

УДК 551.72+551.21(470.22)

## ДАТИРОВАНИЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В КАЛИЕВОЙ ЗОНЕ ПРИЛАДОЖЬЯ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 2003 г. Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченков, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, Л. К. Левский, А. Ф. Макеев, Н. И. Ро

Поступило 09.07.2003 г.

Датирование метаморфических процессов представляет определенную сложность из-за генетической гетерогенности метаморфической породы. Нередко проблема датирования связана с длительным и многостадийным протеканием метаморфизма. Как правило, время этого процесса определяют косвенным путем, например ограничивая рамками возраста син- и постметаморфических интрузивных пород. Такой подход не всегда надежен, и при этом редко удается максимально сузить временной диапазон метаморфизма, особенно в полиметаморфических комплексах. В связи с этим представляется более корректным оценивать время метаморфизма непосредственно по минералам, метаморфическое происхождение которых не вызывает сомнения.

В данной работе приводятся результаты Pb–Pb-исследования метаморфогенного минерала – силлиманита, который прямо связан с образованием соответствующих метаморфических парагенезисов в высокоглиноземистых гнейсах юго-западного Приладожья. При изучении применялся метод ступенчатого растворения [1].

В свете последних данных [2] считается установленным, что в свекофеннидах юга Балтийского щита было два импульса метаморфизма: 1890–1870 и 1830–1810 млн. лет. Эти импульсы выявлены в разных тектонических зонах. Первая из них охватывает центральную и западную части Финляндии [3] и сложена плагиогнейсами, плагиомигматитами и плагиогранитами, а вторая – так называемую Южнофинляндскую зону калиевых гранитов и мигматитов (ЗКГМ) [4] (рис. 1, врезка).

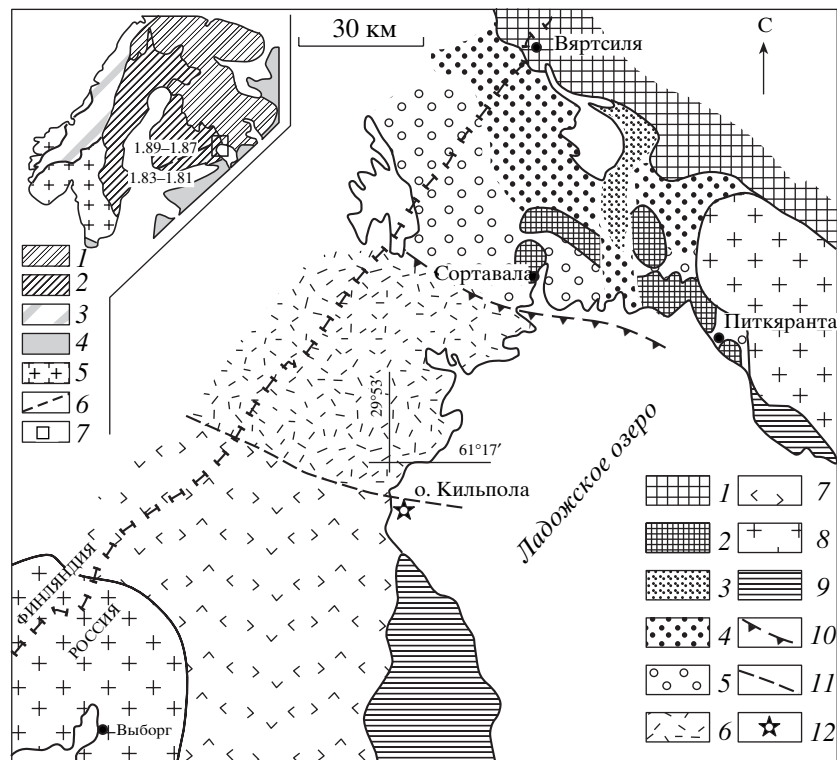
Исследуемая калиевая зона Приладожья сопоставляется по комплексу супракрустальных и интрузивных пород с Южнофинляндской ЗКГМ; зона центрально- и западнофинляндских плагиогнейсов и плагиомигматитов сопоставима с натровой зоной

Приладожья (рис. 1). Однако данные о более позднем метаморфизме (1830–1810 млн. лет) для ЗКГМ находятся в противоречии с недавно полученными датировками для гнейсов и лейкосом мигматитов калиевой зоны Приладожья (1880–1860 млн. лет [5]). С учетом того, что наши датировки были выполнены по акцессорным минералам (циркон, монацит), образование которых трудно сопоставить с формированием метаморфических минеральных парагенезисов, возникает необходимость датирования непосредственно метаморфогенных минералов.

Высокоглиноземистые гнейсы распространены в пределах гранулитовой зоны Приладожья, в составе так называемой гранат-кордиеритовой толщи, особенно широко развитой в окрестностях пос. Кузнечное-Хийтола к западу от о. Кильпола (рис. 1). Эта толща сложена неоднородно мигматизированными супракрустальными породами – от монотонных до грубополосчатых чередующихся пачек Grt–Bt и Grt–Bt–Crd–Sil, Bt–Sil, Bt–Sil–Crd гнейсов с рассеянной или жильной, жильно-пятнистой лейкосомой\*. Наблюдаются в толщах полидеформационные структуры, хорошо выражена изоклиальная складчатость с падением шарниров преимущественно в южных, юго-восточных румбах под углами 40°–60°. Такую же ориентировку имеет минеральная линейность (Bt, Sil). Генеральное простирание толщ северо-западное, 270°–290°, падение субвертикальное.

Изученный гнейс (проба Б-2000-31, о. Кильпола, рис. 1) представляет собой розовато-темно-серую породу. Текстуру породы определяют характерные “пятнистые” субизометричные скопления розовых гранатов размером от нескольких миллиметров до 3–4 см и более. Эти скопления

\* Сокращенные названия минералов и фаз: Ab – альбит, Als – алюмосиликат (Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>), Bt – биотит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Fsp – полевой шпат, Kfs – калиевый полевой шпат, Mnz – монацит, Ms – мусковит, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Spl – шпинель, Sil – силлиманит, Zrn – циркон, V – пареообразные фазы, L – расплав.



**Рис. 1.** Схема тектоно-метаморфического районирования Приладожья с указанием места отбора пробы. 1 – выступ архейского фундамента; 2 – архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 3–5 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3), ставролитовых и андалузитовых сланцев (4), силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5); 6, 7 – раннепротерозойские породы гранулит-гнейсовой области: плагиогнейсы и плагиомигматиты Na-зоны (6), преимущественно гранат-кордиеритовые гнейсы и K-мигматиты K-зоны (7); 8 – массивы рапакиви; 9 – рифейский платформенный чехол; 10 – надвиг, разделяющий породы гранулит-гнейсовой области от более низкотемпературных пород; 11 – граница Na- и K-зон; 12 – место отбора пробы. На врезке: положение свекофеннид в структурах региона: 1 – архейские породы Балтийского щита, 2 – свекофенниды, 3 – каледониды, 4 – рифейский чехол, 5 – граниты, 6 – сутурная зона сочленения двух структурно-формационных зон (см. текст), по [4], 7 – участок исследования.

часто деформированы в складки. Отдельные индивиды граната, как правило, имеют скелетную морфологию. Основная масса представлена ассоциацией  $Vt + Grt + Crd + Sil + Kfs + Pl + Qtz$ . Слабо развита серицитизация.

**Силлиманит.** Преобладают мелкие кристаллы размером 0.05–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – до 0.5–1 мм. Чаще кристаллы удлиненные, соотношение длины к

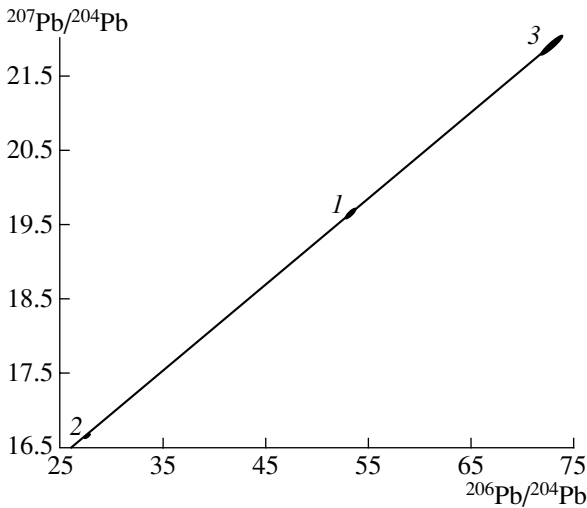
толщине обычно 10 : 1. Кристаллы полупрозрачны, окрашены в бледные светло-коричневые, буроватые цвета, редко бесцветны с характерным двупреломлением. Под оптическим микроскопом неоднородность в зернах не наблюдается. На определение возраста отбиралась разная по размеру фракция силлиманита.

Для проанализированных фракций (табл. 1) получена изохрона  $1880.1 \pm 7.7$  млн. лет ( $СКВО = 0.028$ ) (рис. 2). Принимая во внимание отсутст-

**Таблица 1.** Изотопный состав свинца во фракциях инконгруэнтного ступенчатого растворения силлиманита

№ п.п.	Условия опыта	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$V, \%(2\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$V, \%(2\sigma)$	$Rho$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$V, \%(2\sigma)$
1	Валовая	53.293	0.65	19.627	0.23	0.93	78.662	0.53
2	6N HCl, 6 ч	27.604	0.3	16.671	0.11	0.69	80.906	0.48
3	Остаток	72.708	1.1	21.858	0.44	0.98	67.576	0.65

Примечание. Изотопные отношения скорректированы на фракционирование и бланк. Разложение силлиманита и выделение Pb проводилось по методике [1]. Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.4 нг. Изотопные измерения Pb выполнены на масс-спектрометре МАТ-261. Все расчеты проводились по программам Ладвига [13, 14].



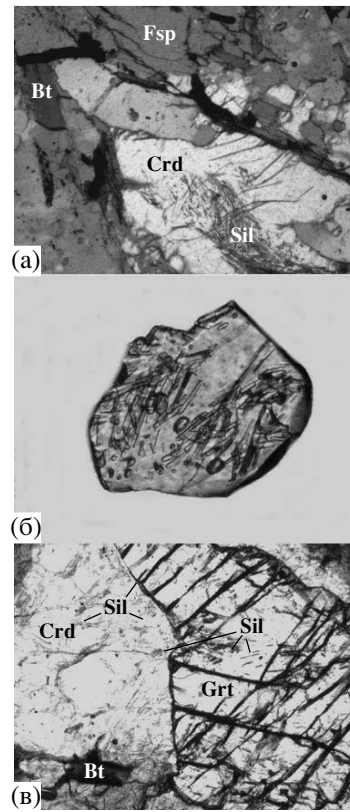
**Рис. 2.** График  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для фракций инконгруэнтного ступенчатого растворения силлиманита.  $T = 1880.1 \pm 7.7$  млн. лет, СКВО = 0.028.

вие протоядер и иных включений в зернах силлиманита, это значение интерпретируется нами как время образования силлиманита.

Рассмотрим петрологические ограничения, дающие возможность связать время образования силлиманита с появлением конкретного минерального парагенезиса в гнейсе. Петрографические наблюдения выявляют в данной породе силлиманит как в матриксе породы, так и в виде включений в кордиерите и монаците, иногда в гранате (рис. 3).

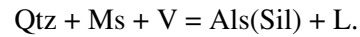
Верхним возрастным ограничением для времени кристаллизации силлиманита можно принимать возраст монацита, который включает в себя силлиманит (рис. 3). Возраст монацита в изученной пробе (Б-2000-31) ранее был определен как  $1860.3 \pm 4.4$  млн. лет [6]. По морфологическому анализу кристаллов предполагается, что монацит представлен перекристаллизованными детритовыми зернами. Для других гнейсов и лейкосом мигматитов гранулитовой зоны Приладожья конкордантные значения возраста монацита находятся в диапазоне 1876–1850 млн. лет [5]. Время кристаллизации наиболее древних зерен монацита близко к моменту внедрения тоналитовых интрузий, знаменующих завершение метаморфизма гранулитовой ступени и начало высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма в свекофеннидах Приладожья [5, 7].

Теоретически появление силлиманита в глиноземистых гнейсах можно охарактеризовать реакциями как прогрессивного минералообразования, так и регрессивного. В зоне прогрессивного метаморфизма (северная часть Приладожья) появление силлиманита совпадает с приближением к верхней тем-



**Рис. 3.** Включения силлиманита в кордиерите (а), монаците(б) и гранате с кордиеритом (в). Образец Б-2000-31. Поле зрения на каждой фотографии равно 1 мм.

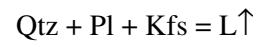
пературной границе устойчивости мусковита, что объяснялось [8] протеканием реакции



Возможность реализации хорошо известной реакции



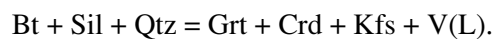
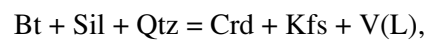
ставилась под сомнение ввиду отсутствия парагенезиса  $\text{Sil} + \text{Kfs}$  в зоне дегидратации мусковита. Но последняя реакция не исключается при допущении вовлечения калишпата в расплав с дальнейшим удалением последнего:



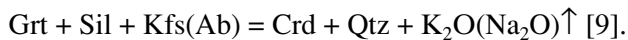
или



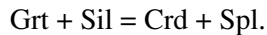
Для изученного образца, наоборот, характерно широкое развитие калишпата, что с учетом петрографических наблюдений (включения  $\text{Sil}$  в  $\text{Grt}$ ,  $\text{Crd}$ ) позволяет представить возможными реакции



Здесь для полноты описаний реакций с участием силлиманита в ладожских глиноземистых гнейсах следует добавить реакцию замещения парагенезиса  $\text{Grt} + \text{Sil}$ , которую можно наблюдать при мигматизации гнейсов:



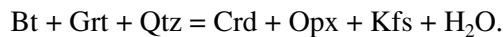
А иногда встречающийся в высокоглиноземистых гнейсах парагенезис  $\text{Crd} + \text{Spl}$ , вероятно, можно объяснить реакцией типа



Ранее [10] рассматривалась проблема отсутствия ортопироксена в метаморфических парагенезисах высокоглиноземистых гнейсов Южного Приладожья. Для полученных достаточно высоких параметров метаморфизма ( $T = 780\text{--}850^\circ\text{C}$ ,  $P = 5\text{--}6$  кбар) в калиевой зоне, возможно, было появление ортопироксена, например по реакциям



или



Видимо, устойчивость ортопироксена (гиперстена) ограничена в глиноземистых гнейсах реакцией



которая при давлениях ниже 7 кбар смещена вправо. Из этого следует, что силлиманит должен был присутствовать при пиковых условиях метаморфизма. Необходимо добавить, что в калиевой зоне ортопироксен встречается в метаморфитах без силлиманита (обычно в породах метабазитового состава).

Кроме того, условия гранулитовой фации метаморфизма как в Приладожье, так и в Финляндии связывались с моментом формирования эндербитов [11, 7]. Для эндербитов Приладожья были получены практически полностью совпадающие с возрастом силлиманита датировки:  $1881.4 \pm 9.3 / -5.3$  млн. лет [12], что также подтверждает существование силлиманита на гранулитовой стадии метаморфизма либо в виде новообразованного кристалла, либо полностью перекристаллизованного с перераспределением  $\text{Pb}\text{--}\text{Pb}$ -системы в нем.

Таким образом, изотопное исследование силлиманита позволяет определить время пика метаморфизма (гранулитовая фация) для высокогли-

ноземистых гнейсов юга Приладожья:  $1880.1 \pm 7.7$  млн. лет (рис. 2, табл. 1), что хорошо соответствует времени кульминации метаморфизма и ультраметаморфизма гранулитовой зоны, оцениваемого в 1880–1870 млн. лет по аксессуарным монацитам и цирконам. Разное время проявления пикового метаморфизма в вещественно близких зонах: Южнофинляндской зоне калиевых гранитов и мигматитов и калиевой в Приладожье – свидетельствует об автономном характере эндогенной активности в них.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–65343, 03–05–64779, НШ-615.2003.05).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. DeWolf C.P., Zeissler C.J., Holliday A.N. et al. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1996. V. 60. № 1. P.129–134.
2. Vaisanen M., Manttari I., Holttta P. // *Precamb. Res.* 2002. V. 116. P. 111–127.
3. Mouri H., Korsman K., Huhma H. // *Geol. Soc. Bull.* 1999. V. 71. P. 31–56.
4. Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. // *Precamb. Res.* 1993. V. 64. P. 295–309.
5. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. // ДАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.
6. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А. и др. // ДАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 523–526.
7. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 198 с.
8. Балтыбаев Ш.К. // Зап. ВМО. 2002. Ч. 131. № 5. С. 22–39.
9. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
10. Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. // *Стратиграфия. Геол. корреляции*. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
11. Korsman K., Niemela R., Wasenius P. // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1988. V. 343. P. 89–96.
12. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. // ДАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.
13. Ludwig K.R. *Isoplot / Ex. Vers. 1.00*. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 1998. № 1.
14. Ludwig K.R. *US Geol. Surv. Open-File Rept.* 1991. P. 91–445.