

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2013 г. А. А. Арискин*, Ю. А. Костицын*, Э. Г. Конников**, Л. В. Данюшевский***, С. Меффре***, Г. С. Николаев*, Э. Мак-Нил***, Е. В. Кислов****, Д. А. Орсов****

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

119991 Москва, ул. Косыгина, 19

E-mail: ariskin@rambler.ru

**Институт экспериментальной минералогии РАН

142432 Черногловка, Московская обл., ул. Институтская, 4

***Центр исследований рудных месторождений (CODES), Тасманийский университет, Хобарт, Австралия

****Геологический институт СО РАН,

670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6

Поступила в редакцию 21.02.2012 г.

Принята к печати 24.04.2012 г.

Приводятся новые данные о геохронологии Довыренского интрузивного комплекса и ассоциирующих метариолитов Сыннырского хребта (иняптукская свита), полученные в результате локального анализа цирконов в образцах методом лазерной абляции (LA-ICPMS). U–Pb возраст безоливиновых габброноритов из прикровельной части Йоко-Довыренского массива 730 ± 6 млн лет (СКВО = 1.7, $n = 33$, 3 образца) близок оценке 731 ± 4 млн лет (СКВО = 1.3, $n = 56$, 5 образцов) для 200-м силла, подстилающего pluton. Эти данные перекрываются с возрастом перекристаллизованного роговика внутри массива (“чарнокитоид” – 723 ± 7 млн лет, СКВО = 0.12, $n = 10$) и дайки сульфидизированного габбронорита ниже его основания (725 ± 8 млн лет, СКВО = 2.0, $n = 15$). Полученные оценки согласуются также с возрастом альбитового роговика (721 ± 6 млн лет, СКВО = 0.78, $n = 12$), представляющего низкотемпературную фацию контактового метаморфизма вмещающих пород. Таким образом, средний возраст Довыренского комплекса 728.4 ± 3.4 млн лет (СКВО = 1.8, $n = 99$ – по данным для силла, прикровельных габброноритов и “чарнокитоида”) оказывается на ~55 млн лет древнее оценки 673 ± 22 млн лет (Sm–Nd, [Amelin et al., 1996]). U–Pb система циркона двух кварцевых метапорфиров из основания иняптукской вулканической свиты СВ Йоко-Довыренского массива оказалась нарушенной. Разброс этих данных можно объяснить двумя дискретными событиями: тогда возраст первой популяции циркона составит 729 ± 14 млн лет (СКВО = 0.74, $n = 8$), второй – 667 ± 14 млн лет (СКВО = 1.9, $n = 13$). Более древнее значение отвечает интрузивным породам Довырена, тогда как возраст “омоложенных” зерен циркона указывает на время гидротермально-метасоматических процессов, охвативших всю вулканоплутоническую последовательность, включая серпентинизацию гипербазитов. В доказательство приводятся результаты Rb–Sr изотопных исследований с частичным кислотным растворением для двух серпентинизированных перидотитов из силла Верблюд, указывающие на возраст наложенных процессов 659 ± 5 млн лет (СКВО = 1.3, $n = 3$).

Ключевые слова: расслоенный массив, интрузивный комплекс, геохронология, циркон, лазерная абляция, LA-ICPMS.

DOI: 10.7868/S0016752513110022

ВВЕДЕНИЕ

Довыренский интрузивный комплекс и ассоциирующие вулканиты Сыннырского рифта входят в состав вулканоплутонического комплекса, который формировался на заключительных стадиях эволюции юго-западной части Олоkitско-Бодайбинского прогиба (Северное Прибайкалье) в позднем рифее [1]. Полный разрез этой структуры (Олоkitский комплекс мощностью 5–7 км)

сложен высокозрелыми терригенными отложениями, включающими пачки турбидитов, углеродисто-карбонатных сланцев, карбонатных пород и вулканитов [2]. Его базальный горизонт залегает на метариолитах возрастом 1863 ± 5 млн лет [3]. Верхнерифейские отложения Сыннырской рифтогенной структуры мощностью около 2.5 км венчают разрез Олоkitского комплекса. Верхняя часть этой преимущественно черносланцевой толщи

вмещает интрузивные тела (ультрамафит-мафитовые силлы, Йоко-Довыренский расслоенный плутон, дайки габбродиабазов) и вулканическую последовательность, представленную двумя свитами — иняптукской и сыннырской [4, 5].

Интерес к геохронологическим исследованиям данной вулканоплутонической ассоциации обусловлен двумя обстоятельствами. Первое связано с палеорекострукциями, касающимися геодинамики и эволюции магматизма крупных континентальных блоков, возникших при распаде Родинии, см. обзор. [6]. В частности, в последние годы ведутся поиски свидетельств синхронности Франклинского события, которое привело к формированию крупной магматической провинции (LIP) в Арктической Канаде 723 ± 4.2 млн лет назад [7], и основного магматизма Южной Сибири [8]. В основе этой гипотезы — результаты палеомагнитных исследований, которые допускают существование общего с сибирским континентального блока, включающего северную часть Лаврентии, напр. [9]. Второй аспект связан с петролого-геохимическими исследованиями, направленными на установление источника и механизма формирования вулканических пород сыннырской свиты, которые несут изотопно-геохимические признаки комагматичности интрузивным породам Довырена [10].

Попытки определения возраста довыренских пород предпринимались неоднократно. Первые геохронологические данные были получены K—Ar методом по валовому составу перидотита и габбро Йоко-Довыренского массива и показали соответственно 580 и 764 млн лет [11]. Сейчас эти данные имеют, скорее, исторический интерес. Кислов и др. [12] провели Rb—Sr изотопные исследования для 21 образца пород плутона. Для семи из них, наименее измененных, они построили изохрону, наклон которой отвечает возрасту 739 ± 110 млн лет; остальные точки дали большой разброс. Отметим, что приведенная нами погрешность, в отличие от оригинала, отвечает 2σ для единообразия при сравнении с результатами других исследований. Амелин и др. [13] Rb—Sr методом по биотиту в габбронорите из силла получили значение возраста 713 ± 7 млн лет, тогда как результаты исследований Sm—Nd систематики минеральных фракций из довыренских пород дали заметно более молодую оценку 673 ± 22 млн лет. Причем фактически этим авторам пришлось выбирать между двумя оценками — 707 ± 40 млн лет, полученной для габбронорита из силла, подстилающего главное интрузивное тело, и 673 ± 22 млн лет по Ol габбронориту из верхней части плутона. Они остановили свой выбор на изохроне с меньшей погрешностью, т.к. других оснований для предпочтения одной или другой даты не было. Недавно проведенные исследования бадделеита (5 фракций) из пегматоидного габбронорита в верхней части разреза Йоко-Довыренского мас-

сива U—Pb методом дали 724.7 ± 2.5 млн лет [14]. Это значение близко к оценке возраста сыннырских метапорфиров, полученной по слегка дискордантным данным (700 ± 20 млн лет, [3]), и метариолита (711.4 ± 5.7 млн лет [2]) из контрастной иняптукской свиты (“верхнетыйской толщи”¹).

При этом остается актуальной задача уточнения возраста вулканических пород сыннырской свиты. Представленную для них модельную оценку 700 ± 20 млн лет авторы [3] рассматривали как “наиболее реальную”, в более осторожной трактовке указывая на “возраст не древнее 810 млн лет”, вычисленный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. В этой статье мы приводим новые данные о возрасте пород Довыренского интрузивного комплекса на основе локального анализа цирконов непосредственно в образцах методом лазерной абляции (LA-ICPMS).

СТРОЕНИЕ ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Главный плутон в рельефе выражен гольцами Йоко и Довырен, разделенными долиной р. Ондоко, а в плане представляет линзовидное тело, размером $\sim 26 \times 3$ км² (рис. 1). Массив залегает субсогласно с вмещающими породами (преимущественно алевролитами), но вследствие постинтрузивных складчатых деформаций его падение близко вертикальному (70° – 80°). Строение Довырена, в целом выдержанное по простиранию, имеет отличия на флангах интрузива. Центральная часть включает мощную, до 980 м, толщу дунитов, тогда как в ЮЗ (г. Йоко) и СВ (участок “Школьный”) окончания дуниты практически отсутствуют, а среди ультрамафитов преобладают троктолиты и меланотроктолиты. Фазовая расслоенность массива детализирована по ультрамафит-мафитовой части интрузива в районе ручьев Большой и Центральный [1, 5, 15–19]. В основании разреза мощностью 3.2–3.4 км здесь выделяются породы эндоконтакта (закаленные пикродолериты и горизонт Pl-лерцолитов) и пять зон, последовательно сменяющихся снизу вверх и отвечающих доминирующим наборам минеральных фаз: дунит ($Ol + Chr$) → троктолит ($Ol + Pl + Chr$) → оливинное габбро ($Pl + Ol + Cpx$) → оливинный габбронорит ($Pl + + Ol + Cpx \pm Opx$) → кварцевые габбронориты и гранофиры ($Pl + Cpx \pm Opx \pm Pig$).

Подстилающие ультрамафит-мафитовые силлы отделены от Йоко-Довыренского массива горизонтами ороговикованных алевролитов и имеют мощность от первых десятков до 100–200 м.

¹ Согласно стратиграфической реконструкции этих авторов базальты иняптукской (в данной статье — рис. 1) свиты входят в состав “верхнетыйской толщи ондокоской подсерии”, а вулканические породы сыннырской свиты составляют “иняптукскую толщу иняптукской подсерии” Олокинского комплекса в ранге серии.

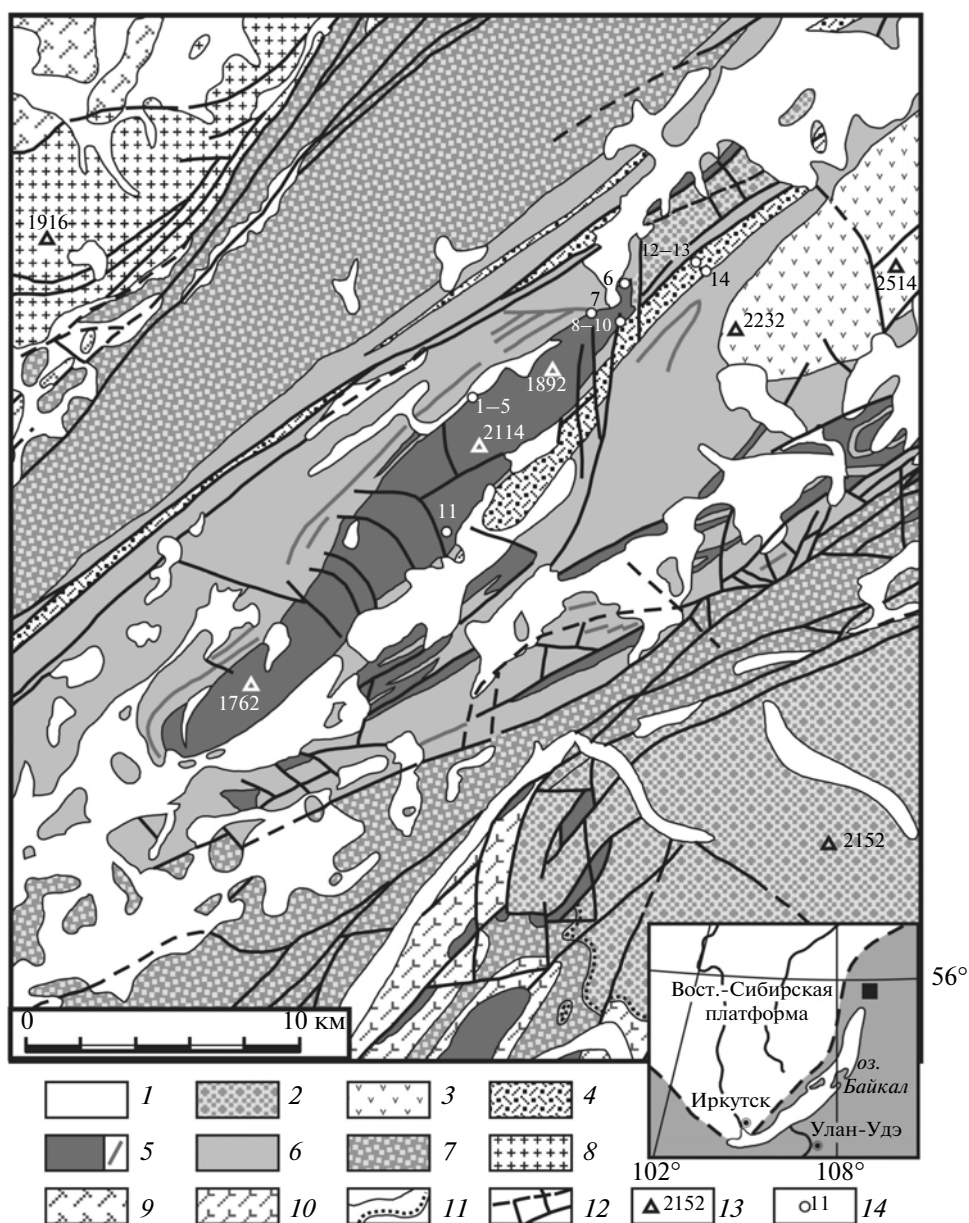


Рис. 1. Схематичная карта ЮЗ замыкания Олоkitского синклиниория (на основе геологической карты А.Г. Крапивина [21]).

1 – Четвертичные отложения (Q_{II-IV}); 2–7 – Олоkitский синклиниорий: 2 – Холоднинская свита ($V-\epsilon_1$); 3–6 – Сыннырско-Довыренский вулcano-плутонический комплекс (R_{2-3}): 3 – Сыннырская свита; 4 – Иняптукская свита; 5 – Довыренский интрузивный комплекс; 6 – карбонатно-терригенные отложения Сыннырского рифта; 7 – терригенные и карбонатно-терригенные отложения Олоkitского прогиба; 8–9 – Чуйское поднятие: 8 – Ирельский гранитоидный комплекс (PR_2); 9 – Чуйский гнейсовый комплекс (PR_1); 10 – Кичеро-Мамское поднятие. Нюрундуканский сланцево-гнейсовый комплекс (PR_1); 11 – геологические границы; 12 – разрывные нарушения; 13 – отметки высот, м (1762 – г. Йоко, 2114 – г. Довырен, 2232 – г. Солдат, 2514 – г. Иняптук); 14 – точки отбора проб (соответственно нумерации в табл. 1).

Разрезы этих тел характеризуется контрастной модальной расслоенностью, которая выражается в присутствии горизонта габброидов между ультрамафитами подошвы и верхней зоны. Нами был

детально изучен силл Верблюды, слагающий седловину двугорбой возвышенности в среднем течении руч. Центральный и имеющий мощность около 200 м. Нижние ~55 м его разреза сложены оливи-

Таблица 1. Образцы, использованные для определения абсолютного возраста пород Довыренского интрузивно-го комплекса и ассоциирующих кварцевых порфиров

Образец	GPS координаты	Дополнительная информация	Порода
<i>Гипербазит-базитовый силл “Верблюд” (ручей Центральный), см. т. 1–5 на рис. 1</i>			
DV35-8	N 56°20'4.09" E 109°48'50.40"	58 м*	Габбронорит
DV35-9	—	61 м*	Габбронорит
DV35-11	—	78 м*	Габбронорит
DV35-12	—	88 м*	Габбронорит
DV35-13	—	103 м*	О1-габбронорит
<i>Вмещающие толщи ниже основания Йоко-Довыренского массива (ручей Школьный)</i>			
07DV158-1 (рис. 1, т. 6)	N 56°21'52.86" E 109°54'23.10"	Штольня вблизи нижнего контакта	Богатый сульфидами диабаз
07DV163-1 (рис. 1, т. 7)	N 56°21'26.04" E 109°53'8.82"	Прослой в P1-лерцолите	Альбитовый роговик из контактового ореола
<i>Йоко-Довыренский массив в разрезах “Школьный” (т. 8–10) и “Центральный” (т. 11 на рис. 1)</i>			
S26-1	N 56°21'9.01" E 109°54'44.92"	Верхний контакт массива, ~1 м**	Тонкозернистый габбронорит (“Школьный”)
S25-6	—	18 м**	Среднезернистый габбронорит (“Школьный”)
S25-4	—	32 м**	Среднезернистый габбронорит (“Школьный”)
07DV153-1	N 56°17'28.38" E 109°48'28.08"	~430 м***	“Чарнокитоид” (“Центральный”, см. пояснения в тексте)
<i>Кварцевые порфиры инятукской свиты (ручей Моренный, верховья р. Олокут), т. 12–13 и 14</i>			
AA24	N 56°22'8.70" E 109°57'3.47'	Руч. Моренный, дайка риолита	Кварц-полевошпатовый порфир
DV15 (EGK)	~15 м от AA24	“—”	Кварц-полевошпатовый порфир
07DV318-3	N 56°22'2.52" E 109°57'15.30"	Руч. Моренный, ~280 м выше по разрезу от точки обр. AA24	Туф кварцевого порфира

Примечания. Расстояния в метрах: * от нижнего эндоконтакта силла Верблюд (привязка GPS дана для обр. DV35-1 из непосредственного нижнего контакта силла), ** от верхнего контакта массива в разрезе “Школьный” (СВ замыкание массива, рис. 1), *** от верхнего контакта массива в разрезе “Центральный”.

новыми габброноритами, центральная часть – О1-содержащими и безоливиновыми габброноритами (~50 м), которые в верхней части разреза сменяются плагиодунитами (~40 м) и сильно серпентинизированными перидотитами (50 м). Интрузивные контакты силла с вмещающими алевролитами обнаружены в основании и в верхней “прикровельной” части разреза; внутри разреза (при сетке опробования 10–20 м, в зависимости от задренности) “закаленных” интрузивных контактов не установлено. Необычность залегания ультрамафитов над мафитовой частью разреза не исключает, что в действительности этот “силл” представляет продукт последовательного внедрения магм, содержащих разное количество оливина.

Углеродистые сланцы и алевролиты, вмещающие плутон и ультрамафит-мафитовые силлы, были подвергнуты интенсивному контактовому метаморфизму. Ореол термического воздействия

ниже основания массива колеблется по простиранию от 100 до 400 м [1, 15, 16]. В результате образовалась последовательность ороговикованных алевролитов (обычно амфибол-роговиковой фации), которая сменяется пироксеновыми роговиками вблизи непосредственного экзоконтакта [5]. Рассланцованные алевролиты и приконтактные роговики секутся многочисленными телами лейконоритов и габбродиабазов, очевидно, синхронных формированию главного интрузивного тела.

ВЫБОР ОБРАЗЦОВ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фактический материал публикации включает результаты изотопно-геохимических исследований состава цирконов в 14 образцах (табл. 1). Для 13 из них имеются данные о валовом химическом составе (XRF + ICP-MS, табл. 2). Химический со-

Таблица 2. Составы образцов, использованных в данной работе

Компонент	35-8	35-9	35-11	35-12	35-13	153-1	158-1	163-1	S26-1	S25-6	S25-4	318-3	AA-24
SiO ₂	51.20	52.35	52.09	52.09	50.19	61.66	53.52	62.05	54.83	53.67	52.72	70.32	72.34
TiO ₂	0.54	0.60	0.60	0.52	0.48	1.13	0.62	0.99	1.05	0.98	0.89	0.42	0.45
Al ₂ O ₃	13.26	14.52	14.80	15.47	12.09	16.92	14.45	15.26	14.54	15.26	15.46	12.31	14.83
FeO	8.47	7.88	8.20	7.16	9.26	8.99	13.85	3.61	11.03	10.03	8.99	4.35	3.18
MnO	0.16	0.14	0.15	0.14	0.17	0.16	0.15	0.08	0.21	0.19	0.18	0.08	0.02
MgO	12.01	9.89	9.21	8.85	15.24	2.93	7.49	2.53	5.87	7.42	7.19	0.58	0.66
CaO	11.91	11.69	12.21	13.06	10.34	3.37	5.07	7.12	9.51	9.34	11.47	10.00	0.94
Na ₂ O	1.53	1.77	1.73	1.76	1.36	2.01	1.41	7.99	2.66	2.64	2.44	1.73	3.36
K ₂ O	0.69	0.91	0.78	0.70	0.63	2.70	3.11	0.15	0.14	0.24	0.43	0.04	4.02
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.11	0.11	0.09	0.12	0.18	0.21	0.13	0.18	0.19	0.17	0.21
Cr ₂ O ₃	0.13	0.13	0.12	0.14	0.15	0.01	0.16	0.01	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
ппп	0.61	0.53	0.46	0.32	0.58	3.18	3.30	0.92	2.69	3.19	3.24	1.78	1.86
S	0.08	0.08	0.06	0.05	0.12	0.32	3.67	0.05	0.03	0.01	0.02	0.01	<0.01
Содержания микроэлементов, ppm													
Li	9.1	10.2	7.3	7.2	5.8	50.0	21.4	2.8	30.8	33.8	24.8	7.1	5.4
Cs	1.7	1.5	1.5	1.0	1.4	1.6	2.6	0.2	0.3	1.0	0.5	0.1	3.8
Rb	20.3	24.7	24.0	19.2	18.4	90.4	107	3.3	3.5	6.1	9.3	0.8	154
Sr	152	176	189	186	172	121	287	714	285	288	247	454	49
Ba	311	370	341	325	341	652	917	628	190	300	312	31	754
Y	15.6	16.1	16.3	15.0	13.1	35.8	15.7	28.4	23.3	24.1	21.9	17.1	30.9
Zr	63	85	68	62	55	244	131	266	99	94	88	177	277
Hf	1.6	2.3	2.0	1.8	1.5	7.4	3.3	7.7	2.7	2.8	2.2	4.7	3.0
Nb	3.5	4.4	4.6	3.6	3.4	12.7	6.6	18.4	6.3	7.0	5.2	13.8	21.0
Ta	0.20	0.30	0.23	0.23	0.21	1.0	0.45	1.5	0.48	0.43	0.31	0.82	0.9
La	11.7	15.0	13.4	12.3	10.8	47.9	18.7	37.6	20.2	21.4	16.8	32.4	72
Ce	23.7	29.4	23.9	24.9	19.2	101.5	35.6	71.9	40.6	42.3	34.6	70.5	152
Pr	2.96	3.53	2.95	3.09	2.37	11.6	4.28	8.34	4.90	5.26	4.38	8.48	17
Nd	12.0	13.9	12.2	12.3	9.8	43.2	16.1	31.8	20.2	21.0	17.7	32.8	67
Sm	2.54	2.88	2.59	2.62	2.04	7.83	3.15	6.04	4.35	4.42	3.84	6.79	11.6
Eu	0.78	0.88	0.78	0.82	0.62	1.48	0.92	1.13	1.37	1.35	1.17	1.31	1.7
Gd	2.53	2.97	2.82	2.67	2.31	7.07	2.81	5.23	4.33	4.33	3.84	5.51	10.8
Tb	0.41	0.48	0.47	0.44	0.37	1.16	0.47	0.84	0.73	0.73	0.64	0.79	1.1
Dy	2.52	2.89	2.91	2.64	2.27	6.94	2.79	4.95	4.50	4.44	3.91	3.80	3.8
Ho	0.53	0.61	0.59	0.55	0.46	1.43	0.57	1.02	0.95	0.93	0.82	0.63	0.9
Er	1.53	1.72	1.76	1.57	1.40	4.23	1.70	3.02	2.80	2.75	2.39	1.60	2.1
Tm	0.23	0.26	0.26	0.23	0.20	0.64	0.26	0.46	0.42	0.41	0.36	0.22	0.3
Yb	1.45	1.68	1.69	1.50	1.34	4.09	1.73	3.02	2.70	2.58	2.27	1.37	2.1
Lu	0.23	0.27	0.25	0.24	0.20	0.64	0.26	0.47	0.41	0.40	0.35	0.20	0.26
Pb	6.48	5.75	6.03	6.18	45.79	14.52	36.92	4.42	3.86	8.07	9.36	10.15	6.80
Th	2.48	3.28	2.54	2.50	1.94	14.64	4.89	17.28	3.18	3.08	1.77	13.57	23.5
U	0.43	0.61	0.43	0.43	0.34	2.47	1.40	2.90	0.54	0.60	0.29	2.63	3.6

Примечания. 1–5 – серия образцов DV (DV35-8 и т.д., полевой сезон 2006 г.); далее образцы полевого сезона 2007 г.: 6–8 и 12 – серия образцов 07DV (DV109-8а и т.д.), 9–11 – серия образцов S (разрез “Школьный”); 13 – серия образцов AA (руч. Моренный), см. табл. 1. Содержания главных элементов для всех пород определены в аналитической лаборатории Тасманийского университета (CODES). Микроэлементный состав для образцов 1-12 изучен в CODES: Ba и Zr – XRF, остальные ICP-MS. В случае образца AA-24 данные для Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb и Pb представлены по результатам XRF-анализа (CODES), остальные элементы – определены ICP-MS методом в аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (г. Черноголовка, Россия), см. пояснения в тексте.

став обр. DV15 (EGK) не исследован, поскольку он является аналогом обр. AA-24. Изученные образцы разделены на четыре группы (табл. 1), а схема их отбора показана на рис. 1. В первую (рис. 1, т. 1–5) входят пять образцов из центральной габброноритовой части разреза силла “Верблюды” (табл. 1), во второй (т. 6–7) представлены диабаз и альбитовый роговик, характеризующие субвулканический материал и породы низкотемпературных фаций метаморфизма в нижнем ареале контактовых преобразований вмещающей толщи в районе руч. Школьный. Третья группа (т. 8–11) характеризует верхнюю мафитовую часть разреза расслоенного плутона, а четвертая (т. 12–14) включает ассоциирующие вулканогенно-осадочные породы. Попытки обнаружить циркон в сыньирских вулканитах и высоко-Ti базальтах успеха не имели.

Для определения возраста формирования пород Йоко-Довыренского массива было выбрано четыре образца: первые три представляют зону верхнего эндоконтакта в СВ окончании массива, четвертый – прослой “чарнокитоидов” в пределах габброноритовой зоны плутона, рис. 1. Примающиеся к верхнему контакту кварцсодержащие тонко- и среднезернистые габбронориты (обр. S26-1, S25-6 и S25-4 из разреза “Школьный”, табл. 1) содержат много зерен циркона. “Чарнокитоид” 07DV153-1 был отобран примерно в 430 м от верхнего контакта в разрезе “Центральный” и представляет прослой или линзу (мощностью ~50 м) наиболее кремнекислых пород Довырена (табл. 2). Необычным для ультрамафит-мафитовых массивов названием подчеркивается “гранитная специфика” этой породы – высокие содержания кварца и калиевого полевого шпата, а также обильные гранофировые срастания [5]. Это наблюдение, а также резко повышенное (по сравнению с вмещающими их габброноритами) K/Na отношение указывают, что “чарнокитоиды” не являются дифференциатами довыренской магмы. Вопрос о механизме образования этих пород остается открытым и можно допустить, что они являются перекристаллизованными фрагментами погруженных в магму алевролитов или роговиков из кровли массива. Возможность подобного происхождения прикровельных гранофиров отмечалась в работе [1]. В любом случае, отсутствие холодных контактов “чарнокитоидов” с вмещающими их габброноритами массива позволяют предположить, что оба типа пород затвердели синхронно. Это оправдывает использование цирконов из обр. 07DV153-1 для оценки возраста затвердевания плутона.

Обогащенный сульфидами диабаз 07DV158-1 отобран из керна скважины, пробуренной в ходе поисковых работ на сульфидное оруденение на участке “Школьный” в 90-е годы (рис. 1). Эта порода рассматривается как типоморфный аналог

многочисленных даек диабазов, секущих вмещающие алевролиты и представляющие субвулканическую фацию довыренских магм. Подобие геохимических спектров для этого образца и других пород Йоко-Довыренского массива не оставляют сомнений в их комагматичности (рис. 2а).

Альбитовый роговик 07DV163-1 (табл. 1, 2) в полевых условиях был описан как “диабаз из дайки”, вскрытой шурфом в серпентинизированных плагиоклазовых лерцолитах ниже контакта массива в среднем течении руч. Школьный. Минералогические исследования показали, что этот “диабаз” наполовину сложен порфиробластовыми выделениями альбита, содержащего обычно 4-7 мол. % An. Основная масса состоит из агрегата железистого Crx диопсид-геденбергитового ряда ($mg\# 59.0 \pm 5.3$, $Wo = 49.9 \pm 0.8$, $n = 8$), кварца, рутила и гидросиликатных фаз, представленных биотитом и срастаниями пренита с ортитом. Акцессорные фазы включают апатит и циркон. Подобная минеральная ассоциация и приуроченность к зоне термального воздействия остывающего плутона позволяют интерпретировать эту породу как результат контактового метаморфизма вмещающих алевролитов в условиях альбит-эпидот-роговиковой фации [22]. Для обр. 07DV163-1 характерно сильное накопление Th и U, типичное для вмещающих черносланцевых толщ (рис. 2г). Геохронологическое значение этого образца определяется составом и геологическим положением, которое позволяет предполагать синхронность процессов альбитизации контактовых пород и затвердевания массива.

Кварц-полевошпатовые порфиры AA-24 и DV15 (EGK) были отобраны на расстоянии около 15 м в левом борту руч. Моренный (правый приток р. Олокит, см. координаты в табл. 1) из риолитовой дайки мощностью около 50 м, прорывающей черные кремнистые сланцы в основании иняптукской свиты высоко-Ti базальтов (рис. 1). Это массивные породы порфировой структуры с микросферолитовой и микрофельзитовой основной массой. Порфиновый облик обусловлен вкрапленниками кварца и плагиоклаза (альбитизированного и сосюритизированного), которые составляют 10–15% объема породы. Вкрапленники кварца имеют сглаженные очертания, часто округлой формы, по периферии обрастают микрокристаллическим кварц-калишпатовым агрегатом; кристаллы плагиоклаза не деформированы. Базис пород состоит из микрозернистого агрегата кварц-полевошпат-серицитового состава – продуктов девитрофикации кислого стекла. В основной массе присутствуют многочисленные сферолиты кварц-калишпатового состава, зерна акцессорного титаномагнетита. По геохимическим признакам обр. AA-24 имеет больше сходства с сыньирскими вулканитами и породами Довырена (низко-Ti серия [10]): это хорошо видно по обога-

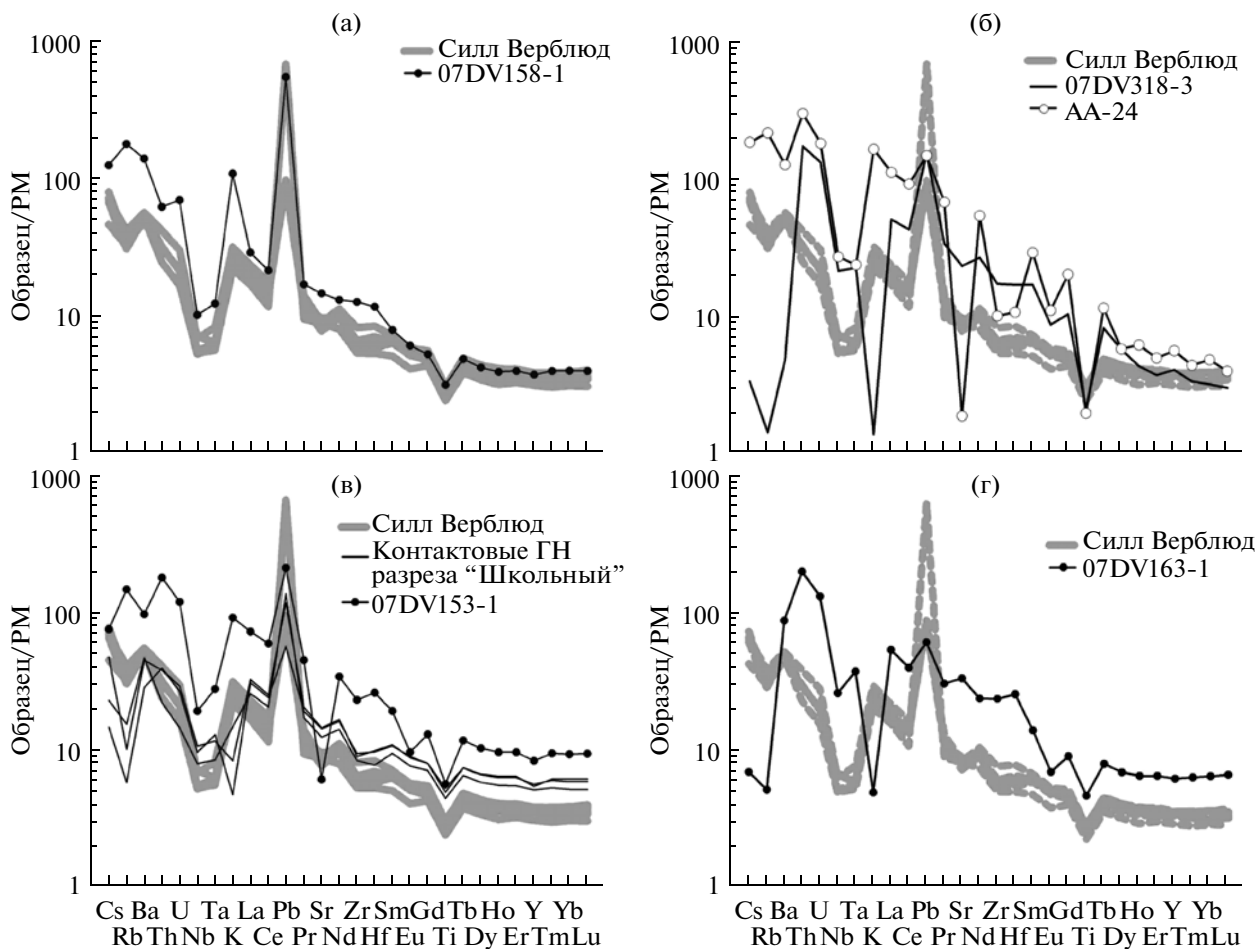


Рис. 2. Геохимические особенности пород Довыренского интрузивного комплекса и ассоциирующих (суб)вулканических пород, использованных для геохронологических исследований.

На всех графиках серыми линиями для сравнения показаны габбронориты силла Верблюд (DV35-8, -9, -11, -12 и -13). Остальные породы: а – диабаз 07DV158-1; б – кварцевый порфир AA-24 и туф кварцевого порфира (07DV318-3); в – безоливиновые габбронориты из зоны верхнего эндоконтакта разреза “Школьный” (S25-4, S25-6, S26-1) и чарнокит 07DV153-1; г – альбитовый роговик 07DV163-1. Химические составы пород нормированы на состав примитивной мантии [23].

щенному спектру и наличию явного Nb-Ta минимума (рис. 2в). Резкий минимум Sr в обр. AA-24 не противоречит этому выводу, а указывает, что в своем образовании эта порода (точнее кислая магма, из которой она кристаллизовалась) прошла через стадию относительно низкотемпературного равновесия с плагиоклазом. Оба кварц-полевошпатовых порфира содержат достаточно зерен циркона и рассматриваются как важный источник информации о возрасте вмещающей вулканогенно-осадочной толщи.

Обр. 07DV318-3 был отобран в верхнем течении руч. Моренный, в 20 м выше по разрезу от последних выходов высоко-Ti базальтов иняптукской свиты (на расстоянии около 280 м от точки отбора обр. AA-24). Эта порода имеет кислый состав (табл. 2) и представляет агломератовый туф кварцевого порфира. Структура породы псефито-

вая, текстура обломочная. Порода состоит из разноразмерных обломков кварцевого порфира, кристаллических фрагментов кварца и сосюритизированного плагиоклаза. Обломки сцементированы микрозернистым агрегатом эпидота (клиноцоизита?) и гидрограната, в котором присутствуют сфен и амфибол. Из аксессуарных минералов распространены также циркон, фторапатит, ильменит и медистые сульфиды. Кислый состав и геологическое положение обр. 07DV318-3 предполагают комагматичность и синхронность образования этой породы субвулканическим кварц-полевошпатовым порфиром, опробованным в основании иняптукской свиты (см. выше).

Исследования химического состава пород проводились в аналитической лаборатории Тасманского университета (г. Хобарт, Австралия). Валовый состав на главные и примесные (Y, Rb,

Pb, Zn, Cu, Ni, Nb, Zr, Sr, Cr, Ba, Sc) элементы (табл. 2) определялись на автоматизированном рентгеновском спектрометре Philips PW1480 с использованием кристаллов LiF 200, LiF 220, PX-1 (для Na и Mg), PE002, и Ge111. Содержания главных элементов измерялись в плавленных дисках, примесных – в 10 г таблетках, прессованных из пудры образцов. Чувствительность определения содержаний для большинства микроэлементов составляла <1.5 ppm, для Ba – 4 ppm, Sc – 2 ppm; для S – 0.01 мас. %. Потери при прокаливании определялись для 1 г образца в виде пудры, выдержанной при 1000°C в течение 12 часов, затем 5 часов при 400°C. Более полный микроэлементный состав (включая PЗЭ) для 12 образцов был исследован методом ICP-MS с использованием квадрупольного спектрометра Agilent HP4500 (табл. 2). Приготовление растворов проводилось по стандартной методике кислотного растворения ($\text{HF-H}_2\text{SO}_4 \rightarrow \text{HClO}_4 \rightarrow 2\%\text{HNO}_3-1\%\text{HCl}$). Точность и воспроизводимость анализов контролировались при помощи международных стандартов BHVO-1, BCR-2, AGV-1, GSR-2, JA-2 и тасманийского стандарта TASBAS. Содержания микроэлементов в обр. АА-24 измерены методом ICP-MS в аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (г. Черноголовка, Россия) на приборе X-7 (*Thermo Elemental*, США) с использованием эссекситовых габбро СГД-1А (ГСО 521-84П) и СГД-2А (ГСО 8670-2005) в качестве внутренних стандартов. В табл. 2 приведены содержания только тех микроэлементов, которые использованы для построения графиков на рис. 2. Полные химические анализы и пределы обнаружения для редких элементов доступны по запросу от авторов.

Метод датирования цирконов. Для определения возраста интрузивных, субвулканических и (мета)вулканических пород региона применялся локальный анализ цирконов с использованием метода лазерной абляции в (LA-ICPMS), разработанного на приборной базе Центральной научной лаборатории Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) [24, 25]. В основе этого подхода – предварительное “минералогическое картирование” полированных аншлифов (в виде шашек) на сканирующем электронном микроскопе FEI Quanta 600 (SEM) с целью получения картины распределения зерен циркона по их поверхности. Эта задача решалась при помощи EDAX Sapphire SUTW Si(Li) EDS-спектрометра и автоматизированного пакета программ определения модального минерального состава (FEI Mineral Liberation Analysis, MLA), разработанного компанией JKTech©.

Для исследований выбирались породы, содержащие не менее 50 ppm Zr; в этом случае в одной шашке (диаметром ~2.5 см) удавалось обнаружить от 10 до 30 зерен циркона. При этом подходящих для лазерной абляции по форме и размеру

зерен оказывалось 70–80%. В случае адкумулятивных габброноритов с крайне низкими содержаниями несовместимых элементов (указывающими на низкую пористость кумулула) циркон обычно отсутствовал. Электронные изображения, включающие распределение (координаты) и конфигурацию зерен циркона, использовались для последующего анализа методом лазерной абляции.

Анализ проводился на масс-спектрометре ICP-MS Agilent 7500a, при этом регистрировались сигналы на массах ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb и ^{238}U . Размер лазерного пучка составлял от 10 до 34 мкм (рис. 3), частота импульсов 5 Hz и плотность потока примерно 1.5 Дж/см². В качестве эталонов использовались стандарты циркона 91500, Temora и Mud Tank. Измерения содержаний соответствующих изотопов проводились обычно для центральной части зерен циркона – в течение ~30 с с интервалом 0.16 с. В случае стабильного сигнала получалось около 180 отсчетов для каждого изотопа, которые давали возможность рассчитать эквивалентное число значений возраста для каждого зерна. Результирующий возраст представлял среднее; полученные значения возраста затем осреднялись для всех зерен циркона в данном образце. Подробно эта методика анализа описана в работах [24, 25]. Все погрешности возраста, приведенные в работе, отвечают 2σ.

Экспрессный метод лазерной абляции зерен циркона в аншлифах пород имеет и недостаток, связанный с отсутствием возможности для детального изучения морфологии кристаллов и их зональности. В этой ситуации не всегда помогают изображения “в катодолюминисценции” (рис. 3), которые зависят от среза зерна в аншлифе. Поэтому на первый план выходит стабильность полученного сигнала для изотопов Pb, U и Th и их отношений в процессе ~30 с измерений. Важно отметить, что стабильные значения возраста были получены нами не только для однородных, но также зональных (в катодолюминисценции) зернах. Это указывает на первично-магматическую природу этой зональности, формирующейся на стадии кристаллизации циркона в интеркумулясе, подобно зональности других породообразующих минералов. В отдельных случаях проявление зональности совпадало с неоднородным (нестабильным) сигналом, как правило, указывая на потери свинца из краевых частей зерен. Тогда осреднялась стабильная часть сигнала, что обычно приводило к несколько смещенной оценке и повышенной погрешности. Независимым критерием правильности подхода являлось соответствие возрастных оценок как для популяции зерен циркона в одном образце, так и для всей серии образцов (см. ниже).

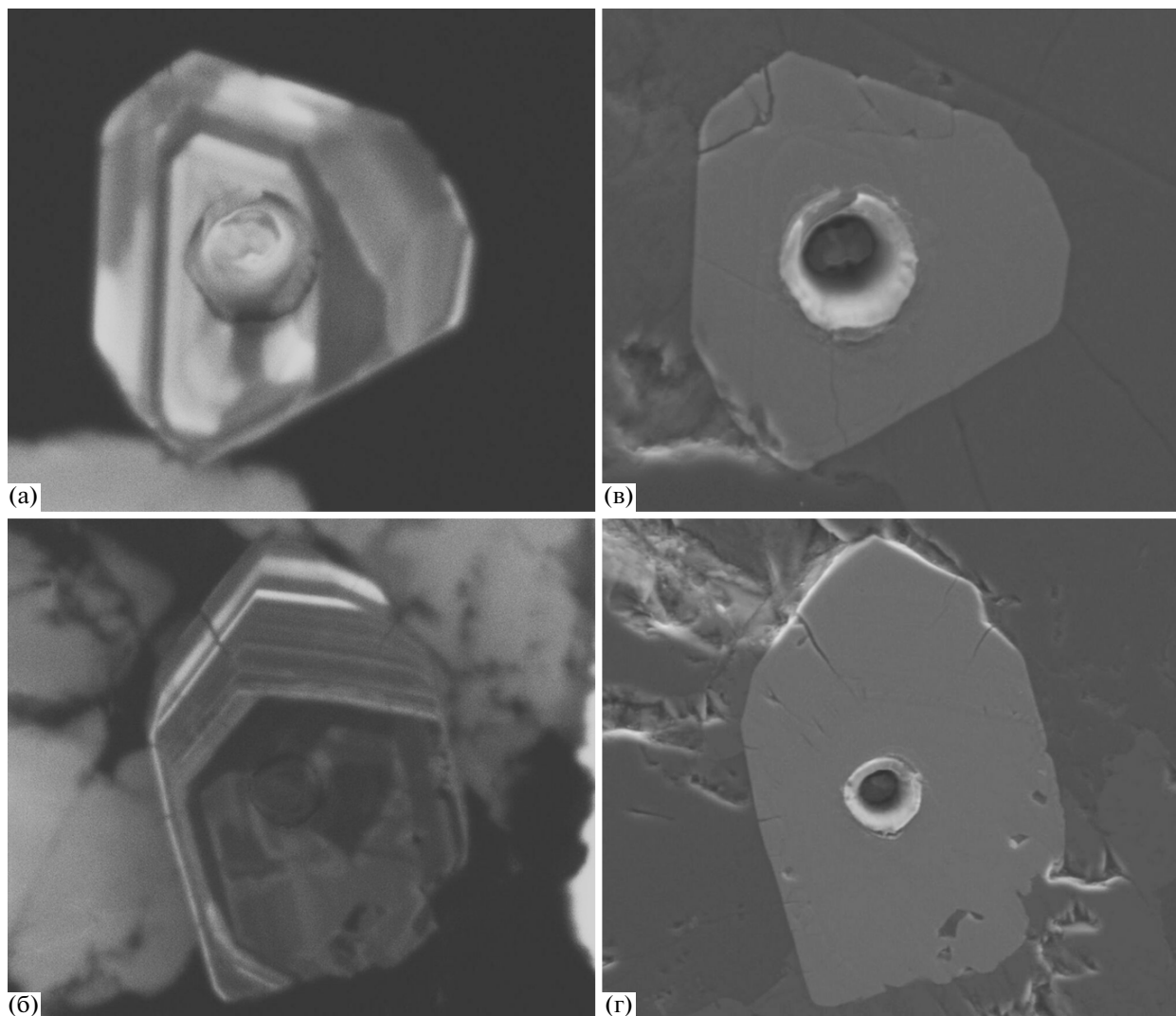


Рис. 3. Изображения двух представительных зерен циркона, исследованных в образце габбронорита 07DV35-11 из силла Верблюд (табл. 1).

а, б – катодолуминисценция; в, г – в отраженных электронах. Размер лазерного пучка в обоих случаях – 10 мкм. Усредненный по измерениям возраст верхнего зерна 732 ± 24 (2 σ), нижнего – 741 ± 22 млн лет (см. пояснения в тексте). Фотографии Ияна Вулфорда (Тасманийский университет, г. Хобарт, Австралия)

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Rb–Sr система гипербазитов. Интрузивные и вулканические породы в различной степени подвержены вторичным изменениям, хотя среди интрузивных разностей присутствуют также свежие, минимально измененные образцы. Для уверенной интерпретации полученных геохронологических данных важно знать время проявления наложенных метаморфических преобразований. С целью такой датировки были проведены Rb–Sr изотопные исследования двух сильно измененных, серпентинизированных гипербазитов DV35-18 и DV35-19 из верхней части силла Верблюд (табл. 3, рис. 4).

В результате анализа были установлены очень высокие Rb/Sr отношения в этих образцах в целом, совершенно не характерные для базитов и ультрабазитов (рис. 2). Очевидно, это связано с привнесением рубидия на стадии вторичных изменений. Грубая датировка этой стадии по образцам серпентинизированных гипербазитов дает 650–670 млн лет. Для более точного определения этого времени был произведен эксперимент с частичным кислотным растворением наиболее подвижных фаз обр. DV35-18. Для этого кусочки гипербазита были последовательно обработаны 6 М HCl и 7 М HNO₃ так, что около половины вещества перешло в раствор. После этого к материалу кислотной вытяжки и нерастворенному остатку был добавлен Rb–Sr трасер, проведено полное разложе-

Таблица 3. Результаты Rb–Sr изотопных исследований серпентинизированных гипербазитов из силла Верблюд

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
DV35-19WR	11.20	5.60	5.818	0.76676
DV35-18WR	9.28	3.77	7.179	0.78149
DV35-18L	20.11	5.78	10.167	0.80925
DV35-18R	0.13	2.10	0.1797	0.71553

Примечания. Образцы DV35-18 и DV35-19 отобраны вблизи кровли – на расстоянии 195 и 196 м от нижнего контакта силла. Исследования изотопного состава пород были проведены в Мельбурнском университете в Австралии (аналитик Р. Маас). Относительные погрешности анализа равны 1% и 0.005% для Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответственно (2 σ). Обозначения: WR – порода в целом, L – кислотная вытяжка 6M HCl и горячей 7 M HNO₃, R – твердый остаток. Доля твердого остатка DV35-18R составила 54% от исходной навески DV35-18WR.

ние и выделение Rb и Sr для изотопного анализа. Результаты, представленные на рис. 4, показывают, что точка, отвечающая остатку от выщелачивания, на изохронной диаграмме легла вблизи

данных для свежих оливиновых габброноритов из силла Верблюд (DV35-8, -9, -11, -12 и -13; изотопно-геохимические характеристики этих образцов см. в [10]). Это позволяет предположить, что заметного элементного фракционирования, в частности Rb и Sr, при выщелачивании не произошло. Фаза, обогащенная рубидием, полностью была растворена в кислотной вытяжке и, следовательно, по трем точкам порода–вытяжка–остаток можно оценить время образования высокорубидиевой фазы, т.е. время наложенных преобразований (серпентинизации) гипербазитов. Это время, как показано на рис. 4, отвечает 659 ± 5 млн лет (СКВО = 1.3).

U–Pb система в цирконе. В исследованных образцах (табл. 1) при автоматизированном поиске циркона было обнаружено 197 зерен – 160 в породах интрузивного комплекса и 37 в метавулканических породах (обр. AA-24, DV15 (EGK) и 07DV318-3). Одно зерно в обр. 07DV163-1 оказалось сфеном. Изотопный состав свинца и отношение Pb/U были измерены методом лазерной абляции во всех образцах, однако для последую-

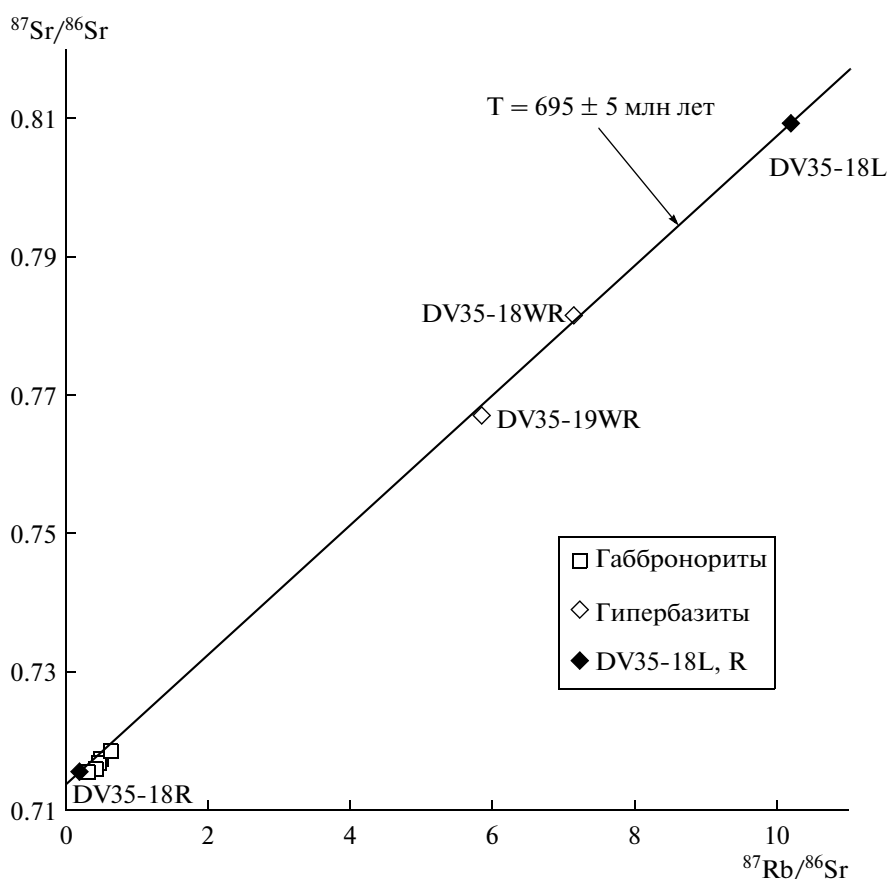


Рис. 4. Rb–Sr изохронная диаграмма для образцов габброноритов и двух измененных гипербазитов.

Для обр. DV35-18 показаны точки, отвечающие кислотной вытяжке (L), остатку от выщелачивания (R) и исходной породе (WR); изохрона проведена через эти три точки. Rb–Sr данные для габброноритов из силла Верблюд см. в работе [10].

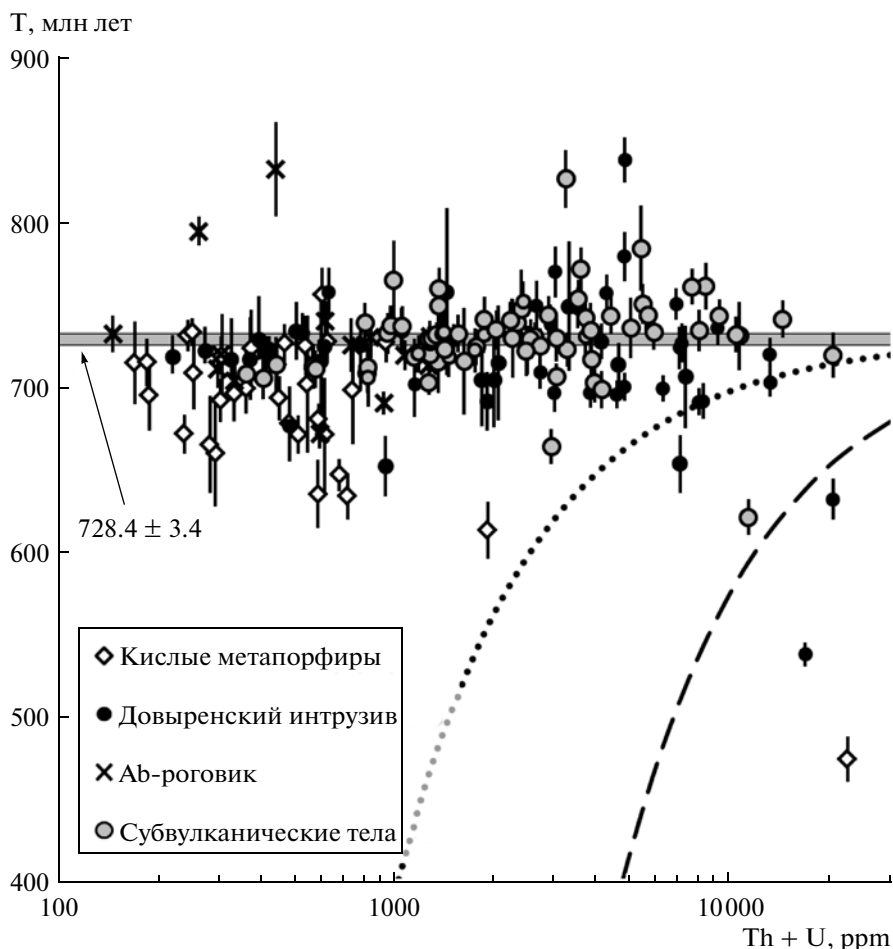


Рис. 5. Зависимость значений возраста по $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{сог}}$ индивидуальных зерен циркона от суммарного содержания тория и урана в них.

Точечная линия показывает время, когда в цирконе с данным содержанием U и Th появилась метамиктная фаза, пунктирная – когда циркон стал полностью метамиктным. Наибольшие потери радиогенного свинца наблюдаются для зерен, наиболее богатых U и Th. Линия 728.4 ± 3.4 млн лет отвечает возрасту Довыренского интрузивного комплекса (табл. 4).

ших датировок было использовано 156 составов (126 – для интрузивной фации и 30 – для вулканической). Часть данных отбракована по причине инструментальных особенностей конкретного анализа, в частности из-за недостаточной толщины отдельных зерен на срезе, что приводило к коротким измерениям при лазерном испарении материала мишени. В нескольких случаях отмечались переходы и срастания циркона с высоко-Th фазой, по данным электронной микроскопии – торитом (ThSiO_4). В других случаях основанием для исключения являлось аномальное положение отдельных точек на диаграммах с конкордией. Так в 10 зернах установлены аномально древние значения возраста – от ~800 до 1382 млн лет, причем в нескольких таких зернах оптически установлены реликтовые ядра, окруженные, предположительно, более молодой каймой. В других случаях имело место явное “омоложение” дан-

ных. Причинами этого могли быть необычно высокие концентрации U и Th в цирконе (даже на общем фоне высоких содержаний этих элементов – рис. 5), в результате чего такие зерна очень быстро стали частично или полностью метамиктными и могли терять радиогенный свинец в ходе поздних низкотемпературных гидротермально-метасоматических процессов [26].

На рис. 6 показаны расчетные кривые роста дозы альфа-распадов в минерале возрастом 730 млн лет в зависимости от концентрации урана и тория. Отношение Th/U в этих расчетах принято равным единице, что близко к медиане (0.85) для изученных зерен циркона. Экспериментально установлено [27], что при накопленной дозе альфа-распадов $\sim 1.5 \times 10^{18}$ расп/г в цирконе инструментально регистрируются признаки метамиктной фазы, а при дозе $(6-8) \times 10^{18}$ расп/г циркон становится полностью метамиктным [28],

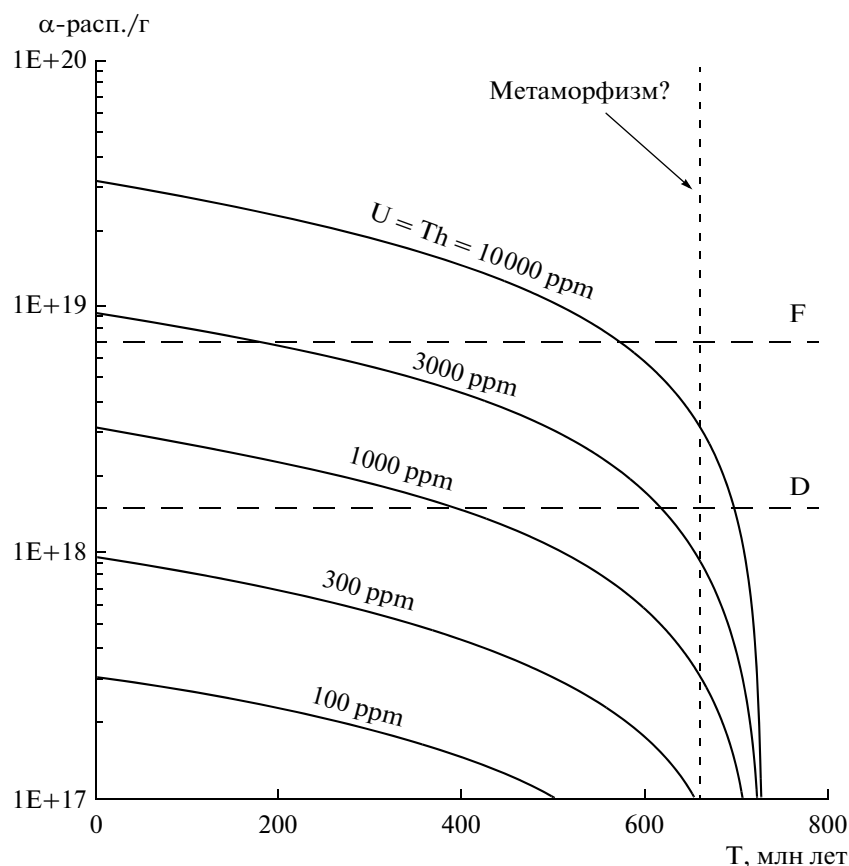


Рис. 6. Кривые накопления дозы альфа-распадов со временем для циркона возрастом 730 млн лет при различных содержаниях урана и тория.

Горизонтальная пунктирная линия D отвечает накопленной дозе альфа-распадов ($\sim 1.5 \times 10^{18}$ расп/г), при которой уже обнаруживается метамиктная фаза [27], тогда как при $\sim (6-8) \times 10^{18}$ расп/г (линия F) циркон становится полностью метамиктным [28]. Вертикальная точечная линия показывает время наложенных преобразований пород (~ 660 млн лет, см. выше).

структура его полностью разрушена. В этих условиях термальные наложенные процессы или низкотемпературные с участием флюидной фазы могут легко приводить к потерям накопленного радиогенного свинца из циркона. Из графика на рис. 6, можно оценить, что ко времени серпентинизации гипербазитов (660 млн лет) циркон с довольно высокими содержаниями U и Th более 4500 ppm мог быть уже частично метамиктным, хотя полной метамиктности изученные зерна не достигали (для этого в них должно быть более 20000 ppm U и Th). Наложённые процессы, низкотемпературные вторичные преобразования пород интрузива проявлены неравномерно, этим, по-видимому, и объясняется омоложение не всех высокоурановых зерен циркона, а лишь некоторых.

В интрузивных породах максимальное количество исключённых из анализа данных характерно для тонкозернистой фации верхнего эндоконтакта Йоко-Довыренского массива (14 из 27, обр. S26-1). Это связано с малым размером обракованных зерен, для которых диаметр лазерного пучка не пре-

вышал $14 \mu\text{m}$. В образцах кварцевых порфиров обнаружены две дискордии, отвечающие двум разным значениям возраста (см. ниже). Окончательные результаты U-Pb исследований циркона с поправками на присутствие обыкновенного свинца суммированы в табл. 4 и показаны на рис. 7–9.

Возраст Довыренского интрузивного комплекса.

Здесь главный источник информации — U-Pb данные по циркону для габброноритов из силла Верблюд и мафитовых пород верхней части разреза расслоенного плутона (табл. 4, рис. 7). Оцененные для отдельных образцов значения возраста варьируют в диапазоне от 723 ± 7 (чарнокитовид) до 739 ± 8 млн лет (силл, обр. DV35-12), но фактически перекрываются доверительными интервалами. При этом средние характеристики габброноритов из силла Верблюд (731 ± 4) и пород прикровельной части Йоко-Довыренского массива (730 ± 6) практически не отличаются. Расчет общего значения возраста Довыренского интрузивного комплекса по результатам для 5-ти образцов из силла и 4-х пород массива дает $728.4 \pm$

Таблица 4. Возраст кристаллизации магматических пород Довыренского интрузивного комплекса и кислых вулканогенно-осадочных пород, ассоциирующих с высоко-Тi базальтами иняптукской свиты

Образец	Число зерен циркона (использовано/исследовано)	Возраст (млн лет) $\pm 2\sigma$	СКВО
<i>Гипербазит-базитовый силл “Верблюд” (руч. Центральный)</i>			
DV35-8	12/12	728 \pm 11	2.0
DV35-9	12/12	730 \pm 8	0.75
DV35-11	11/12	733 \pm 12	2.0
DV35-12	9/12	739 \pm 8	0.49
DV35-13	12/14	728 \pm 7	0.69
Все данные для силла	56/62	731 \pm 4	1.3
<i>Диабаз и альбитовый роговик ниже основания Йоко-Довыренского массива (руч. Школьный)</i>			
07DV158-1	15/15	725 \pm 8	2.0
07DV163-1	12/18	721 \pm 6	0.78
<i>Породы Йоко-Довыренского массива (разрезы “Школьный” и “Центральный”)</i>			
S26-1	13/27	732 \pm 12	3.1
S25-6	7/11	732 \pm 10	0.79
S25-4	13/15	726 \pm 9	0.87
S26-1, S25-6 и S25-4	33/53	730 \pm 6	1.7
07DV153-1	10/12	723 \pm 7	0.12
<i>Возраст Довыренского интрузивного комплекса (56 из силла + 43 из плутона)</i>			
По данным для 9-ти образцов	99/160	728.4 \pm 3.4	1.8
<i>Кварцевые порфиры иняптукской свиты (руч. Моренный, верховья р. Олокут)</i>			
A24 (гр. II) и DV15 (EGK)	13	667 \pm 14	1.9
AA24 (гр. I) и DV15 (EGK)	8		
07DV318-3	9/13	729 \pm 14	0.74
07DV318-3	9/13	721 \pm 7	1.3
Возраст кислого вулканизма			
По данным для трех образцов	17/35	722 \pm 7	1.2

± 3.4 млн лет ($n = 99$, СКВО = 1.8), см. табл. 4. Эта оценка близка возрасту Довыренской интрузии 724.7 ± 2.5 млн лет, представленному в работе [14] на основании U–Pb датирования бадделеита из пегматоидных габброноритов. Обогащенный сульфидами диабаз 07DV158-1 и альбитовый роговик 07DV163-1 из контактового ореола ниже основания Йоко-Довыренского массива дают согласующиеся оценки – 725 ± 8 и 721 ± 6 млн лет, соответственно (табл. 4, рис. 7), которые перекрываются с представленной датировкой Довыренского интрузивного комплекса – 728.4 ± 3.4 .

Возраст кварцевых порфиров. Выше отмечалось, что изученные образцы AA-24 и DV15 (EGK), представляют дайку риолитов, прорывающую черносланцевую толщу в основании иняптукской свиты высоко-Тi базальтов. Туф кварцевого порфира 07DV318-3 отобран из вулканогенно-осадочных пород, перекрывающих эти базальты. Относительно небольшая мощность базальтоидной пачки (в долине руч. Моренный около 250 м)

и тесная ассоциация базальтов с метапорфирами позволяют предполагать синхронность основного и кислого вулканизма, который привел к формированию этой контрастной иняптукской свиты в составе “верхнетыйской толщи” (см. сноску 1).

При исследовании цирконов из кислого туфа 07DV318-3 мы получили оценку 721 ± 7 ($n = 9$, СКВО = 1.3), которая в верхнем пределе перекрывается с возрастом Довыренского интрузивного комплекса (табл. 4, рис. 6в), а в нижнем – с возрастом “метариолита” ВТ-1 из верхетыйской толщи – 711.4 ± 5.7 млн лет ($n = 4$, СКВО = 0.21 [2]). Последняя оценка была получена по данным анализа четырех кристаллических остатков после выщелачивания концентрированной HF при $T = 220^\circ\text{C}$ двух размерных фракций циркона при разной экспозиции. Необходимость этой процедуры определялась тем, что необработанные кислотой фракции циркона не дали четкой линейной зависимости (дискордии), и это потребовало удаления нарушенных легкорастворимых зон циркона.

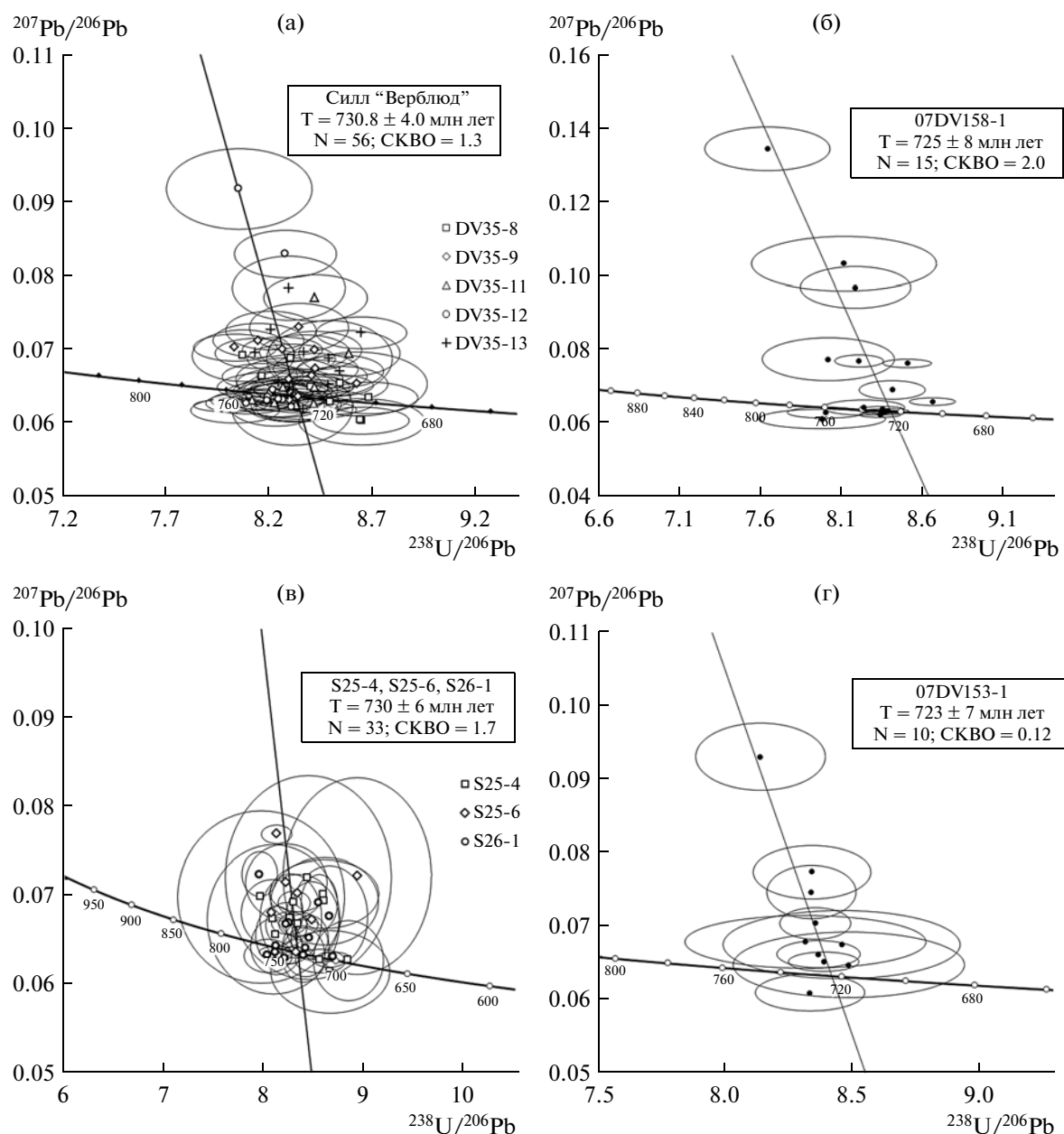


Рис. 7. Данные LA-ICPMS анализа изотопного состава U и Pb в зернах циркона из пород, представляющих субвулканические тела и расслоенный Йоко-Довыренский массив.

а – габбронориты силла Верблюд, б – диабаз 07DV158-1, в – прикровельные габбронориты массива, г – “чарнокитоид”; эллипсы ошибок отвечают 1σ .

Мы столкнулись с аналогичной проблемой при получении и интерпретации данных для кварцевых порфиров. Было проанализировано 22 зерна циркона в образцах AA-24 и DV15 (EGK) и для всех оказались характерны аномально высокие содержания обыкновенного свинца. Кроме того, эти данные сгруппировались в два тренда, которые могут быть представлены как две дискордии (рис. 8), отвечающие разным значениям возраста: более высокое для первой популяции

(гр. I) – 729 ± 14 млн лет ($n = 8$, СКВО = 0.74) и пониженное для второй (гр. II) – 667 ± 14 млн лет ($n = 13$, СКВО = 1.9), см. рис. 8а и б. Более древнее значение близко к обсуждавшимся выше оценкам возраста для субвулканических тел и Йоко-Довыренского массива. Интересно, что более молодой возраст 2-й популяции практически совпал с оценкой 673 ± 22 млн лет, которую представили [13] по результатам исследований Sm–Nd систематики минеральных фракций из оливинового

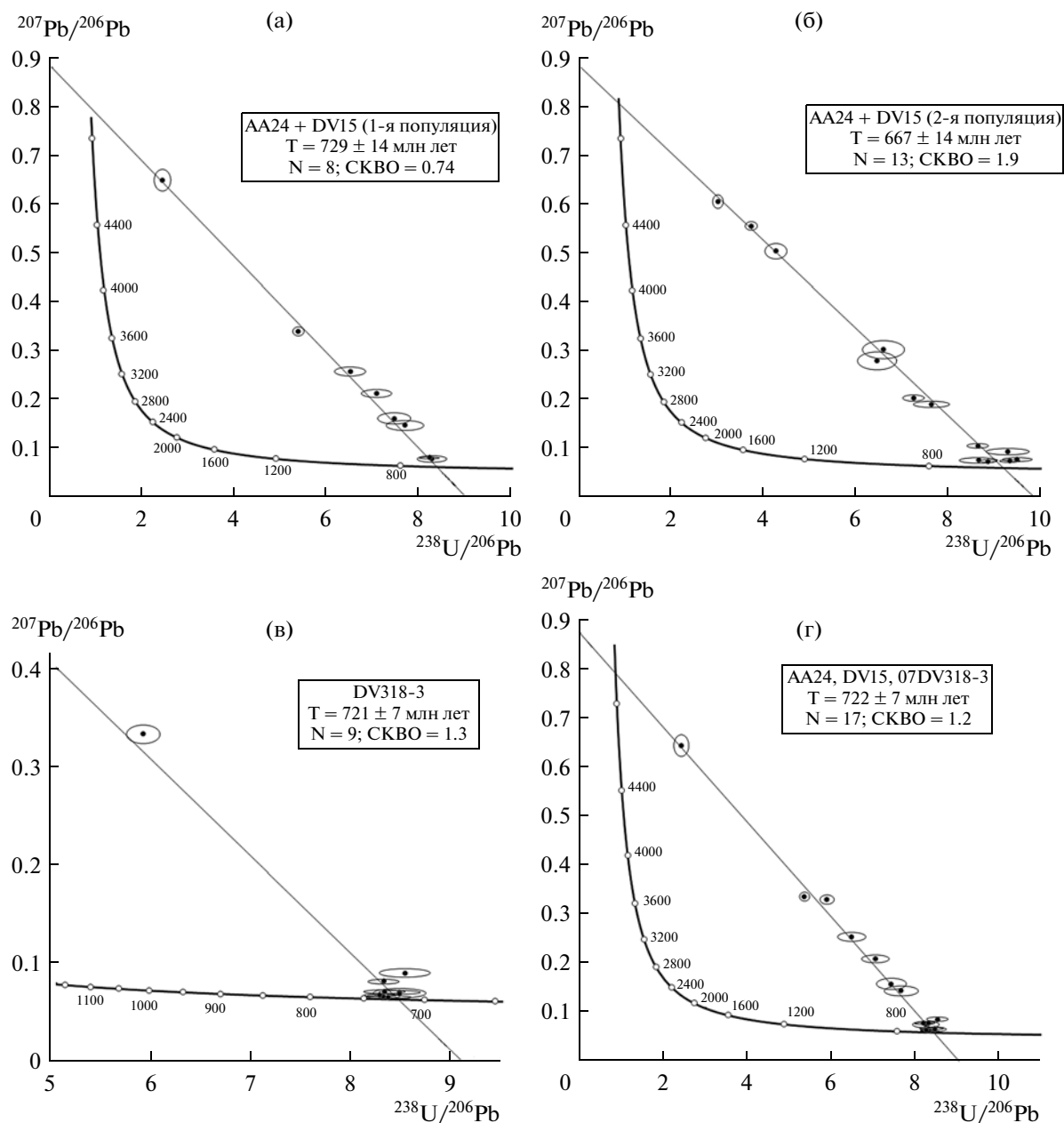


Рис. 8. Данные LA-ICPMS анализа изотопного состава U и Pb в зернах циркона из кислых метапорфиров и туфа кварцевых порфиров, ассоциирующих с высоко-Ti базальтами иняптужской свиты. а и б – две популяции цирконов в кварцевых порфирах: а – первая (относительно древняя), б – вторая (омоложенная); в – туф кварцевых порфиров, г – средний возраст кислых вулканитов; эллипсы ошибок отвечают 1σ.

габбронорита, отобранного в верхней части разреза Йоко-Довыренского массива. Близкое значение возраста получено Rb–Sr методом при исследовании измененных гипербазитов из силла “Верблюд” (рис. 4, табл. 3), которое датирует время серпентинизации пород массива.

Полная альбитизация и сосюритизация вкрапленников плагиоклаза, а также объемная серицитизация основной массы изученных кварцевых порфиров указывают на существенную низкотем-

пературную переработку этих кислых пород. С этими процессами мог быть связан вынос радиогенного свинца из метамиктных цирконов (рис. 5) и омоложение их первично магматического возраста [26]. С другой стороны, совпадение возраста гидротермальной переработки иняптужских вулканитов (667 ± 14 млн лет) и Sm–Nd систематики мономинеральных фракций для Ol-габбронорита (673 ± 22 млн лет [13]) позволяют предположить, что эти процессы могли затронуть не только пере-

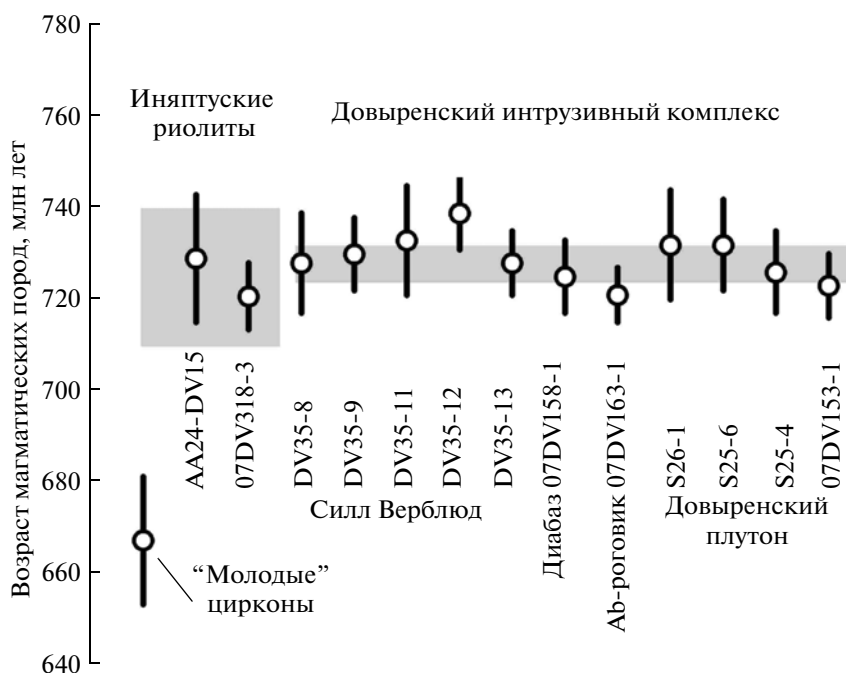


Рис. 9. График распределения возраста пород Сыннырско-Довыренского вулcano-плутонического комплекса по результатам цирконометрии.

крывающие толщи, но и сам Довыренский плутон примерно 60 млн лет спустя после его затвердевания. О масштабах этого воздействия свидетельствуют значительные объемы серпентинизированных дунитов и высокая степень измененности плагиоклаза в большинстве пород массива и подстилающих силлах [5].

Таким образом, первично магматический возраст кварцевых порфиров представляет кластер наименее измененных цирконов, указывающий на 729 ± 14 млн лет, рис. 6а. Эта оценка совпадает с возрастом кристаллизации пород Довыренского интрузивного комплекса 728.4 ± 3.4 млн лет (табл. 4). Общее значение возраста кислого вулканизма по результатам изучения 17 зерен первично-магматических цирконов из образцов AA-24, DV15 (EGK) и 07DV318-3 составляет 722 ± 7 млн лет (СКВО = 1.2), рис. 6б.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст Сыннырско-Довыренского вулcano-плутонического комплекса. Результаты геохронологических исследований пород плутона и ассоциирующих субвулканических тел позволили уточнить абсолютные значения и заметно сузить временной интервал формирования Довыренского интрузивного комплекса (рис. 9). Среднее значение возраста пород из ультрамафит-мафитового силла Верблюд (731 ± 4 млн лет) перекрывается с возрастом габброноритов из прикровельной части Йоко-Довыренского массива (730 ± 6 млн лет), го-

ризонта чарнокитоидов среди О1-габброноритов плутона (723 ± 7 млн лет, $n = 10$) и подстилающих диабазов (725 ± 8 млн лет). С этими оценками в рамках неопределенности согласуются также возраст альбитового роговика 07DV163-1 (721 ± 6 млн лет), представляющего низкотемпературную фацию контактового метаморфизма вмещающих пород в термическом ореоле остывающего плутона, и значение 724.7 ± 2.5 ($n = 5$) млн лет, полученное по бадделейту из пегматоидного габбронорита [14]. Таким образом, рассчитанный для наших образцов общий возраст Довыренского интрузивного комплекса (728.4 ± 3.4 млн лет, $n = 99$) оказывается на ~55 млн лет древнее оценки 673 ± 22 млн лет [13], которая свыше 15 лет циркулировала в геологической литературе.

Геохронологические данные для кислых метапорфиров и туфов, которые подстилают и перекрывают высоко-Ti базальты иняптукской свиты, менее определены, поскольку значительную часть данных по относительно молодым цирконам из этих пород в последующих геохронологических оценках не использовалась. Главное основание для этого — наличие более древней популяции цирконов (она составляет около 50% данной выборки), возраст которой 722 ± 7 млн лет оказался близок возрасту Довыренского интрузивного комплекса (рис. 9). Возраст молодых зерен циркона в образцах кварцевых порфиров составляет 667 ± 14 млн лет (рис. 8б) и его можно интерпретировать как время гидротермально-метасоматических процессов, охвативших всю вулcano-плу-

тоническую последовательность и определивших высокую степень серпентинизации для многих ультрамафических пород Довырена и плагиолецолитов из подстилающих силлов.

Точный возраст низко- T_i вулканитов сыннырской свиты в верхней части вулканогенно-осадочной толщи Сыннырского рифта остается неопределенным. Здесь необходимы более тщательные исследования, направленные на поиск зерен циркона с первично-магматическими $U-Pb$ изотопными характеристиками. К настоящему времени вывод о комагматичности этих пород Довыренскому интрузивному комплексу основывается исключительно на геохимических данных [10] и геологическом положении. Решение этой задачи тем более важно в свете последних результатов, которые указывают на генетическую связь сыннырских андезитобазальтов с материями нижней коры, которая подчеркивается распространенностью гетерогенных флюидных включений в оливине из пород Йоко-Довыренского массива [29] и присутствием зерен граната (размером до 100 мкм) в основной массе кварцевых порфиров и сыннырских андезитобазальтов (наши данные).

Палеотектоника Сибирского кратона. Установление точного возраста иняптукско-довыренской фазы магматизма Сыннырского рифта принципиально важно для геодинамических реконструкций, связанных с распадом Родинии. Палеомагнитные исследования предполагают существование общего с Сибирским кратоном континентального блока, включающего северную часть Лаврентии – современной Арктической Канады [6, 9]. Известно, что в пределах этого блока 723 ± 4.2 млн лет назад сформировалась крупная магматическая провинция (Франклинское событие [7]), возможно как результат воздействия того же плюма, который затронул в позднем рифее и окраину Южной Сибири [8, 14]. Полученные нами данные по возрасту Довыренского интрузивного комплекса этой возможности не противоречат.

Между тем, в работе [30] высказано мнение, что “присутствие в Южной Сибири одного интрузива франклинского возраста еще не является указанием на генетическую связь с Франклинским событием” (стр. 665). Это справедливое замечание подразумевает необходимость установления возрастных соотношений довыренских пород и ассоциирующих вулканитов Сыннырского рифта. Ведь синхронность эффузивного и интрузивного магматизма этой рифтовой структуры означала бы существование в неопротерозое не “одного интрузива”, а вулканоплутонического комплекса, возможно достаточно крупной магматической провинции. Близкий возраст кислых вулканитов, ассоциирующих с базальтами иняптукской свиты (722 ± 7 млн лет), и интрузивных пород Довырена (728.4 ± 3.4 млн лет) является серьезным

аргументом в пользу такой синхронности иняптукско-сыннырской фазы вулканизма и интрузивных процессов, которые сопровождали раскрытие Сыннырского рифта в неопротерозое и привели ~730 млн лет назад к формированию Довыренского плутона, сопутствующих субвулканических тел и перекрывающей вулканической последовательности.

Авторы благодарят К.А. Бычкова, Ияна Вулворда (Ian Woolword), Л.М. Житову, Д.С. Каменецкого, А.В. Малышева, Йонаса Силву (Jonas Mota e Silva) и Зандрина Фейга (Sandrin Feig), участвовавших в полевых работах на Довырене. Выражаем признательность Роланду Маасу (Roland Maas, Мельбурнский университет, Австралия) за исследования $Rb-Sr$ изотопной системы в гипербазитах, Е.В. Коптеву-Дворникову за помощь при петрографических исследованиях довыренских пород и Софии Тетровой за полезные комментарии касательно аналитических методов. Благодарим рецензентов за конструктивные замечания к рукописи.

Работа проводилась в рамках Соглашения о сотрудничестве между ГЕОХИ РАН и Центром исследований рудных месторождений Тасманийского университета (Хобарт, Австралия) и была поддержана грантами P962 AMIRA International (при финансовой поддержке компаний Anglo-American, BHP Billiton и Votorantim Metais) и Российским фондом фундаментальных исследований (11-05-00268, 11-05-00062).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
2. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олокильская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
3. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченков О.А., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Немчин А.А., Шулешко И.К., Кориковский С.П. О раннепротерозойском – верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса по данным $U-Pb$ цирконового геохронологии / Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука. 1990. С. 206–222.
4. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.
5. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
6. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., Waele B.De., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

7. *Heaman L.M., LeCheminant A.N., Rainbird R.H.* Nature and timing of Franklin igneous event, Canada: implications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 117–131.
8. Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн лет (U–Pb по бадделеиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией северной Лаврентии, датированной как 723 млн лет / *Материалы совещания “Геология полярных областей Земли” (Москва, 2009)*. Т. 2. С. 330–332.
9. *Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.* Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 66–76.
10. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // *Геология и геофизика*, 2013 (*представлена*).
11. Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А., Кольцова Т.В., Матвеева И.И., Яковлева С.З. Определение возраста основных пород по К/Аг методу // *Геохимия*. 1962. № 11. С. 931–938.
12. Кислов Е.В., Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. Изотопные свидетельства коровой контаминации в Йоко-Довыренском массиве // *Геология и геофизика*. 1989. № 9. С. 140–144.
13. *Amelin Yu. V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A.* Enriched Nd–Sr–Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for contamination by ancient upper-crustal material // *Chem. Geology*. 1996. V. 129. P. 39–69.
14. *Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U.* A proposed 725 Ma Dovyren–Kingash LIP of southern Siberia, and possible reconstruction link with the 725–715 Ma Franklin LIP of northern Laurentia // *Abstract Volume 35, GAC-MAC Joint Annual Meeting “Geoscience at the Edge” (May 27–29, 2012, St. John’s, Newfoundland and Labrador, Canada)*.
15. *Гурулев С.А.* Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
16. *Гурулев С.А.* Условия формирования основных расчлененных интрузий. М.: Наука, 1983. 248 с.
17. *Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В., Коптев-Дворников Е.В., Абрамов А.В., Кривоплясов Г.С.* Петрография и геохимия Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расчлененного массива (Северное Прибайкалье) / *Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород*. М.: Наука, 1982. С. 86–117.
18. *Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е.* Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.
19. *Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В.* Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблемам формирования фазовой расчлененности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*. 2003. № 2. С. 131–155.
20. *Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В., Николаев Г.С., Орсов Д.А., Бармина Г.С., Бычков К.А.* Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // *Геохимия*. 2009. № 5. С. 451–480.
21. *Бушуев В.П., Тарасова Р.С.* Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение. Отчет Холоднинской ГРП за 1975–84 гг. Бурятгеология, Улан-Удэ, 1984; Москва, 1985.
22. *Елисейев Н.А.* *Метаморфизм*. Москва: Недра, 1963. 428 с.
23. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins (Saunders A.D. and Norry M.J., eds.)*. London: Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
24. *Meffre S., Scott R.J., Glen R.A., Squire R.J.* Re-evaluation of contact relationships between Ordovician volcanic belts and the quartz-rich turbidites of the Lachlan Orogen // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2007. V. 54. P. 363–383.
25. *Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M.* Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
26. *Geisler T., Pidgeon R.T., van Bronswijk W., Kurtz R.* Transport of uranium, thorium, and lead in metamict zircon under low-temperature hydrothermal conditions // *Chem. Geology*. 2002. V. 191. P. 141–154.
27. *Zhang M., Salje E.K.H.* Infrared spectroscopic analysis of zircon: Radiation damage and the metamict state // *Journal of Physics: Condensed Matter*. 2001. V. 13. P. 3057–3072.
28. *Ríos S., Salje E.K.H., Zhang M., Ewing R.C.* Amorphization in zircon: evidence for direct impact damage // *Journal of Physics: Condensed Matter*. 2000. V. 12. P. 2401–2412.
29. *Конников Э.Г., Ковязин С.В., Некрасов А.Н., Симакин А.Г.* Флюидно-магматическое взаимодействие мантийных магм с породами нижней коры: данные изучения включений в минералах интрузий // *Геохимия*. 2005. № 10. С. 1–20.
30. *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate, M.T.D., Soderlund Ulf, Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precambrian Research*. 2010. V. 183. P. 660–668.