

УДК 552.321:550.93

О ВОЗРАСТЕ ВЫСОКО-Mg ГРАНИТОИДОВ НЮКОЗЕРСКОГО МАССИВА, КАРЕЛИЯ

© 2004 г. В. П. Чекулаев, Т. Б. Баянова, Н. А. Арестова,
А. В. Коваленко, Н. В. Левкович

Представлено академиком О.А. Богатиковым 03.06.2003 г.

Поступило 05.06.2003 г.

Нюкозерский массив расположен в Центральной Карелии к югу от оз. Нюк (рис. 1). Он имеет площадь не менее 100 км² и считается наиболее крупным из массивов подобного состава на Балтийском щите. На юге и востоке массив прорывает вулканогенно-осадочные породы пояса Хедо–Большозеро–Нюк, являющегося северным продолжением парагнейсового пояса Хатту, представляющего восточную часть крупного пояса Иломанси (Восточная Финляндия). Районы западного и северного контактов массива плохо обнажены. Вмещающие супракрустальные породы представлены преимущественно граувакками, сходны по составу с породами сланцевого пояса Хатту и присутствуют в породах массива в виде ксенолитов.

Массив имеет неоднородное строение и сложен породами, варьирующими по составу от кварцевого диорита до субщелочного гранита с преобладанием гранодиоритов. Кварцевые диориты слагают незначительные участки среди гранодиоритов и имеют с ними постепенные переходы. Субщелочные граниты образуют небольшие тела, секущие гранодиориты. Характерной особенностью состава пород массива является их высокая магнезиальность ($mg\#$ более 0.50 при содержании SiO_2 60–70%), сочетающаяся с высокими содержаниями ряда LIL-элементов, в частности Sr (600–1000 г/т) и Ba (до 1800 г/т). Такие особенности состава позволяют отнести породы массива к высоко-Mg гранитоидам – санукитоидам, в последнее время привлекающим внимание исследователей как продукты корово-мантийного взаимодействия, отражающие поздние этапы субдукции, а также благодаря намечающейся пространственно-временной связи с ними золотой минерализации.

До недавнего времени наиболее изученными были санукитоиды запада провинции Сьюперитор на Канадском щите. Однако в последние годы обнаружены и изучены массивы архейских санукитоидов на Балтийском щите [1, 2], самым крупным из которых является Нюкозерский. Все выше изложенное обуславливает важность всестороннего и прежде всего изотопного изучения санукитоидов с целью установления пространственно-временных закономерностей их проявления на Балтийском щите.

Для датирования Нюкозерского массива был использован гранодиорит – преобладающая порода массива. Проба была отобрана из железнодорожной выемки на трассе Ледозеро–Костомукша (рис. 1). Гранодиорит пробы представляет крупнозернистую порфириовидную массивную породу, с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящую из вкрапленников до 1 см олигоклаза № 20 и микроклина и более мелкозернистой основной массы, сложенной кварцем, микроклином, темно-бурым биотитом, синевато-зеленой роговой обманкой и желтым эпидотом, часто образующим идиоморфные зерна. В качестве аксессуарных минералов в значительном количестве присутствуют сфен и апатит и в меньшем количестве алланит. Такой набор аксессуаров типичен для санукитоидов. Характер зерен сфена и апатита, их соотношение с другими минералами несомненно указывают на их первичную магматическую природу. В связи с этим для исследования была предпринята попытка наряду с традиционным цирконом использовать сфен и апатит. Возможность использования такого набора минералов для U–Pb-датирования показана на примере батолитового комплекса района Беренс на западе провинции Сьюперитор Канадского щита [3].

Для геохронологического U–Pb-датирования из породы были выделены первично-магматические минералы: две разновидности сфена – светлый и темный, две разновидности апатита – ограданный и окатанный и два типа циркона. Кристаллы сфена хорошей сохранности, размером до 120 мкм, угловатого габитуса, с алмазным блес-

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.*

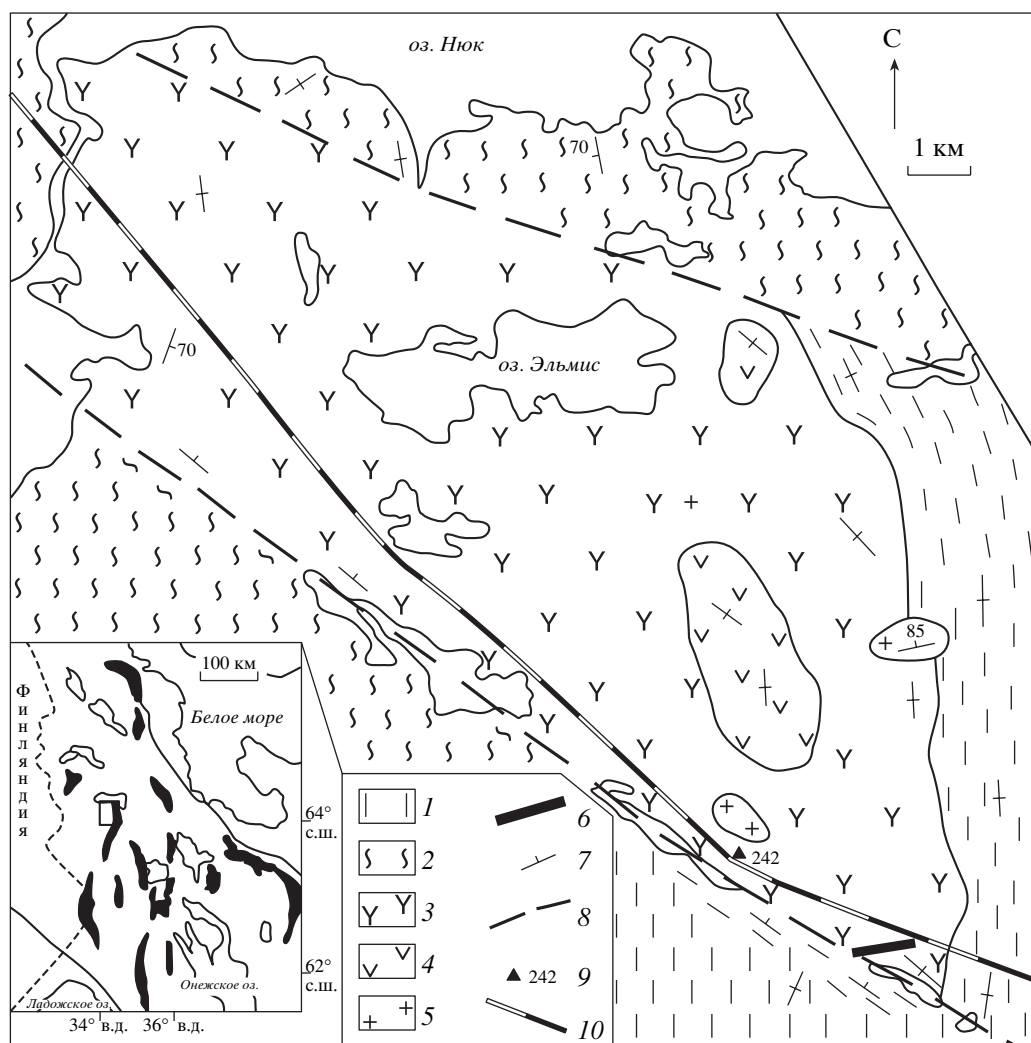


Рис. 1. Схема геологического строения Нюкозерского массива: 1 – вулканогенно-осадочные породы; 2 – гранит-мигматиты; породы Нюкозерского массива: 3 – гранодиориты, 4 – кварцевые диориты, 5 – субщелочные граниты; 6 – дайка габбро-диабазы; 7 – гнейсовидность; 8 – зоны расланцевания и бластомилонитизации; 9 – место взятия пробы 242; 10 – железная дорога. На врезке черным цветом показаны наиболее крупные зеленокаменные структуры.

ком были разделены на два типа – темно-коричневые, непрозрачные (№ 1 в табл. 1) и светло-коричневые прозрачные зерна (№ 4). Зерна апатита размером до 100 мкм разделены на прозрачные и полупрозрачные с алмазным блеском (соответственно №№ 5 и 6 в табл. 1).

Выделены также две разновидности циркона. Первая разновидность (№ 2) характеризуется призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа (рис. 2а). Огранка хорошая, четкая, поверхность слабо корродирована. Зерна прозрачные, светло-коричневого цвета, блеск приближен к алмазному. Средние размеры – 0.15×0.075 мм, $K_y \sim 2$. В иммерсии наблюдается тонкая зональность, краевые зоны контрастные, трещин мало, затемнения и замутнения незначительны, минеральные включения единичны. Вторая разновидность циркона (№ 3) представлена длиннопризматичес-

кими кристаллами гиацинтово-цирконового типа (рис. 2б). Огранка хорошая, вершины слегка сглажены, поверхность корродирована. Зерна прозрачные и полупрозрачные, светло-коричневого цвета, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.3×0.1 мм, $K_y \sim 3$. В иммерсии наблюдается тонкая зональность, много различных трещин, в том числе грубых, по которым идут затемнения, есть замутненные участки. Окраска зерен пятнистая, видны минеральные включения.

Анализ изотопного состава и концентраций Pb и U проводили на масс-спектрометре “Finnigan-MAT-262” по методике Т. Кроу [4]. Пробы подвергали гидротермальному разложению в концентрированной (48%) кислоте HF при температуре 205–210°C в течение 1–10 дней. Затем добавляли 3.1 N HCl для растворения фторидов при температуре 130°C в течение 8–10 ч. Навеску раз-

Таблица 1. Изотопные U–Pb-данные для сфена (1, 4), циркона (2–3) и апатита (5–6) из санукитоидов Ньюкозерского массива, Карелия (пр.242)

№ пробы	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн. лет**					Rho
		Pb	U	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{Pb}}$	%	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{Pb}}$	%	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	
1	2.00	126.6	174.7	1499	5.2547	2.0730	12.5085	1.4	0.498049	1.0	2673	0.99
2	0.55	52.9	99.8	1959	5.3257	6.5877	11.0111	0.7	0.461189	0.7	2667	0.95
3	0.50	136.4	271.3	6823	5.4552	6.7383	10.0198	0.7	0.437908	0.7	2667	0.99
4***	1.70	12.9	21.4	310	4.9514	2.9071	9.67640	1.0	0.430626	1.0	2486	0.97
5***	3.70	11.0	18.3	112	4.0958	1.8849	6.22465	1.0	0.346050	1.0	2130	0.96
6***	0.95	12.9	22.7	119	4.1607	1.9961	6.03238	8.0	0.332389	8.0	2177	0.99

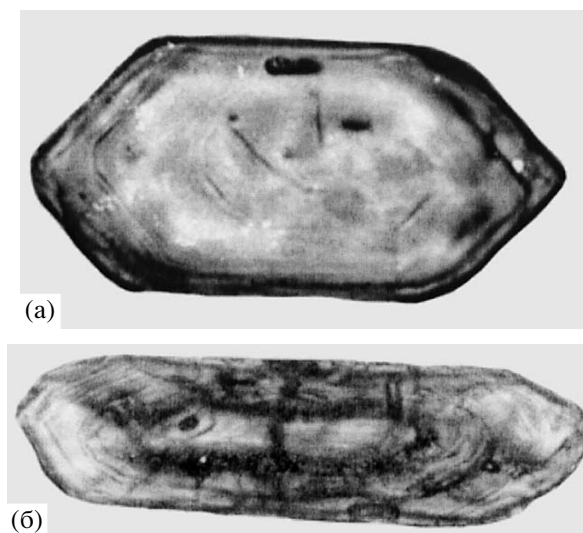
* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса (1975).

*** Введена поправка на изотопный состав плагноклаза: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.086$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14.383$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 32.887$.

деляли на две аликвоты в 3.1 N HCl для измерения изотопного состава свинца и определения концентраций свинца и урана, где использовался смешанный трассер $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$. Выделение свинца и урана для изотопных исследований проводили на анионите AG 1 × 8, 200–400 меш., на колонках из фторопласта. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение полного анализа составляло менее 0.1–0.08 нг для свинца и 0.01–0.04 нг для урана. U–Pb-исследования проводили на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 в статическом режиме. Изотопный состав свинца измерен с помощью умножителя в режиме счета ионов, в качестве эмиттера ионов использовали силикагель. Погрешности определений изотопного состава свинца составляли 0.025% на стандартах SRM-982. Концентрацию свинца (1350–1450°C) и урана (1450–1550°C) измеряли в одноленточном режиме с добавлением H_3PO_4 и силикагеля по методике У. Шарера [5, 6]. Все изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную $0.12 \pm 0.04\%$. Погрешность в U–Pb-отношениях вычислена при статистическом обчете параллельных анализов стандартов ИГФМ-87 и принята 0.5%. Если ошибки выше, то приводятся реальные значения в таблице изотопных данных. Расчет координат точек и параметры изохроны обсчитывали по программам К. Людвиг [Ludwig; 7, 8]. Вычисление возрастов проведено по принятым величинам констант распада урана [9], ошибки даны на уровне 2δ . По модели Дж. Стейси и Дж. Крамерса [10] была проведена коррекция на примесь обыкновенного свинца. Также проводили коррекцию на изотопный состав когенетических плагноклазов в тех случаях, где примесь обыкновенного свинца была более 10% от общего количества свинца, и изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ были меньше 1000.

Результаты U–Pb-изотопных анализов приведены в табл. 1 и на рис. 2. Все исследованные разновидности магматических минералов сфена, апатита и циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2732 ± 10 млн. лет (рис. 3). При этом координата точки темно-коричневого сфена оказалась выше координат точек цирконов. Такая ситуация уже наблюдалась в некоторых архейских гранитах Кольского полуострова [11, 12] и в сочетании с представляемыми данными позволяет предположить большую сохранность U–Pb-системы в темных сфенах, чем в цирконах в гранитах вообще и в санукитоидах в частности. Нижнее пересечение дискордии с конкордией отвечает времени нарушения U–Pb-системы во время широко проявленных в восточной части Балтийского щита

**Рис. 2.** Фото цирконов первого (а) и второго (б) типов.

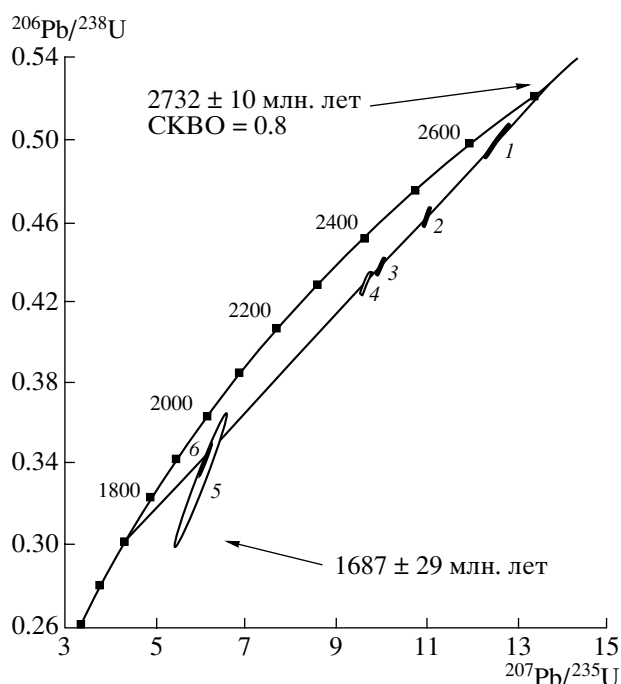


Рис. 3. График с конкордией для минералов гранодиорита Нюкозерского массива (проба 242): сфена (1, 4), циркона (2, 3) и апатита (5, 6). Номера точек соответствуют порядковым номерам фракций в табл. 1.

эндогенных процессов свекофеннского времени в интервале 1.9–1.7 млрд. лет.

Таким образом, кристаллизация санукитоидов Нюкозерского массива имела место 2732 ± 10 млн. лет назад, что очень близко ко времени формирования массива санукитоидов Куйттила в Восточной Финляндии (2747 ± 11 млн. лет) [13], с которым в пространстве ассоциируют проявления золотой минерализации, а также санукитоидного Панозерского массива в Центральной Карелии (2737 ± 10 млн. лет) [14]. Сказанное позволяет выделить в восточной части щита отдельный этап формирования Mg-гранитоидов специфического состава – санукитоидов – между формированием

тоналит-грандьемитовых ассоциаций с возрастом около 2.8 млрд. лет и постскладчатых гранитов с возрастом 2.7–2.68 млрд. лет [15].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 02–05–65052, 00–05–72032 (ЦКП), 01–05–64671), INTAS (проект 01–0073).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чекулаев В.П. // ДАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 676–678.
2. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V. et al. In: Ore Bearing Granites of Russia and Adjacent Countries. M.: IMGRE, 2000. P. 193–211.
3. Corfu F., Stone D. // *Geochem. et cosmochim. acta.* 1988. V. 62. № 17. P. 2979–2995.
4. Krogh T.E. // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
5. Schärer U., Gower C.F. // *Precamb. Res.* 1988. V. 38. P. 405–421.
6. Schärer U., Wilmar E., Duchesne J.-C. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 139. P. 335–350.
7. Ludwig K.R. (b) PBDAT – Computer Program for Processing Pb–U–Th isotope Data. Vers. 1/22. Open-File Reprt 88-542. US Geol. Surv. 1991. 38 p.
8. Ludwig K.R., (a) ISOPLOT/Ea – a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Vers. 2/05. / Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. № 1a. 1999.
9. Steiger R.H., Jäger E. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 3. P. 359–662.
10. Stacey R.H., Kramers J.D. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–224.
11. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. // ДАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 227–230.
12. Ветрин В.П., Баянова Т.Б., Каменский И.Л., Икорский С.В. // ДАН. 2002. Т. 387. № 1. С. 85–89.
13. Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 103–131.
14. Чекулаев В.П., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. В сб.: Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994. С. 69–86.
15. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. // *Геохимия.* 1997. № 8. С. 808–816.