004, 192 с.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~ 770—800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 875—895.

Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (10), с. 1379—1383.

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный пояс Восточной Гондваны // Докл. РАН, 1995, т. 342, № 5, с. 661—664.

Charvet J., Faure M., Fabbri O., Cluzel D., Lapierre H. Accretion and collision during East-Asiatic margin building — a new insight on the peri-Pacific orogenies / Eds. T.J. Wiley, D.G. Howell, F.L. Wong // Terrane analysis of China and the Pacific rim. Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, 1990, v. 13, p. 161—191.

Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // GSA Bulletin, 2011, v. 123, № 3/4, p. 387—411.

Forsythe R.D., Nelson E.P., Carr M.J., Kaedig M.E., Herve M., Mpodozis C., Soffia J.M., Harnbour S. Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: a possible manifestation of ridge collision // Geology, 1986, v. 14, p. 23—27.

Hibbard J.P., Karig D.E. Structural and magmatic responses to spreading ridge subduction: an example from southwest Japan // Tectonics, 1990, v. 9, p. 207—230.

Holbrook W.S., Lizarralde D., McGeary S., Bangs N., Diebold J. Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth // Geology, 1999, v. 27, p. 31—34.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kreoner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 6202, p. 1—16.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~ 800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc—continent collision at the northeast Rodinia margin // Precamb. Res., 2001, v. 110, № 1—4, p. 109—126.

Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precamb. Res., 2005, v. 138, p. 125—150.

Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E. The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): A Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // *Island Arc*, 2007, v. 16, p. 224—242.

Levashova N.M., Kalygin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*, 2010, v. 485, p. 306—320.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4, 2003.

Maeda J., Kagami H. Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan // *Geology*, 1996, v. 24, p. 31—34.

Russo R.M., VanDecar J.C., Comte D., Mocanu V.I., Gallego A., Murdie R.E. Subduction of the Chile Ridge: upper mantle and flow // *GSA Today*, 2010, v. 20, № 9, p. 4—20.

Shervais J.W. Birth, death and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochem. Geophys. Gesyst.*, 2001, v. 2, paper number 2000GC000080, 45 p.

Taira A. Tectonic evolution of the Japanese island arc system // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2001, v. 29, p. 109—134.

Taira A., Byrne T., Ashi J. Photographic atlas of an accretionary prism. Geologic structures of the Shimanto belt, Japan. University of Tokyo Press, 1992, 124 c.

*Рекомендована к печати 23 апреля 2012 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
30 января 2012 г.*