

## ГЛУБИННЫЕ ПЕГМАТИТЫ ЭМИЙТАССКОГО БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА (О. БОЛЬШОЙ ЛЯХОВСКИЙ, НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА) И ИХ ВОЗРАСТ ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , SHRIMP)

© 2009 г. А. Б. Кузьмичев\*, В. А. Пономарчук\*\*, А. Н. Конилов\*, И. П. Падерин\*\*\*

\*Геологический институт РАН

119017 Москва, Пыжевский пер., 7 e-mail: kuzmich@ilran.ru

\*\*Институт геологии и минералогии СО РАН

630090 Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3

\*\*\*Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ

199106 Санкт-Петербург, Средний просп., 74

Поступила в редакцию 02.07.2007 г.

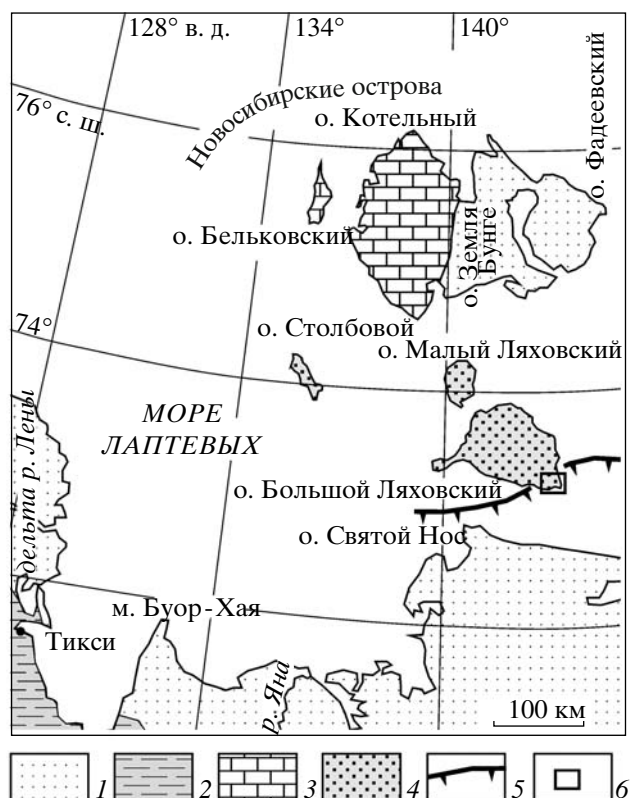
Пегматиты Эмийтасского базит-ультрабазитового метаморфического комплекса имеют гранодиоритовый-гранитный валовый состав. О генетической связи с вмещающими амфиболитами свидетельствуют низкие первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , составляющие 0.7028 и  $PT$  условия формирования минеральных ассоциаций (650°C, 10 кбар), близкие к параметрам метаморфизма вмещающих пород. Мегакристы амфибола, биотита и мусковита проанализированы  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом. Возраст плато составил соответственно:  $209.7 \pm 0.9$ ;  $203.0 \pm 0.9$  и  $178.5 \pm 1.5$  млн. лет. Первые два минерала содержат избыточный аргон; К-Аг изотопная система в мусковите сохранилась ненарушенной. Остывание комплекса до температуры закрытия этой системы вызвано, вероятно, его подъемом на менее глубинный уровень. Цирконы эмийтасских пегматитов характеризуются многогранной изометричной морфологией, слабоконтрастной секториальной зональностью, крайне низкими концентрациями U (4–8 ppm в наиболее обогащенных участках) и низкими Th/U отношениями (0.002–0.003), что указывает на глубинные условия кристаллизации, протекавшей при участии флюида. На ионном зонде SHRIMP-II проведена предварительная серия измерений. По 5 анализам возраст циркона определен как  $202 \pm 17$  млн. лет. Рассмотрена возможность специального подхода к анализу молодых низкоурановых цирконов на ионном зонде. Несмотря на малое количество анализов, новые геохронологические данные не оставляют сомнений в позднетриасовом – раннеюрском времени кристаллизации пегматитов и опровергают прежние представления о докембрийском – раннепалеозойском возрасте эмийтасского комплекса. Этот вывод позволяет включить эмийтасские амфиболиты в число разнообразных океанических и надсубдукционных комплексов, связанных с мезозойской Южно-Аннуйской сутурой, что имеет важное значение для реконструкции тектонической эволюции Восточно-Сибирского арктического шельфа.

### ВВЕДЕНИЕ

Эмийтасский метаморфический комплекс, сложенный преимущественно амфиболитами и ультрабазитами является одним из наиболее любопытных объектов на Новосибирских островах (рис. 1). Он обнажен в юго-восточной части о. Большой Ляховский, на двух участках, разделенных выходами гранитов (рис. 2). Севернее исследованной площади по данным [1] расположен еще один незначительный выход амфиболитов. Кроме метаморфического комплекса в юго-восточной части острова на поверхность выходят также и другие океанические и островодужные породы, надвинутые с юго-востока на окраину Новосибирского континентального блока. Они включают океанические шаровые лавы, глаукофановые сланцы, разнообразные долериты, габброиды и серпентиниты [2, 3]. Эти экзотические блоки надвинуты на флишвид позднеюрской-раннемиоценовой бурустасской свиты [4]. Все перечисленные

комплексы прорваны плутонами постколлизийных диоритов и гранитов, возраст которых составляет 121–108 млн лет по результатам U-Pb, Ar-Ag и K-Ag датирования [5–8].

Метаморфический комплекс в юго-восточной части о. Большой Ляховский впервые был кратко описан М.М. Ермолаевым [9], который решил, что он является продуктом контактового метаморфизма. Затем комплекс изучался во время мелкомасштабной геологической съемки, и был отнесен к выходу раннедокембрийского кристаллического фундамента [10]. Та же точка зрения о дорифейском возрасте комплекса сохранилась и после проведения в районе среднемасштабной геологической съемки [1, 5]. Позднее, эмийтасские амфиболиты, опробованные С.С. Драчевым, были интерпретированы С.А. Силантьевым, как метаморфизованные океанические офиолиты [2]. По валовым пробам амфиболитов было получено три К-Аг датировки, на основании которых было дано заключение, что “ре-



**Рис. 1.** Новосибирские острова: 1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – верхоянский комплекс; 3 – деформированный палеозойский – юрский чехол Новосибирской платформы; 4 – позднеюрские (волжский ярус) – раннемеловые (нижний неоком) складчатые терригенные отложения передового прогиба; 5 – Южно-Анойская сutura; 6 – контур рис. 2.

альный возраст ортоамфиболитов эмийтасского комплекса лежит ниже значения  $473 \pm 14$  млн. лет и является, скорее всего, позднепротерозойским или раннепалеозойским” [2, с. 105]. Эти сведения получили резонанс и, в частности, были использованы В.А. Верниковским для корреляции амфиболитов о. Большого Ляховского с неопротерозойским офиолитовым поясом Таймыра [11]. Данные С.С. Драчева имели большое значение для понимания тектоники региона, так как заставляли усомниться в возможности сопоставления океанических комплексов о. Большой Ляховский с аналогичными комплексами мезозойской Южно-Анойской сутуры Чукотки. Последняя представляет собой след одноименного океанического бассейна, закрывшегося в конце поздней юры – неокоме. Идея о том, что Южно-Анойская сutura не протягивается на запад за пределы Чукотских структур, высказана в [12]. Такое решение позволяло избежать геометрических противоречий, вытекающих из ротационной гипотезы раскрытия Американо-Азиатской океанической котловины, которое происходило одновременно с закрытием Южно-Анойского бассейна. В том случае, если

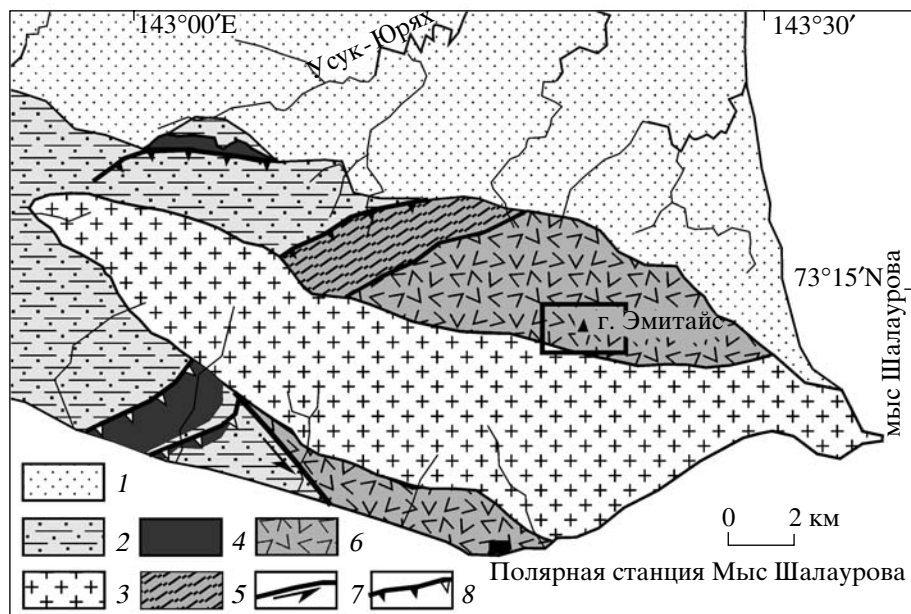
будет доказано, что мезозойская Южно-Анойская сutura действительно протягивается на запад до о. Большой Ляховский, ротационная гипотеза оказывается невалидной или, по крайней мере, требует существенной ревизии (см. дискуссию в [13–15]). Таким образом, надежное датирование эмийтасского комплекса важно для реконструкции тектонической эволюции Восточной Арктики в мезозое.

Мы проводили исследования в юго-восточной части острова в 2000 и 2003 годах, и получили новые данные о строении эмийтасского комплекса. По нашим наблюдениям он представляет собой базит-ультрабазитовую расслоенную серию, мощность несколько километров. Комплекс сложен разнообразными амфиболитами, включающими флазергаббро и слабо деформированные фрагменты расслоенного разреза, а также содержит прослойки дунитов, перидотитов, амфиболитизированных пироксенитов и пород промежуточного состава. Нижняя часть комплекса сложена относительно более меланократовыми породами, метаморфизованными при более высоких  $PT$  параметрах. В этой части разреза часты гранатовые амфиболиты, а некоторые разновидности содержат сапфирин, корунд и, по-видимому, кианит. Серия формировалась на глубине не меньшей, чем 35–40 км, в надсубдукционной обстановке [16].

Пегматиты эмийтасского комплекса генетически связаны с вмещающими породами и также кристаллизовались на глубине не меньшей чем 35 км. Среди разнообразных пород, входящих в состав комплекса, пегматиты являются наиболее благоприятным объектом для датирования, так как имеют богатый минеральный состав и содержат циркон, который отсутствует во всех остальных разновидностях пород. Статья посвящена общему описанию пегматитов и обсуждению полученных к настоящему времени данных об их возрасте. Новые геохронологические данные позволяют ограничить диапазон времени формирования пород поздним триасом – ранней юрой. При проведении геохронологических исследований выяснилось, что мы столкнулись с нестандартным объектом датирования, требующим специального подхода. Как нам кажется, этот опыт может помочь исследователям учесть наши ошибки при датировании подобных комплексов.

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПЕГМАТИТАХ, ИХ МИНЕРАЛОГИИ И ОБСТАНОВКЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Крупнокристаллические пегматоидные шпирсы, прослойки и жилы, сложенные преимущественно амфиболом и эпидотом, широко распространены среди пород Эмийтасского комплекса. Они имеют основной валовой состав и отличаются от вмещающих амфиболитов более крупным размером кристаллов амфибола и иногда присутствием крупных выделений ильменита. Пегматитовые жилы, которые являются объектом обсуждения в данной



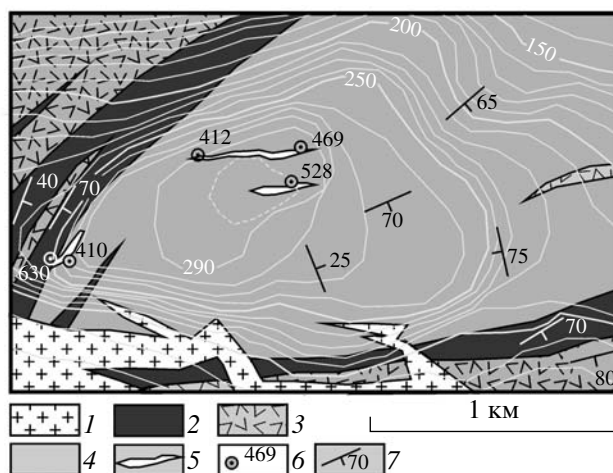
**Рис. 2.** Схематизированная геологическая карта юго-восточной части о. Большой Ляховский (по результатам полевых работ 2000 и 2003 гг.): 1 – четвертичные отложения; 2 – флюорит бурустасской свиты (волжский ярус – неоком); 3 – раннемеловые (121–108 млн. лет) диориты и граниты; 4 – серпентиниты, пиллоу-базальты и сопутствующие породы; 5 – metabазиты и глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций; 6 – амфиболиты и ультрабазиты эмийтасского метаморфического комплекса; 7 – сдвиги; 8 – надвиги.

статье, встречаются реже. Они отличаются большей мощностью, достигающей 3 метров, и имеет диоритовый или гранитный валовый состав. Собственно мы встретили лишь 5 подобных жил. Три из них расположены в районе восточной вершины хр. Эмийтас (рис. 3), одна в 1 км западнее полярной станции “Мыс Шалаурова” и одна в 3 км восточнее г. Эмийтас. Жилы имеют согласное, а местами секущее положение по отношению к расслоенности вмещающих амфиболитов. Часты разветвления жил и апофизы, которые иногда ступенчато изогнуты и явно внедрялись по трещинам. Следовательно, вмещающие породы в момент внедрения уже были способны к хрупким дислокациям. За редкими исключениями пегматитовые жилы совершенно недеформированы. Мы предполагаем, что формирование пегматитов происходило одновременно с появлением второй генерации граната во вмещающих амфиболитах. Гранат этой генерации образует цепочки кристаллов, расположенные не только вдоль сланцеватости вмещающих пород, но иногда имеющие секущее положение, и явно связанные с просачиванием флюида вдоль трещин. В ассоциации с гранатом появляются также белая слюда и кварц-плагиоклазовый агрегат.

Наиболее полной зональностью и наиболее богатым набором минералов обладают жилы обнаженные в районе г. Эмийтас (рис. 3), которая представляет собой плато, сложенное крупноглыбовым курумом (рис. 4а). В строении жил выделяются три

главные зоны. Переходы между всеми зонами постепенные и как правило нечеткие.

Краевая зона мощностью 0–40 см характеризуется присутствием граната и длиннопризматического эпидота, размер кристаллов которых достигает не-



**Рис. 3.** Пегматитовые жилы в районе г. Эмийтас: 1 – постскладчатые диориты и граниты; 2 – перидотиты; 3 – амфиболиты, меланократовые амфиболиты, горнблендиты; 4 – амфиболиты; 5 – пегматитовые жилы; 6 – точки наблюдений, упомянутые в тексте; 7 – элементы залегания метаморфической полосчатости в породах эмийтасского комплекса. Сплошные горизонталы проведены через 10 м.

**Таблица 1а.** Нормированные составы минералов образца 469/10а и их кристаллохимические формулы

Компонент	<i>Grt</i> 1**	<i>Grt</i> 2	<i>Hbl</i> 3	<i>Hbl</i> 4	<i>Hbl</i> 5	<i>Bt</i> 6	<i>Bt</i> 7	<i>Ms</i> 8	<i>Ms</i> 9	<i>Pl</i> 10
	Центр	Край	–	Центр	Край	–	–	–	–	–
<b>Окислы</b>										
SiO <sub>2</sub>	38.32	37.57	41.59	41.37	43.31	37.56	37.23	46.53	46.47	65.31
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.15	0.87	1.12	0.35	1.72	1.61	0.13	0.32	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.11	21.33	16.04	15.6	14.03	16.18	17.26	31.65	31.53	21.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.01	0.02	0.09	0.21	0.02	0	0.06	0	0
FeO*	24.31	24.24	16.15	15.17	16.18	15.45	15.40	3.82	3.39	0.11
MnO	4.31	5.64	0.26	0.34	0.25	0.39	0.22	0	0.14	0.27
MgO	4.65	4.09	9.34	9.94	10.32	13.33	13.62	1.43	1.34	0
CaO	7.00	6.89	10.03	10.3	10.23	0	0	0.17	0.12	2.25
Na <sub>2</sub> O	0	0	2.47	2.65	2.61	0	0.31	1.17	1.02	10.46
K <sub>2</sub> O	0.11	0.07	1.05	1.07	0.46	9.04	8.78	9.45	9.93	0.12
BaO	0	0	0	0	0	0.98	0.44	0.52	0.70	0
Cl	0	0	0.18	0.33	0.03	0.32	0.14	0.08	0.02	0
Сумма	100	100	98	98	98	95	95	95	95	100
<b>Катионы</b>										
Si	3.011	2.972	6.198	6.171	6.421	2.845	2.792	3.160	3.163	2.879
Al IV	0	0.028	1.802	1.829	1.579	1.155	1.208	0.840	0.837	1.103
Al VI	1.955	1.961	1.015	0.914	0.874	0.290	0.318	1.694	1.693	0
Ti	0.006	0.009	0.098	0.126	0.039	0.098	0.091	0.007	0.017	0.009
Cr	0.005	0.001	0.002	0.011	0.025	0.001	0	0.003	0	0
Fe	1.598	1.604	2.013	1.892	2.007	0.979	0.966	0.217	0.193	0.004
Mn	0.287	0.378	0.033	0.043	0.031	0.025	0.014	0	0.008	0.010
Mg	0.545	0.483	2.075	2.211	2.282	1.505	1.523	0.145	0.136	0
Ca	0.589	0.584	1.602	1.646	1.625	0	0	0.013	0.009	0.106
Na	0	0	0.715	0.766	0.750	0	0.045	0.155	0.135	0.894
K	0.011	0.007	0.200	0.204	0.087	0.874	0.840	0.818	0.863	0.007
Ba	0	0	0	0	0	0.029	0.013	0.014	0.019	0
Сумма	8.008	8.027	15.752	15.811	15.720	7.780	7.801	7.056	7.060	5.011
O	12	12	22	22	22	10	10	10	10	8
ОН	0	0	1.955	1.916	1.992	1.959	1.982	1.991	1.998	0
Cl	0	0	0.045	0.084	0.008	0.041	0.018	0.009	0.002	0
X'	0.746	0.769	0.492	0.461	0.468	0.394	0.388	0.599	0.587	0.105

\* Все железо в виде FeO.

\*\* Цифры рядом с аббревиатурой минерала – порядковый номер микрозондового анализа в шлифе.

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны кислородным методом – гранат на 12 атомов кислорода; плагиоклаз – 8; роговая обманка – 24 (O, OH, Cl); биотит и мусковит – 12 (O, OH, Cl). X' равно отношению Fe/(Fe + Mg) в темноцветных минералах или отношению Ca/(Ca + Na + K) в плагиоклазе.

Аббревиатуры минералов: *Grt* – гранат; *Hbl* – роговая обманка; *Bt* – биотит; *Ms* – мусковит; *Pl* – плагиоклаз.

скольких сантиметров. Местами встречаются почти мономинеральные полосы, параллельные контактам жилы. Кроме того, в этой зоне присутствуют кварц, плагиоклаз, амфибол, мусковит. Создается впечатление, что минеральная композиция краевой зоны возникла за счет замещения вмещающих ам-

фиболитов, так как в отдельных случаях невыдержанные полосы аналогичного состава прослеживаются и в экзоконтактовой зоне. Гнезда гранат-эпидотового агрегата, возникшие, по-видимому, за счет переработки ксенолитов, встречаются и в следующей зоне.

**Таблица 16.** Нормированные составы минералов образца 469/7 и их кристаллохимические формулы

Компонент	<i>Grt 1</i>	<i>Grt 2</i>	<i>Ms 3</i>	<i>Ms 4</i>	<i>Pl 5</i>	<i>Pl 6</i>
	Центр	Край	–	–	Центр	Край
Окислы						
SiO <sub>2</sub>	37.88	38.28	47.16	47.45	59.02	62.56
TiO <sub>2</sub>	0.42	0	0.16	0	0.02	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.47	21.66	33.53	32.37	26.25	22.69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0.02	0
FeO*	22.71	22.76	2.07	2.23	0.13	0.33
MnO	4.29	4.28	0.09	0.20	0.18	0.36
MgO	4.52	4.65	1.03	1.59	0	0
CaO	8.71	8.14	0.10	0	6.91	3.84
Na <sub>2</sub> O	0	0	1.28	1.55	7.29	10.09
K <sub>2</sub> O	0	0.24	9.07	8.94	0.18	0.09
BaO	0	0	0.52	0.67	0	0
Сумма	100	100	95	95	100	100
Катионы						
Si	2.970	2.996	3.153	3.183	2.633	2.783
Al IV	0.030	0.004	0.847	0.817	1.380	1.190
Al VI	1.954	1.995	1.795	1.741	0	0
Ti	0.025	0	0.008	0	0.001	0.001
Cr	0	0	0	0	0.001	0
Fe	1.489	1.490	0.116	0.125	0.005	0.012
Mn	0.285	0.284	0.005	0.011	0.007	0.014
Mg	0.529	0.542	0.103	0.159	0	0
Ca	0.732	0.683	0.008	0	0.330	0.183
Na	0	0	0.166	0.202	0.631	0.870
K	0	0.024	0.774	0.765	0.010	0.005
Ba	0	0	0.013	0.018	0	0
Сумма	8.013	8.016	6.987	7.022	4.997	5.058
X'	0.738	0.733	0.530	0.440	0.340	0.173

См. примечание к табл. 1а.

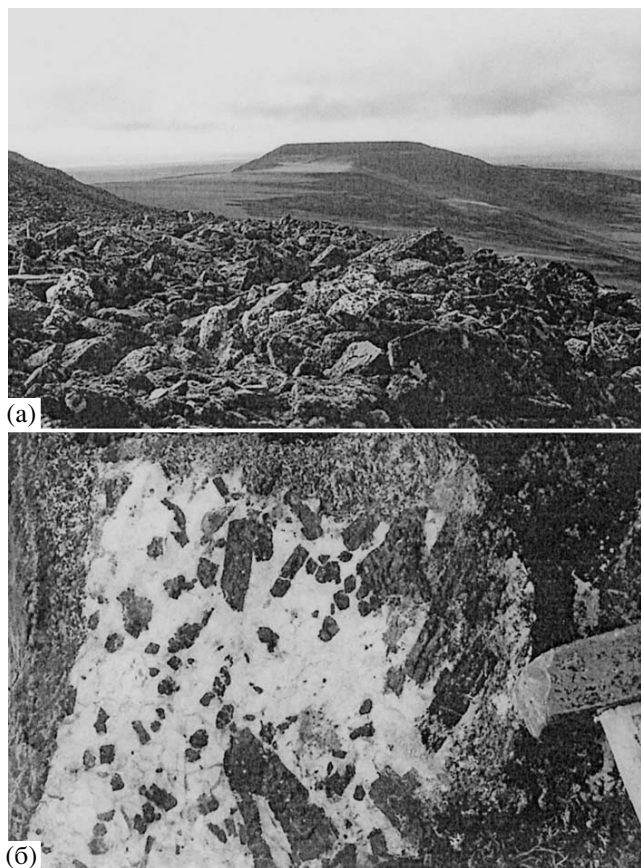
Вторая – амфибол-плаггиоклазовая зона – сложена крупными 5–15 см эвгдральными кристаллами амфибола, погруженными в плаггиоклазовый матрикс (рис. 4б). Некоторые участки жил на полную мощность сложены подобной композицией. Кристаллы амфибола имеют тенденцию быть ориентированными перпендикулярно ограничениям жилы, но присутствуют также участки, где они ориентированы незакономерно, образуют радиально-лучистые розетки или же вытянуты параллельно ограничениям жил. В этой зоне изредка присутствуют крупные

(до 5 см) кристаллы биотита и реже – мусковита. Кристаллы биотита обычно приурочены к основанию кристаллов амфибола и иногда слагает центральную часть амфиболовых розеток. Белая слюда (мусковит и/или парагонит) распространена также в виде мелких чешуй, пронизывающих плаггиоклаз. Плаггиоклаз в этой зоне представлен несколькими генерациями, которые местами наблюдаются в одном шлифе. Основность меняется от альбит-олигоклаза, образующего крупные незональные кристаллы, до андезина. Кроме того, в этой зоне присутствуют крупные выделения ильменита, размером до нескольких сантиметров, кварц, рутил.

Центральная зона, на которую иногда приходится главный объем жилы, сложена мелкоблоковым, реже крупноблоковым, плаггиоклазом или плаггиоклаз кварцевым агрегатом. Плаггиоклаз в этой зоне преимущественно кислый до практически чистого альбита и, как правило, пронизан чешуями белой слюды (преимущественно парагонитом). Некоторые жил целиком сложены блоковым плаггиоклазом или кварц-плаггиоклазовым агрегатом. В последнем случае видно, как этот агрегат разъедает кристаллы амфибола и эпидота в зольбандах. Подобные взаимоотношения не отмечены для главной жилы (469, рис. 3), в которой все минералы производят впечатление находящихся в равновесии.

Типичным аксессуаром пегматитов является рутил, кристаллы которого встречаются во всех зонах, и который иногда образует крупные выделения, видимые невооруженным глазом. Остальные аксессуары: апатит, циркон и иногда корунд. Последний встречен только в одной жиле, где представлен мелкими (1–2 мм) кристаллами густо-синего прозрачного сапфира. Корунд встречен в безкварцевом апофизе, внедренном в ультрабазит. Апатит местами обилен и присутствует в виде нескольких генераций. В некоторых жилах он встречен в виде крупных трещиноватых кристаллов серого цвета размером до 3 см.

Основные минералы пегматитов были проанализированы на микроанализаторе CamScan 4-DV в Московском Государственном строительном университете (табл. 1). Зональность граната имеет слабо выраженный ретроградный характер, железистость составляет 0.73–0.77. Амфиболы относятся к паргаситу, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 15–16 мас. % в центрах зерен и снижается до 14 мас. % на краю. В биотите также отмечается повышенное содержание алюминия. Мусковиты из разных образцов различаются по составу. В них присутствует заметное количество магния и натрия, формульное количество кремния составляет 3.15–3.18 (O = 11). Наряду с повышенной глиноземистостью амфибола и биотита, заметное количество фенгитового минала в мусковите отражает формирование минеральной ассоциации пегматитов в обстановке повышенных давлений.



**Рис. 4.** Полевые фотографии: а – курумные развалы пегматита (светлые глыбы на переднем плане) вблизи точки 412 (рис. 3). Вид с востока на запад. На заднем плане – западная вершина хр. Эмийтас. б – тупое выклинивание апофиза пегматитовой жилы 469 (в глыбе). Справа – кувалда для масштаба. Светлое – плагиоклаз, темное – кристаллы роговой обманки, по периферии – вмещающий амфиболит.

Для расчета  $TP$ -условий формирования пегматитов использованы составы центральных частей минералов (табл. 2). По гранат-биотитовому геотермометру согласованной системы программы TRF [17] температура составляет приблизительно  $650^{\circ}\text{C}$ . Это значение согласуется с оценками, полученными по другим, также экспериментально обоснованным, минералогическим сенсорам (табл. 2). Давление составляет около 10 кбар. Расчеты по некоторым другим, недавно опубликованным геотермометрам и геобарометрам, дают несколько более высокие оценки параметров метаморфизма. В соответствии с последними версиями мономинерального биотитового геотермометра [18], (см. таблицу 2) или гранат-мусковит-плагиоклаз-кварцевого геобарометра [19] температура и давление составляли  $710\text{--}850^{\circ}\text{C}$  и 11–15 кбар соответственно. Однако эти сенсоры разработаны для метапелитов и по этой причине оценки являются, возможно, завышенными. Также можно отметить, что соглас-

но имеющимся экспериментальным данным гранат находится в равновесии с биотитом и фенгитом при давлении равном или превышающем 15 кбар, при более низких значениях биотит становится неустойчивым [20]. Оценки параметров метаморфизма гранатовых амфиболитов вмещающего комплекса, изучавшихся Е.В. Склярковым (устное сообщение) также достигают 15 кбар при  $750\text{--}800^{\circ}\text{C}$ . Поэтому, принимая параметры, при которых происходила кристаллизация пегматитов, как  $T = 650^{\circ}\text{C}$  и  $P = 10$  кбар, мы оцениваем эти значения как минимальные.

Эти результаты свидетельствуют о том, что пегматиты формировались на глубине не меньшей, чем 35 км, что полностью исключает возможность их генетической связи с малоглубинными меловыми гранитоидами. Специфическим свойством эмийтасских пегматитов является также крайне низкая радиоактивность: радиометрические наблюдения на главной жиле 469 дали значения 3–4 мкр/час. Такие значения чрезвычайно низки и по опыту авторов могут наблюдаться у офиолитовых серпентинитов и подобных пород, чрезвычайно бедных ураном и торием. В то же время обычные гранитные пегматиты существенно обогащены радиоактивными элементами по сравнению с материнскими магмами. Так как радиационный фон над меловыми гранодиоритами-гранитами, обнаженными южнее, составляет 25–40 мкр/час, то очевидно, что подобные магмы не могли произвести низкоурановые пегматиты. Другим свидетельством того, что эмийтасские пегматиты не имеют генетических связей с меловыми гранитоидными плутонами, являются данные об их первичном  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношении. Нами проанализированы апатиты из двух пегматитовых жил и из меловых гранитоидов (табл. 3). Апатит обычно содержит крайне низкие концентрации рубидия, что позволяет рассматривать измеренные в нем отношения изотопов стронция, как первичные отношения в магме. Эмийтасские пегматиты характеризуются крайне низким для молодых кислых пород первичным отношением изотопов стронция, которое составляет 0.7028, и которое указывает на ювенильную мантийную природу источника вещества этих пород. Постколлизийные гранитоиды юго-восточной части о. Большой Ляховский обладают существенно более высоким начальным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , указывающим на участие материала континентальной коры в их формировании (табл. 3).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА

Датирование монофракций мусковита, биотита и роговой обманки из пегматитовой жилы 469 (рис. 3) было осуществлено в Лаборатории радиогенных и стабильных изотопов Института геологии и минералогии СО РАН на масс-спектрометре Ми-1201В.

**Таблица 2.** *PT*-условия формирования минеральной ассоциации пегматитов

Сенсор	Вариант	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
<i>Hbl-Pl-Qtz</i>	[21]	679	(10)
<i>Hbl-Pl</i>	[21]	695	(10)
<i>Grt-Hbl</i>	[22]	692	–
<i>Ti-in-Bt</i>	[18]	785	–
<i>Grt-Bt*</i>	–	632	(10)
<i>Al-in-Hbl</i>	[23]	(650)	10.6
<i>Grt-Bi-Mu-Qtz</i>	[24]	(650)	10.2

\* *Grt-Bt* геотермометр согласованной системы программы TRF (среднее значение температур, рассчитанных по вариантам *Grt-Bt* геотермометров в [25, 26]) [17]. Задаваемые значения *P* или *T* для расчета другого параметра заключены в скобки. Аббревиатуры названий минералов см. в примечании к табл. 1.

Методика подготовки проб, параметры облучения и изотопного анализа приведены в [27, 28].

Ступенчатый отжиг выявил присутствие ясно выраженного возрастного плато у каждого из трех проанализированных минералов. Возраст плато во всех трех случаях оказался разным: 209.7 млн. лет у амфибола, 203 млн. лет у биотита и 178.5 млн. лет у мусковита (рис. 5, табл. 4). Эти значения свидетельствуют о том, что близкорасположенный гранодиоритовый плутон (рис. 3) не оказал видимого влияния на *K-Ar* изотопную систему в исследованных образцах. Возможно, это объясняется тем, что меловые интрузии внедрились на малой глубине и бы-

ли быстро экспонированы, что вызвало сравнительно слабый нагрев вмещающих пород.

Причина несходимости результатов анализа разных минералов вызвана присутствием избыточного аргона в амфиболе и биотите. Об этом свидетельствует тот факт, что самые низкотемпературные порции аргона оказались наиболее радиогенными, возраст начальной фракции достигает 800 млн. лет у роговой обманки. Считается, что избыточный аргон этих порций отвечает дегазации трещин, дефектных областей и флюидных включений. Расчет отношения хлор/кальций, проведенный для биотита, обнаруживает увеличение этого отношения в начальной части спектра ступенчатого отжига, что служит дополнительным аргументом в пользу присутствия избыточного аргона именно в газовой-жидких включениях, обогащенных хлором. Седловидная форма графика ступенчатого отжига, типичная для минералов, содержащих избыточный аргон, не выражена (рис. 5): наиболее высокотемпературные фракции почти не обнаруживают обогащения избыточным аргоном. Считается, что эти фракции отвечают дегазации расплавных включений в минералах, которые в нашем случае никак себя не проявили. В минералах, содержащих избыточный аргон, возраст плато может не отвечать возрасту минералообразования, но часто также является завышенным вследствие присутствия избыточного аргона в кристаллической решетке минералов [31]. В таких случаях возраст плато рассматривается лишь как оценка нижнего предела возраста минерала. О присутствии избыточного аргона в роговой обманке свидетельствует также высокое значение первичного  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношения, существенно превышающее атмосферное значение, равное 295.5. (рис. 5). В биотите, однако, это отношение близко к атмосферному. Присутствие избыточного аргона является обычным явлением для метаморфических комплексов высоких давлений [32] и амфибол – один из наиболее подверженных этому явлению минералов [33]. Присутствием избыточного аргона в эмийтасских амфиболитах несомненно объясняются раннепалеозойские

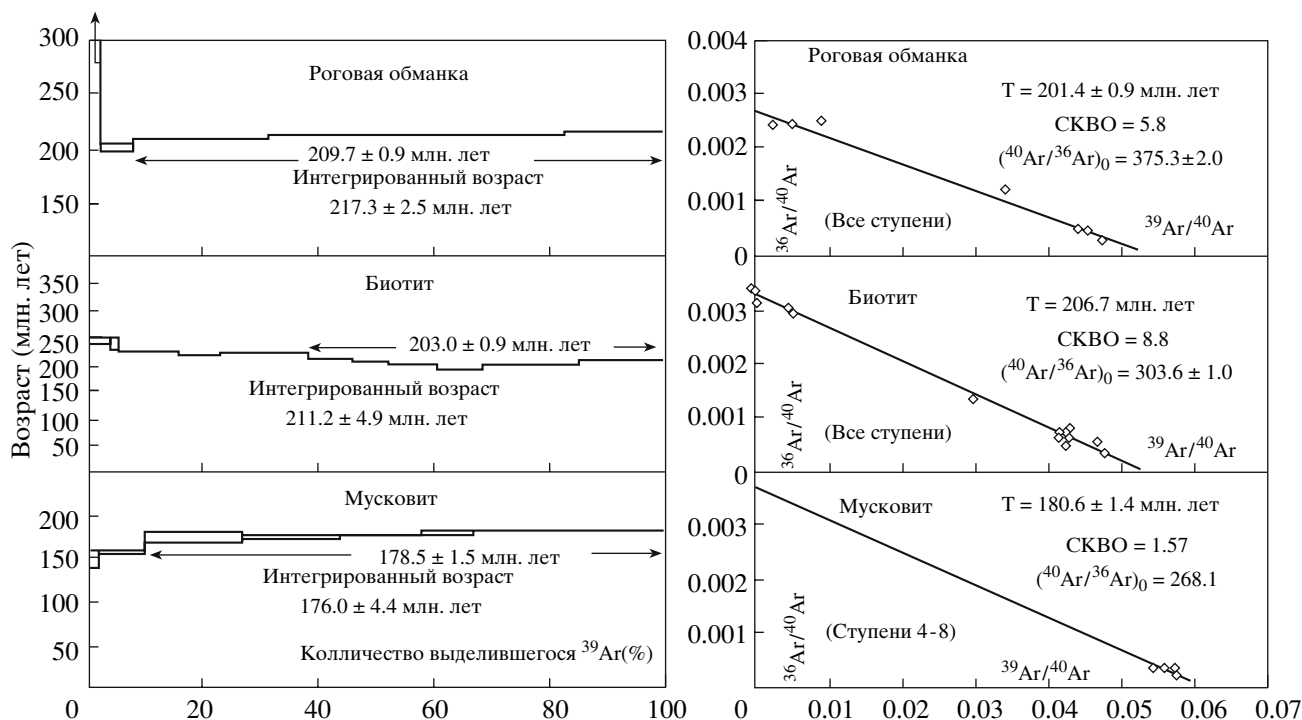
**Таблица 3.** Результаты *Rb-Sr* изотопного анализа апатитов из пегматитов эмийтасского метаморфического комплекса и из постколлизийных гранитоидов о. Большой Ляховский

№ образца	Порода	Минерал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
401/2*	Пегматит	апатит	0.480	743	0.00187	0.00004	0.70283	0.00003
469/2*	Пегматит	апатит	0.453	1079	0.00122	0.00002	0.70282	0.00007
80/1	Диорит	апатит	0.957	106	0.0260	0.0004	0.70629	0.00006
501/1	Гранит	апатит	4.35	85.5	0.1473	0.0015	0.70699	0.00007

\* Жила 401 расположена в 1 км западнее полярной станции (рис. 2), положение жилы 469 показано на рис. 3.

Изотопный анализ выполнен в ИМГРЭ на масс-спектрометре МИ 1201 Т. Концентрации *Rb* и *Sr* определены методом изотопного разбавления. Средние значения изотопных отношений в стандарте SRM-987: ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) = 0.71021 $\pm$ 7; ( $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) = 0.05646  $\pm$  2.

При расчете первичных отношений изотопов стронция для образца апатита 501/1, содержащего значимое количество *Rb*, введена поправка, рассчитанная на возраст 120 млн. лет.



**Рис. 5.** Результаты изотопного анализа аргона роговой обманки, биотита и мусковита, выделенных из образца пегматита 469/2. Левые три графика – результаты ступенчатого отжига минералов. Справа – инверсионные графики К-Аг изохрон. Погрешности указаны как  $\pm 2\sigma$ . Измерение проводилось на масс-спектрометре Ми-1201В в статическом режиме с регистрацией на цилиндре Фарадея. Возраст вычислялся с использованием константы распада  $^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$  [29]. Выбор и расчет плато проводились по рекомендациям [30].

Уровень фона  $^{40}\text{Ar}$  установки при температуре кварцевого реактора  $800^\circ\text{C}$  за 20 мин составлял:  $^{37}\text{Ar} - 1.4 \times 10^{-17}$ ;  $^{39}\text{Ar} - 0.5 \div 2 \times 10^{-17}$ ;  $^{36}\text{Ar} - 5 \times 10^{-16}$  (<2%);  $^{38}\text{Ar} - 9 \times 10^{-17}$  (<10%);  $^{40}\text{Ar} - 15 \times 10^{-14}$  (<0.2%); моли.

цифры К-Аг возраста полученные С.С. Драчевым по валу пород [2].

Единственным минералом, который не обнаружил признаков присутствия избыточного аргона, оказался мусковит. Низкотемпературные порции аргона в мусковите демонстрируют потерю радиогенного аргона, а не его избыток. Мусковит обнаруживает идеальное плато с возрастом  $178.5 \pm 1.5$  млн. лет (90%  $^{39}\text{Ar}$ ) (рис. 5, табл. 4), и этот возраст мы и можем принять в качестве наиболее достоверной оценки

времени закрытия К-Аг изотопной системы в мусковите. К-Аг инверсионная изохрона, построенная для ступеней 4–8, образующих плато (рис. 5), определяет близкий возраст ( $180.6 \pm 1.4$  млн. лет) при начальном отношении  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 268$ .

Таким образом, согласно полученным результатам, возраст закрытия К-Аг изотопной системы в мусковите оценен как  $178.5 \pm 1.5$  млн. лет. Остальные исследованные минералы содержат избыточный аргон и позволяют оценить только нижний

**Таблица 4.** Измеренные отношения изотопов аргона и  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  возраст ступеней при ступенчатом отжиге образца мусковита 469/2. Погрешности указаны с интервалами  $\pm 1\sigma$

Ступень	Возраст млн. лет	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}$ , %
1	160.2 ± 75.8	14.4 ± 7.1	0.138 ± 0.0063	0.085 ± 0.0138	0.435 ± 0.0269	0.24 ± 0.41
2	149.6 ± 21.4	13.5 ± 2.0	0.047 ± 0.0013	0.014 ± 0.0015	0.072 ± 0.0067	1.99 ± 0.99
3	158.2 ± 3.2	14.3 ± 0.3	0.024 ± 0.0009	0.004 ± 0.0001	0.018 ± 0.0004	9.75 ± 10.00
4	176.0 ± 2.3	15.9 ± 0.2	0.018 ± 0.0005	0.002 ± 0.0001	0.005 ± 0.0003	27.1 ± 13.4
5	175.4 ± 3.2	15.9 ± 0.3	0.017 ± 0.0006	0.001 ± 0.0001	0.004 ± 0.0001	43.6 ± 17.1
6	175.8 ± 1.5	15.9 ± 0.1	0.019 ± 0.0002	0.002 ± 0.0004	0.006 ± 0.0002	58.0 ± 6.1
7	179.9 ± 2.1	16.3 ± 0.2	0.020 ± 0.0004	0.003 ± 0.0002	0.007 ± 0.0003	66.7 ± 5.7
8	181.0 ± 1.3	16.4 ± 0.1	0.018 ± 0.0002	0.001 ± 0.0001	0.003 ± 0.0001	100.0 ± 13.1

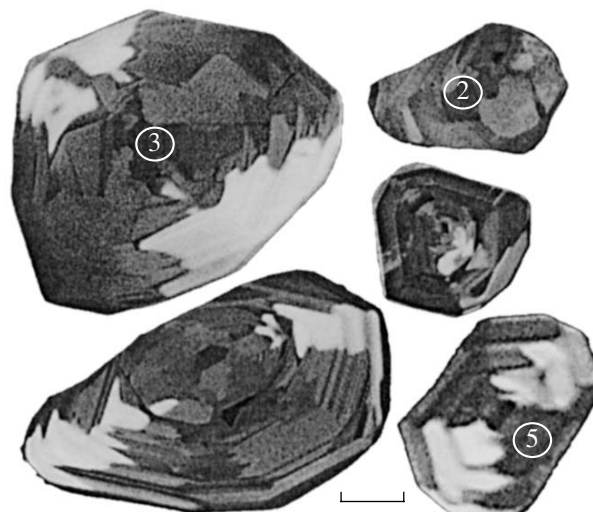
См. подпись к рис. 5.



предел их возраста, который для роговой обманки составляет 210 млн. лет, а для биотита – 203 млн. лет. Хотя данные по последним двум минералам и не дают дополнительной информации о возрасте пегматитовых жил, они являются дополнительным аргументом, опровергающим прежние сведения о раннепалеозойском возрасте эмийтасской интрузии и доказывающим, что ее возраст не выходит за пределы позднего триаса – ранней юры.

**РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ЦИРКОНОВ НА ИОННОМ ЗОНДЕ SHRIMP-II**

Рассматриваемые пегматитовые жилы являются единственными породами в эмийтасском комплексе, которые содержат циркон, что позволяет датировать их U-Pb методом. Такая попытка была осуществлена на ионном зонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Кристаллы циркона бесцветны, хрустально-прозрачны, имеют глянцевые грани и полностью лишены трещин или каких-либо заметных дефектов. Некоторые кристаллы содержат флюидные включения. Крупные кристаллы (до 0.8 мм) имеют сложную многогранную изометричную форму с невыраженными гранями призмы. Мелкие кристаллы имеют короткопризматическую форму и многогранные ограничения. В катодных лучах цирконы характеризуются слабоконтрастной люминесценцией, что вызвано



**Рис. 6.** Катодолуминесцентные изображения цирконов пробы 469/2. Большинство цирконов обладает секториальной зональностью с более или менее четко выраженными зонами роста. Для трех кристаллов показаны проанализированные участки и подписан номер анализа (табл. 4). Длина линейки составляет 50 мкм.

относительно однородным распределением примесных элементов, таких как Hf, Y, REE, Th, U. Кристаллы обнаруживают относительно слабо выраженные зоны роста и преобладающую секториальную зональность (рис. 6), что обычно присуще цирконам гранулитовой или эклогитовой фаций

**Таблица 5.** Результаты изотопного анализа циркона образца 469/2

№	U ppm	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (2)	<sup>206</sup> Pb ppm (1)	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb (2)	±%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (2)	±%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U возраст млн. лет (1)
1.1	4	0.32	0.164	19.7	7.4	0.237	11.0	265 ± 32
2.1	6	0.36	0.254	21.3	5.1	0.23	7.5	237 ± 19
3.1	7	0.23	0.216	29.6	4.5	0.15	8.7	191 ± 11
4.1	8	0.23	0.235	28.3	4.5	0.172	8.4	203 ± 11
5.1	7	0.16	0.228	26.4	4.7	0.116	10.0	218 ± 13

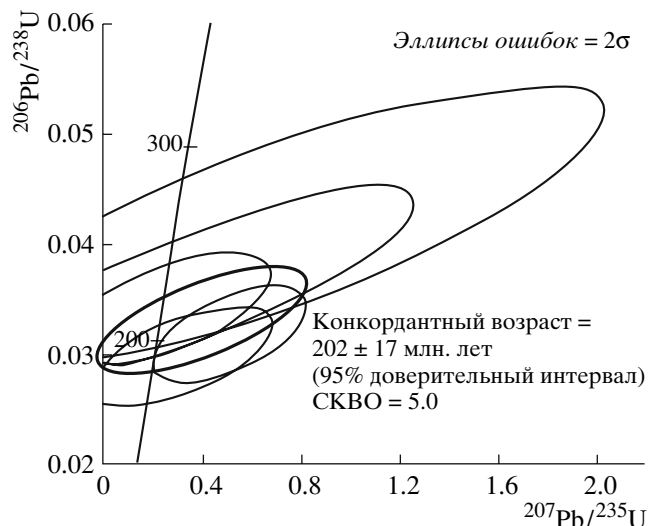
  

№	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb (1)	±%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (1)	±%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U (1)	±%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U(1)	±%	Коэффициент корреляции
1.1	23.8	12.0	0.108	66	0.62	75	0.0419	12.0	0.793
2.1	26.7	8.4	0.075	65	0.39	71	0.0375	8.4	0.776
3.1	33.3	6.0	0.063	46	0.26	50	0.0300	6.0	0.655
4.1	31.3	5.5	0.102	23	0.45	26	0.0320	5.5	0.600
5.1	29.1	5.9	0.041	62	0.19	66	0.0344	5.9	0.584

Примечание. Измерения проведены на масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Расчет проведен по программе SQUID [39]. Все ошибки указаны с интервалом 1σ.

(1) Значения после введения коррекции на концентрацию обыкновенного свинца, рассчитанную по <sup>208</sup>Pb по модели Стэйси-Крамера [40].

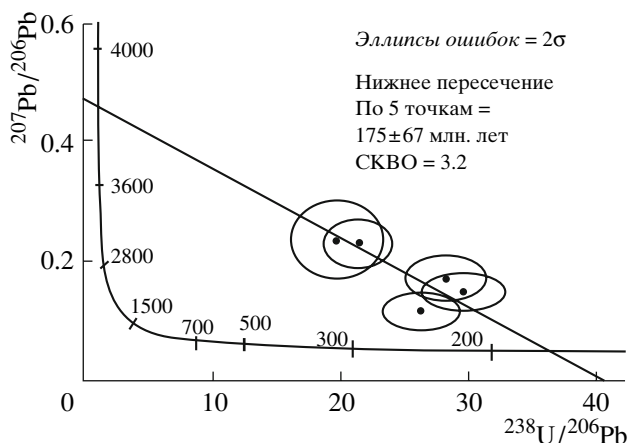
(2) Измеренные значения без введения поправки на обыкновенный свинец.



**Рис. 7.** U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов пробы 469/2. Размеры эллипсов соответствуют  $2\sigma$  интервалам. Поправка на обыкновенный свинец введена по  $^{208}\text{Pb}$ . Использована программа [42].

метаморфизма [34, 35]. Явные ядра или оторочки отсутствуют.

Пробоподготовка и изотопные измерения проводились по стандартным методикам, изложенным в [36]. Поток первичных ионов кислорода интенсивностью  $\sim 3.5$  нА был сфокусирован на пятне  $\sim 25 \times 35$  мкм. Результаты измерений были соотношены с измерениями стандарта 91500, с возрастом 1062.4 млн. лет и U-Pb отношением 0.17917 [37]. Подсчет ионов усреднялся по 4 циклам анализа. Время интегрирования составляло 20 сек для  $^{206}\text{Pb}$ , 40 сек для  $^{207}\text{Pb}$  и 20 сек для  $^{208}\text{Pb}$ . Среднее количество импульсов, зарегистрированное детектором



**Рис. 8.** Инверсионная U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов пробы 469/2. На диаграмму вынесены данные без поправки на обыкновенный свинец. Использована программа [42].

за это время, составило: от нескольких десятков до 200 для  $^{206}\text{Pb}$ , несколько десятков для  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ , 5–25 для  $^{248}\text{ThO}$ . Приведенные значения являются крайне низкими и сильно влияют на погрешность результата. Мы не могли существенно увеличить время интегрирования, так как большая длительность увеличивает риск потери сигнала из-за инструментального дрейфа [38].

Мы были осведомлены о низких концентрациях урана в цирконах, так как изучали их ранее методом трэков распада. Мы однако надеялись, что в таких крупных цирконах, как эмийтасские, мы сможем обнаружить участки или зоны, обогащенные ураном в достаточной степени для проведения уверенного анализа. Однако в наиболее богатых участках, которые нам удалось обнаружить, концентрация урана составила лишь 4–8 ppm (табл. 5). Поскольку это ставило под сомнение проведение достоверных измерений, мы провели только пробную серию из 5 анализов. Эта серия, в частности, выявила крайне низкие концентрации тория в цирконе: Th/U отношения, составляют 0.002–0.003. Такие значения типичны для, так называемых, метаморфических цирконов. В цирконах, кристаллизовавшихся из магмы, величина Th/U отношения обычно превышает 0.5 [41]. Низкие концентрации тория в “метаморфических” цирконах объясняются существенной ролью флюидной фазы в процессе их кристаллизации, в присутствии которой соединения тория остаются иммобильными в отличие от соединений урана.

Вследствие крайне низких концентраций радиогенного свинца в эмийтасских цирконах, результаты расчетов изотопных отношений оказываются весьма чувствительными к количеству и изотопному составу обыкновенного свинца. Корректный расчет поправки на обыкновенный свинец – одна из главных проблем SIMS анализа молодых или бедных ураном цирконов [38]. Наши цирконы обладают обоими этими недостатками. Отсутствие сведений о концентрации нерадиогенного изотопа  $^{204}\text{Pb}$  не позволяет определить относительное количество обыкновенного свинца стандартным методом. Но, так как эмийтасские цирконы практически не содержат Th, мы вправе считать, что измеренное количество  $^{208}\text{Pb}$  не содержит радиогенного компонента и целиком принадлежит обыкновенному свинцу. Следовательно, мы можем рассчитать количество нерадиогенного  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$ , взяв за основу измеренное количество  $^{208}\text{Pb}$  и изотопные отношения обыкновенного свинца, которые могут быть рассчитаны по модели Стэйси-Крамерса [40]. Эти расчеты привели к следующим результатам (табл. 5, рис. 7). Конкордантный возраст, усредненный по 5 точкам, составил  $202 \pm 17$  млн. лет; СКВО = 5.0. Датировка с такими параметрами, основанная лишь на пяти анализах, может рассматриваться только как сугубо предварительная оценка возраста.

Любопытные результаты демонстрирует другой распространенный способ представления U-Pb изотопных данных: мы можем вынести на диаграмму Тера-Вассербурга результаты анализа, в которые вообще не введена поправка на обыкновенный свинец. Линия, аппроксимирующая аналитические точки, будет представлять собой линию смешения составов обыкновенного свинца (верхнее пересечение) и радиогенного свинца (нижнее пересечение) [36]. Такой подход применяют для расчета возраста в случае существенной доли обыкновенного свинца [43]: для молодых цирконов с низкими концентрациями радиогенного свинца или, например, для перовскитов. В случае эмийтасских цирконов такой подход не приводит к удовлетворительному результату вследствие высокой погрешности и кучного расположения аналитических точек (рис. 8). Кроме того аналитические точки не лежат на прямой, а состав обыкновенного свинца существенно отличается от того, что можно было бы ожидать при расчете по алгоритму Стэйси-Крамерса для возраста 200 млн. лет. Существенная дисперсия данных относительно линии смешения и экзотический состав обыкновенного свинца могут быть интерпретированы как результат добавки к собственному обыкновенному свинцу циркона еще одного компонента. Обыкновенный свинец в SIMS анализе имеет два главных источника: свинец захваченный минералом во время кристаллизации (в виде субмикроскопических минеральных включений, проникший по микротрещинам и заключенный в дефектах решетки) и свинец добавленный в лаборатории (в составе полирующей композиции или в золотом покрытии) [38]. Неизбежное поверхностное загрязнение шайбы может достигать 0.6 ppm Pb в ее верхнем слое [36]. В некоторых лабораториях источник свинца, загрязняющего поверхность, и его изотопный состав известны и используются при редукации аналитических данных. Подобное поверхностное загрязнение практически не влияет на результаты при анализе обычных цирконов, но может существенно исказить результат анализа крайне низкоуровневых молодых цирконов. Предположение о возможном заметном вкладе поверхностного загрязнения шайбы в наши результаты изотопного датирования, требует проверки путем проведения специальной сессии анализов и/или путем сопоставления изотопного состава свинца в результатах, полученных SIMS и TIMS методами. Мы надеемся в перспективе провести такое сравнение.

Таким образом, на данной стадии исследования мы принимаем значение возраста циркона, полученное при редукации данных по  $^{208}\text{Pb}$ , равное  $202 \pm 17$  млн. лет. Этот результат является оценочным, для получения более точных данных необходимо провести отдельную сессию измерений со специфической настройкой прибора и статистически значимым количеством анализов.

## ОБСУЖДЕНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Хотя эмийтасский комплекс сложен породами, которые по формальным признакам считаются метаморфическими, мы считаем, что большая их часть, включая пегматиты, изначально кристаллизовалась в обстановке высоких давлений. Об этом, в частности, свидетельствуют морфология, внутренняя структура и Th/U отношения цирконов. Морфологические и геохимические признаки указывают на одноактность образования циркона и на отсутствие унаследованных ядер: анализы центральных частей кристаллов (см. рис. 6) показывают, что они также характеризуются крайне низким Th/U отношением (табл. 5). Именно этот высокотемпературный процесс кристаллизации циркона мы датировали U-Pb методом.

Более молодой возраст, полученный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом объясняется сравнительно более низкой температурой закрытия K-Ar изотопной системы в мусковите. Точного значения этой температуры определить нельзя, так как интенсивность диффузии аргона из минерала зависит от множества факторов (см. обзор в [31, с. 276–286]), однако очевидно, что температура закрытия этой системы является существенно более низкой не только температуры кристаллизации циркона, но и температуры кристаллизации самого мусковита.

Эмийтасские пегматиты вряд ли могли остыть до температуры закрытия K-Ar изотопной системы в мусковите пребывая на глубине около 35 км. Остывание комплекса до этих температур, скорее всего, было связано с выведением комплекса на менее глубинный уровень и именно этому этапу, вероятно, соответствует значение возраста мусковита:  $178.5 \pm 1.5$  млн. лет. Очевидно, что этап кристаллизации комплекса на большой глубине и этап выведения его на более высокий уровень литосферы могут быть значительно разнесены во времени. Это обстоятельство показывает, что возраст кристаллизации глубинных пегматитов эмийтасского комплекса может быть определен только по циркону.

## ВЫВОДЫ

Пегматиты, входящие в состав эмийтасского базит-ультрабазитового метаморфического комплекса, обнаженного в юго-восточной части острова Большой Ляховский, являются дифференциатами ювенильной деплетированной магмы основного состава с крайне низким первичным отношением изотопов стронция. Пегматиты кристаллизовались на большой глубине из насыщенного флюидом остаточного расплава и характеризуются специфической минералогией, а также специфической морфологией, внутренней структурой и составом циркона. Последний обнаруживает крайне низкие концентрации U и весьма низкие значения Th/U отноше-

ний. *PT* условия равновесия, рассчитанные для породообразующих минеральных фаз (650°C, 10 кбар), соответствуют завершающей фазе кристаллизации пегматитов: циркон начал кристаллизоваться при более высоких температурах.

К-Аг система в роговой обманке и биотите оказалась нарушенной вследствие присутствия в минералах избыточного аргона, что является обычным для комплексов высоких давлений. В мусковите эта система избежала искажений. Возраст мусковита, составляющий  $178.5 \pm 1.5$  млн. лет, соответствует времени остывания комплекса до температуры закрытия К-Аг изотопной системы, что, по-видимому, было вызвано его выведением на менее глубинный уровень.

Результаты U-Pb изотопного анализа циркона, хотя и отличаются большой погрешностью, позволили датировать высокотемпературную стадию кристаллизации пегматита:  $202 \pm 17$  млн. лет. Эти данные мы рассматриваем лишь как оценочные и надеемся, что у нас будет возможность провести дополнительную сессию измерений со специальной настройкой прибора. Увеличив интенсивность первичного ионного пучка и увеличив площадь фокусировки, мы сможем извлечь большее количество вещества из мишени и провести более уверенный изотопный анализ. Еще более точные результаты могло бы дать датирование цирконов ID-TIMS методом, позволяющим осуществить концентрирование свинца с использованием ионообменных смол, что позволяет достичь концентраций приемлемых для изотопного анализа. Мы рассчитываем в перспективе осуществить то и/или другое, но считаем крайне маловероятным, что результаты датирования изменятся столь радикально, что это повлечет за собой пересмотр выводов о возрасте эмийтасского комплекса.

Полученные геохронологические результаты образуют согласующуюся систему, которая убеждает в том, что эмийтасский комплекс имеет поздне-триасовый – раннеюрский возраст, и что прежние предположения о его докембрийском – раннепалеозойском возрасте могут быть окончательно отвергнуты. Такой вывод является справедливым при любых вариантах обсчета полученных U-Pb результатов и остается справедливым даже с учетом данных по минералам, содержащим избыточный аргон.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64028, 06-05-64860), Программы ОНЗ РАН № 14, Интеграционного проекта СО РАН № 6.1, программы Ведущие научные школы РФ (НШ-748.2006.5) и гранта Министерства образования и науки РФ № РНП.2.1.702.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Самусин А.И., Белоусов К.Н. (составители), Иванова А.М. (ред.). Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Новосибирские острова. Листы S-53-XVI, XVII, XXIII; S-54-XIV-XVI, XX-XXIV, XXVII-XXX. Объяснительная записка. М.: Изд-во Союзгеолфонд, 1985. 130 с.
2. Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
3. Кузьмичев А.Б., Скляр Е.В., Бараин И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Анхойского океана // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1367–1381.
4. Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е., и др. Синколлизонные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова). Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 33–53.
5. Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минералогия. Ред. В.И.Ушаков. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
6. Вольнов Д.А., Лопатин Б.Г., Сороков Д.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
7. Россыпные месторождения Ляховского оловоносного района. Под ред. И.С.Граммберга и В.И.Ушакова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. 158 с.
8. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.
9. Ермолаев М.М. Геологический и геоморфологический очерк острова Большой Ляховский // Полярная геофизическая станция на острове Большом Ляховском. Часть I. Организация и работа станции в 1927–1930 гг. СПб., Издание АН СССР и ВАИ, 1932. С. 147–228. (Тр. СОПС, сер. Якутская, вып. 7).
10. Войцеховский В.Н., Сороков Д.С. Докембрийские образования острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Информационный бюллетень НИИГА. 1957. Вып. 4. С. 4–7.
11. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд. СО РАН, 1996. 203 с. (Тр. ОИГГМ, вып. 831)
12. Rowley B.R., Lottes A.L. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 73–120.
13. Natal' in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Palaeozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic Region // Tectonics. 1999. V. 18. P. 977–1003.
14. Miller E.L., Toro J., Gehrels et al. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. TC3013.
15. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for East Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. 2007. V. 164. (in press)
16. Kuzmichev A., Gonikberg V., Zamzhitsky O., et al. The metamorphic complex of Big Lyakhov Island (New Siberi-

- an Islands): not a Precambrian basement but the Early Mesozoic layered intrusion. In: The fourth International conference on Arctic Margins (ICAM IV). Dartmouth, Canada, 2003. Abstract № 12.
17. *Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N.* A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // International Geology Review. 1991. V. 33. P 743–783.
  18. *Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // American Mineralogist. 2005. V. 90. P. 316–328.
  19. *Wu C.-M., Zhao G.* Recalibration of the Garnet–Muscovite (GM) Geothermometer and the Garnet–Muscovite–Plagioclase–Quartz (GMPQ) Geobarometer for Metapelitic Assemblages // Journal of Petrology. 2006. V. 47. P. 2357–2368.
  20. *Auzanneau E., Vielzeuf D., Schmidt M.W.* Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 152. P. 125–148.
  21. *Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. P. 433–447.
  22. *Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.* Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (безкальциевая система) // Докл. РАН. 1989. Т. 306. С. 173–175.
  23. *Anderson J.L., Smith D.R.* The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer // American Mineralogist. 1995. V. 80. P. 549–559.
  24. *Авченко О.В., Кузнецова М.М.* Минеральные геобарометры // Тихоокеанская геология. 1988. №1. С. 95–100.
  25. *Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V.* Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // Advances in Physical Geochemistry. 1983. V. 3. P. 199–239.
  26. *Holdaway M.J., Lee S.M.* Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. V. 63. P. 175–198.
  27. *Пономарчук Ю.Н., Лебедев А.В., Травин и др.* Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и Геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.
  28. *Пономарчук В.А., Сотников В.И., Лебедев Ю.Н., Киселева В.Ю.* Лимитирующие прецизионность факторы в <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar геохронологическом анализе рудных месторождений (на примере Шахтаминского Cu-Mo месторождения, Восточное Забайкалье). В кн.: Прикладная геохимия. Вып.4. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ. 2003. С. 113–127.
  29. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. P. 359–362.
  30. *Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H.* Interpretation of discordant <sup>40</sup>Ar / <sup>39</sup>Ar age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.
  31. *Dickin A.P.* Radiogenic isotope geology. Cambridge: University Press, 2005. 484 p.
  32. *Kelley S.* Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology // Chemical Geology. 2002. V. 188. P. 1–22.
  33. *Cumbest R.L., Johnson E.L., Onstott T.C.* Argon composition of metamorphic fluids: Implications for <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology // GSA Bull. 1994. V. 106. P. 942–951.
  34. *Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P.* Atlas of Zircon Textures. In: Hanchar J.M. and Hoskin P.W.O. (eds.) Zircon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 469–500.
  35. *Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W.* Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 122. P. 337–358.
  36. *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.). Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Rev. Econ. Geol., 1998. Is. 7. P. 1–35.
  37. *Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // Geostandard Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–3.
  38. *Ireland T.R., Williams I.S.* Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. In: Hanchar J.M. and Hoskin P.W.O. (eds.) Zircon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 215–241.
  39. *Ludwig K.R.* Squid 1.02. Berkeley Geochronology Center, Special Publication № 2. 2001.
  40. *Stacey J., Kramers J.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
  41. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In: Hanchar J.M. and Hoskin P.W.O. (eds.) Zircon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.
  42. *Ludwig K.R.* Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication № 4. 2003.
  43. *Bacon C.R., Persing H.M., Wooden J.L., Ireland T.R.* Late Pleistocene granodiorite beneath Crater Lake caldera, Oregon, dated by ion microprobe // Geology. 2000. V. 28. № 5. P. 467–470.