

**РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ  
МУРМАНСКОГО АРХЕЙСКОГО ДОМЕНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА:  
ПЕРВЫЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ,  
U-Pb И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ**

**М.Н. Петровский, Л.С. Петровская, Т.Б. Баянова**

*Геологический институт Кольского научного центра РАН*

*184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14*

*E-mail: petrovsk@apatity.ru*

*Поступила в редакцию 8 октября 2007 г.*

В статье рассматриваются геологическое строение, минералогия, петрохимические особенности и возраст массива раннедокембрийских щелочных пород, впервые закартированных в пределах Иокангского блока Мурманского архейского домена. По геологическому строению этот массив представляет собой сложный штوك, образованный двумя контрастными по составу интрузивными фазами. Первая фаза сложена клинопироксен-амфиболовыми альбитовыми сиенитами, вторая – клинопироксен-биотитовыми альбит-ортотлазовыми сиенитами. Породы массива по своим геохимическим характеристикам относятся к типичным внутриплитным магматическим образованиям, которые маркируют этап ранней тектонической активизации в пределах Мурманского гранит-мигматитового пояса в позднем архее. Возраст кристаллизации альбитовых сиенитов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет  $2653 \pm 9$  млн. лет, что согласуется со временем формирования щелочных гранитов Кейвской и Ингозерской структур Кольского региона в интервале 2,75-2,61 млрд. лет. Высокие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  – от  $-1,4$  до  $-6,9$  – свидетельствуют о том, что наиболее вероятным процессом происхождения материнских расплавов для пород массива является анатектическое плавление метасоматизированного материала верхней коры, при определенном вкладе материала верхней мантии.

Ключевые слова: *ранний докембрий, щелочной магматизм, сиениты, минералогия, петрохимия, геохронология.*

**EARLY PRECAMBRIAN ALKALINE ROCKS  
OF THE MURMANSK ARCHEAN DOMEN IN FENNOSCANDIAN SHIELD:  
PIONEERING MINERALOGICAL-PETROCHEMICAL,  
U-Pb AND Sm-Nd ISOTOPE DATA**

**M.N. Petrovsky, L.S. Petrovskaya, T.B. Bayanova**

*Geological Institute, Kola Science Centre of RAS*

The geological structure, mineralogical and petrochemical features as well as the age of the Early Precambrian alkaline rock massif mapped for the first time within the Iokanga massif of the Murmansk Archean domain is described. The massif in form of a complex stock was formed by two different intrusive phases. The first phase is composed of clinopyroxene-amphibole-albite syenites, and the second one – of clinopyroxene-biotite albite-orthoclase syenites. The rocks of the massif are geochemically referred to typical intraplate magmatic derivatives that mark the early stage of the tectonic activation within the Murmansk granite-migmatite belt. The U-Pb on zircon of the albite-syenites crystallization age is  $2653 \pm 9$  Ma that agrees with the 2,75-2,61 Ga formation interval of the Keivy and Ingozero (Kola region) alkaline granites. High negative  $\epsilon_{Nd}(T)$  values varying from  $-1,4$  to  $-6,9$  indicate that the mother melt most probably resulted from the refusion of the metasomatized upper crust material with certain contribution of the upper mantle material.

Key words: *Early Precambrian, alkaline magmatism, syenites, mineralogy, petrochemistry, geochronology.*

### Введение

Магматизм является важным, а в ряде случаев и единственным индикатором эволюции литосферы и различных существующих в ней геодинамических обстановок. К таким важнейшим маркерам в раннем докембрии можно отнести щелочной магматизм, проявления которого характерны для условий зрелой архейской континентальной коры. Щелочные породы позднеархейского возраста, включающие щелочные граниты, щелочные габбро, сиениты, нефелиновые сиениты и карбонатиты, широко распространены в пределах древних щитов [Blichert-Toft et al., 1996]. На Кольском полуострове архейский щелочной магматизм (с возрастом 2,75-2,61 млрд. лет), представленный щелочногранитной и щелочногабброво-нефелин-сиенитовой формациями проявлен в Кейвской и Ингозерской структурах [Батиева, 1976; Батиева, Бельков, 1984; Баянова, 2004; Ниткина и др., 2004]. Докембрийские щелочные формации в пределах Мурманского домена Кольского полуострова ранее никем не отмечались. Широко известный в Мурманском домене позднеархейский Иокангский интрузивный комплекс порфировидных лепидомелан-феррогастингситовых гранитов, включенный И.Д. Батиевой [1976] в формацию щелочных гранитов, к такому не относится и был позднее выделен в формацию древнейших рапакивиобразных гранитов нормальной щелочности [Ветрин, Шлайфштейн, 1986; Ветрин, 1987]. В результате проведенных авторами статьи геологических исследований гранитоидов Баренцевоморского побережья Кольского полуострова в районе пос. Гремиха – г. Островной был открыт и изучен небольшой массив позднеархейских щелочных пород, названный по близкому расположенному озеру Панэяврским. В данной статье приводятся результаты геолого-петрографических, минералогических и геохронологических исследований этого массива.

Одним из важнейших шагов в корреляции архейских кратонов Земли между собой должно быть выявление сходных последних архейских событий в них [Bleeker, 2003]. Для эпохи ранней активизации тектонического режима, предшествовавшей раннепротерозойскому рифтогенезу, в пределах кратонов такими событиями может являться формирование близких по возрасту и составу массивов щелочных пород. Отсюда вытекает значимость обнаруже-

ния щелочных пород в пределах Мурманского домена (рассматриваемого как неоархейский кратон [Слабунов и др., 2006]) для понимания его архейской геодинамики и сопоставления с другими архейскими кратонами мира.

### Аналитические методы исследования

Аналитическая часть работы выполнена в лабораториях Геологического института КНЦ РАН. Химический состав пород определялся методом весового анализа «мокрая химия» (аналитики Г.Г. Гулюта и Л.Г. Балашова). Малые элементы в породах определялись рентгенофлюорисцентным методом (аналитик В.А. Победоносцев). Химическое разложение цирконов и измерение концентраций урана и свинца проводилось согласно методике, детально описанной в работе Т.Б. Баяновой [2004]. В расчетах координат точек и параметров U-Pb изохрон использовались программы [Ludwig, 1991, 1999], ошибки даны на уровне  $2\sigma$ . В расчетах использовались константы распада по данным [Steiger, Jager, 1977]. Изотопные U-Pb исследования проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в статическом режиме, ошибки воспроизводимости по осям приняты в 0,5 % [Баянова, 2004]. Определение изотопного состава и концентраций Sm и Nd также выполнены на масс-спектрометре Finnigan-MAT, коррекция отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  произведена по стандартам La Jolla ( $0,511833 \pm 6$ ,  $n = 11$ ) и J. Ndil ( $0,512072 \pm 2$ ,  $n = 44$ ). Расчеты  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  проводились по одностадийной модели [De Paolo, 1981].

Изучение пород с помощью оптического микроскопа сопровождалось детальными исследованиями минералов с помощью электронного сканирующего микроскопа «Leo 1450» с энергодисперсной приставкой «Roentec», при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда на образце 100-1000 пА. Составы породообразующих минералов определялись с помощью рентгено-спектрального микроанализатора «Cameca MS-46», при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе зонда на образце 30 нА (аналитик А.В. Базай).

### Геологическое положение и строение интрузива

Мурманский домен протягивается вдоль Баренцевоморского побережья Кольского полуострова на 500 км в виде полосы шириной 60-



Рис. 1. Схема геологического строения Иоканьгского блока и геологическая карта Панэярского массива.

1 – четвертичные отложения; 2-9 – породы Мурманского блока: 2-3 – породы Панэярского массива: ортоклазовые сиениты (2), альбитовые сиениты (3), цифрами указаны углы падения трахитоидности; 4 – плагиоамфиболиты (метадолериты); 5 – рапакивиобразные граниты; 6 – габбро-лабордориты; 7 – мигматит-граниты; 8 – эндербиты; 9 – тоналиты, трондьемиты, гранодиориты; 10 – Кейвский блок; 11 – Титовско-Кейвский глубинный разлом; 12 – Иоканьгский разлом; 13 – разломы более высокого порядка; 14 – место отбора геохронологической пробы (68°03'33,8" сш, 39°21'52,1" вд).

70 км, постепенно выклиниваясь в северо-западном направлении. Согласно геофизическим данным, этот архейский домен также слагает и фундамент прилегающего шельфа Баренцева моря [Строение..., 2005], где его структуры перекрыты постранипротерозойскими осадочными породами. С юго-западной стороны домен ограничивается Титовско-Кейвской зоной глубинного разлома, погружающейся в северо-восточном направлении под углами от 40 до 80°. Сопряженные с Титовско-Кейвским глубинным разломом тектонические нарушения северо-восточного простирания делят Мурманский домен на ряд крупных блоков (Титовский, Териберский, Иоканьгский и Качковский), различающихся по глубинному строению, составу слагающих пород и по положению поверхности Мохо [Строение..., 2005]. На современном эрозионном срезе основную часть домена слагают гранитоиды тоналит-трондьемит-гнейсовой (ТТГ) и палингенно-метасоматической формаций [Ветрин, 1984].

Панэярский массив располагается в пределах Иоканьгского блока, и его положение контролируется узлом пересечения двух разломов (рис. 1). Вмещающими для интрузии породами являются поздне-архейские мигматит-граниты палингенно-метасоматической формации и метабазиты дайки, выполняющей зону разлома северо-восточного простира-

ния. По геологическому строению Панэярский массив представляет собой сложный шток, образованный двумя контрастными по составу интрузивными фазами (рис. 1). Первая фаза массива сложена клинопироксен-амфиболовыми альбитовыми сиенитами, в приконтактных частях постепенно переходящими в лейкокраповые кварцевые альбитовые сиениты. Мощность приконтактной зоны кварцевых сиенитов варьирует в пределах 5-7 м. Вторая фаза массива сложена клинопироксен-биотитовыми альбит-ортоклазовыми сиенитами. Общая площадь плутона около 0,8 км<sup>2</sup>.

Породы первой и второй фаз интрузива обладают автономными внутренними структурами, несогласными со структурами вмещающих пород. В альбитовых сиенитах автономность структуры выражена в линейно-плоскостной ориентировке крупных таблитчатых кристаллов альбита и игольчатых кристаллов амфибола, субсогласных контактам массива (рис. 1). Контакты с вмещающими породами резкие, секущие, интрузивные с крутым и субвертикальным положением контактовых поверхностей. Контактные плоскости срезают гнейсовидность и мигматитовую полосчатость вмещающих мигматит-гранитов. В экзоконтактной зоне массива наблюдается ореол альбитизации вмещающих пород, наиболее отчетливо выраженный в плагиоамфиболитах, где размер порфиробласт альбита достигает пяти сантиметров. Мощность зоны альбитизации не превышает десятка метров. Кроме того, для альбитовых сиенитов характерно присутствие испытавших натровый метасоматоз ксенолитов кварцевых диоритов, плагиогранитов, лейкогранитов и ксенолитов кварцсодержащих альбитовых щелочных амфиболитов.

Альбит-ортоклазовые сиениты обладают массивной текстурой, какая-либо ориентировка минералов отсутствует. Контакты с вмещающими породами резкие, секущие, интрузивные с субвертикальным положением контактовых поверхностей. Контактные плоскости срезают гнейсовидность и мигматитовую полосчатость вмещающих мигматит-гранитов и линейно-плоскостные текстуры альбитовых сиенитов (рис. 1). В альбит-ортоклазовых сиенитах, в эндоконтактной зоне, отмечаются единичные ксенолиты вмещающих пород.

За пределами массива установлено наличие единичных жил альбитовых сиенитов, аналогичных альбитовым сиенитам Панэярского

Химический состав (мас. %), формульные количества и миналы клинопироксенов из пород Панэярского массива

Компоненты	Эгирин-авгиты						Эгирины			Авгиты			
	124/04		126-1/04		127/04		124/04		127/04	128/04		128-1/04	
SiO <sub>2</sub>	50,35	50,28	49,65	50,48	49,13	49,83	51,55	51,30	51,07	50,30	50,46	50,99	51,08
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,22	0,21	0,40	0,45	0,43	0,78	0,87	0,75	0,42	0,23	0,55	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,13	2,19	1,99	0,85	1,77	1,44	0,78	0,96	0,65	3,39	3,68	2,78	2,55
FeO*	22,26	23,00	23,99	23,25	24,44	23,41	–	–	–	–	–	–	–
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	–	–	–	–	–	–	30,71	30,75	29,94	11,69	11,66	11,84	11,99
MnO	0,10	0,18	0,14	0,13	0,11	0,13	0,60	0,38	0,72	0,17	0,15	0,18	0,19
MgO	5,62	5,93	5,52	6,30	5,00	5,85	0,27	0,94	0,66	14,85	14,88	14,47	14,68
CaO	10,70	10,41	10,53	10,43	10,87	10,90	3,93	3,75	3,87	18,78	18,80	18,69	18,80
Na <sub>2</sub> O	8,34	7,76	7,90	8,10	7,85	7,99	11,05	11,04	11,39	0,06	0,06	0,05	0,05
Сумма	99,78	99,97	99,93	99,94	99,62	99,98	99,67	99,99	99,05	99,67	99,94	99,55	99,91
f	68,94	68,50	70,92	67,42	73,30	69,21	98,34	94,24	95,82	30,64	30,54	31,47	31,43
Формульные количества рассчитаны на 6 (O)													
Si	1,994	1,989	1,980	2,005	1,974	1,984	1,978	1,961	1,976	1,893	1,892	1,919	1,918
Ti	0,008	0,007	0,006	0,012	0,014	0,013	0,023	0,025	0,022	0,012	0,006	0,016	0,016
Al <sup>IV</sup>	0,006	0,011	0,020	–	0,026	0,016	0,022	0,039	0,024	0,107	0,108	0,081	0,082
Al <sup>VI</sup>	0,093	0,091	0,073	0,040	0,058	0,052	0,014	0,004	0,005	0,043	0,054	0,042	0,031
Fe <sup>2+</sup>	0,737	0,761	0,800	0,772	0,821	0,780	–	–	–	0,368	0,366	0,373	0,377
Fe <sup>3+</sup>	–	–	–	–	–	–	0,887	0,884	0,872	–	–	–	–
Mn	0,003	0,006	0,005	0,004	0,004	0,004	0,020	0,012	0,024	0,005	0,005	0,006	0,006
Mg	0,332	0,350	0,328	0,373	0,299	0,347	0,015	0,054	0,038	0,833	0,831	0,812	0,822
Ca	0,454	0,441	0,450	0,444	0,468	0,465	0,162	0,154	0,160	0,757	0,755	0,754	0,756
Na	0,640	0,595	0,611	0,624	0,612	0,617	0,822	0,818	0,854	0,004	0,004	0,004	0,004
Миналы, %													
<i>di+hd</i>	41,49	42,57	42,42	41,57	43,35	42,98	16,46	15,84	15,76	–	–	–	–
<i>aeg</i>	49,99	48,63	50,69	54,70	51,27	52,24	82,11	83,74	83,74	–	–	–	–
<i>jd</i>	8,52	8,80	6,90	3,73	5,39	4,78	1,43	0,42	0,50	–	–	–	–
<i>en</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	42,54	42,59	41,88	42,03
<i>fs</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	18,79	18,73	19,23	19,27
<i>wo</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	38,67	38,69	38,99	38,70

Примечание. \* – все железо в виде FeO. \*\* – все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. f – железистость, ат. %. Пробы 124/04, 126-1/04, 127/04 – альбитовые сиениты, 128/04 и 128-1/04 – альбит-ортоклазовые сиениты. *di* – диопсид, *hd* – геденбергит, *aeg* – эгирин, *jd* – жадеит, *en* – энстатит, *fs* – ферросилит, *wo* – волластонит.

массива. Мощность жил не превышает 0,5 м, протяженность от 12 до 30 м. Ориентировка жил северо-восточная в пределах 20–40°. Жилы секут мигматит-граниты палингенно-метасоматической формации, высокожелезистые кварцевые монзониты Иоканьгского интрузивного комплекса рапакивиобразных гранитов и дайки амфиболизированных габбро.

#### Петрография пород, характеристика минералов и P-T условия кристаллизации

**Альбитовые сиениты** – мезократовые породы интрузивного облика зеленовато-серого с розоватым оттенком цвета. Макроскопически структура пород крупно-среднезерни-

стая, порфирированная, текстура массивная либо такситовая. Порфиновые вкрапленники представлены амфиболом. Микроскопически структура основной массы гипидиоморфнозернистая, в зонах развития сахаровидного альбита – метасоматическая. Основа структуры определяется идиоморфными, таблитчатыми зернами альбита, в промежутках между которыми развиты кварц, темноцветные и акцессорные минералы. Модальный минеральный состав альбитовых сиенитов (в об. %): клинопироксен – 2-5, амфибол – 23-28 альбит и альбит-антипертит – 60-68, кварц – 1-3, ильменит – 1-2, циркон и апатит – до 1,5-2. Кварцевые альбитовые сиениты имеют аналогичный минеральный набор и отличаются от альбитовых сиенитов толь-

## РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

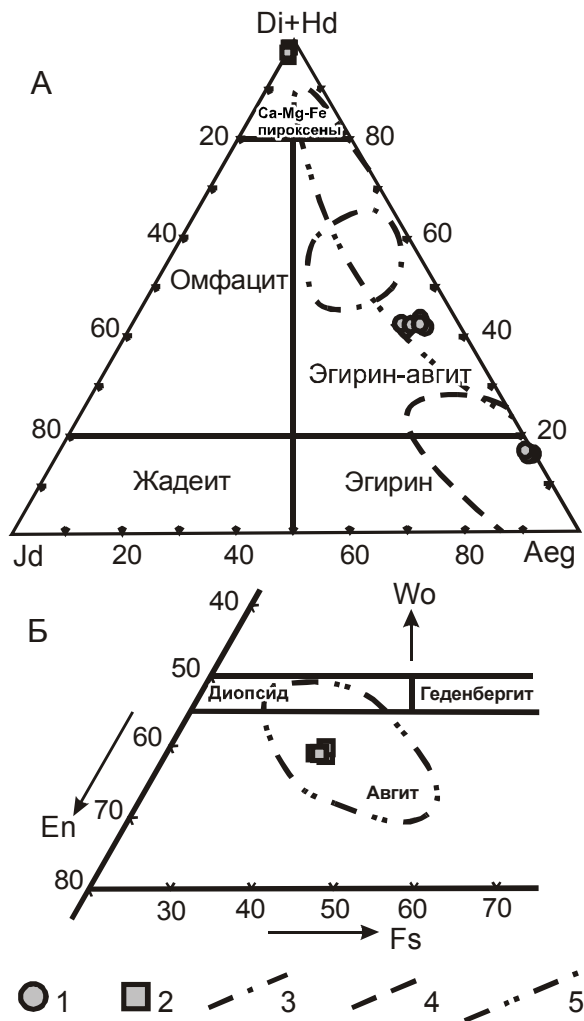


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов клинопироксенов из пород Панэяврского массива на классификационных диаграммах [Morimoto, 1988]: А) диаграмма Di + Nd–Aeg–Jd; Б) диаграмма Wo–Fs–En.

1 – клинопироксены из альбитовых сиенитов; 2 – клинопироксены из альбит-ортоклазовых сиенитов; 3-6 – поля составов клинопироксенов из позднеархейских щелочных комплексов по литературным данным: 3 – массив Чагве-Уайв [Дагелайский, 1964; Батиева, 1976], 4 – щелочные породы Кейвского блока [Щелочные..., 1958; Химические..., 1970; Батиева, 1976; Минеральный..., 1978, и др.], 5 – щелочные массивы Канадского щита [Arth, Hanson, 1975; Mitchell, 1976; Bedard et al., 1987; Corfu et al., 1989; Ben Othman et al., 1990; Rowins et al., 1991, и др.]. На диаграмме Wo–Fs–En вынесены составы клинопироксенов с содержанием миналов  $aeg + jd$  меньше 20 % от общей суммы миналов.

ко количественными соотношениями минералов. В кварцевых сиенитах существенно возрастает содержание кварца (до 9 %) и снижается содержание темноцветных минералов (до 8-10 %).

**Альбит-ортоклазовые сиениты**, слагающие вторую фазу массива, представляют собой равномернозернистые мезократовые массивные породы серого и темно-серого цвета. Структура породы мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая либо аллотриоморфнозернистая. Структурный рисунок породы определяется таблитчатыми зернами полевых шпатов. Модальный минеральный состав альбит-ортоклазовых сиенитов (в об. %): клинопироксен – 4-6, биотит – 9-12, ортоклаз – 57-61, альбит и альбитолигоклаз – 21-25, кварц – 0-2, апатит, циркон, алланит, титанит и титаномagnetит – 2.

Альбитовые сиениты являются уникальными магматическими породами, поскольку находятся за рамками современной петрографической классификации: «Альбитовые сиениты, известны только в Италии, на данной ста-

дии упорядочения классификации и номенклатуры в самостоятельный вид не выделены в силу того, что природа альбита в горной породе не ясна...» [Магматические..., 1983, с. 486].

Изучение литературных данных по раннедокембрийским щелочным горным породам Кольского полуострова и Канады показало, что альбитовые и альбит-ортоклазовые сиениты как на Кольском полуострове, так и на Канадском щите, хотя и являются достаточно редкими породами, но участвуют в строении сложных массивов. На Кольском полуострове кварцевые альбитовые сиениты присутствуют в Чагве-Уайвском массиве альбитовых граносиенитов – альбитизированных кварцевых нордмаркитов – предположительно позднеархейского возраста; магматический генезис этих пород не вызывает сомнения [Полканов, 1938; Елисеев, 1958; Дагелайский, 1964; Магматические..., 1985]. Для Канадского щита характерно наличие сиенитов, аналогичных сиенитам Панэяврского массива в составе сложных интрузивных ком-

## Химический состав (мас. %) и формульные количества амфиболов и биотитов из пород Панэяврского массива

Компоненты	Амфиболы							Биотиты				
	124/04		126-1/04		127/04		124-1/04	128/04		128-1/04		
SiO <sub>2</sub>	43,66	45,53	45,26	45,61	45,52	45,22	42,66	36,47	36,58	36,52	36,40	36,46
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,30	0,36	0,22	0,34	0,42	1,80	3,40	2,40	3,40	3,29	3,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,66	7,68	9,08	8,65	6,37	7,04	11,66	15,52	15,61	15,54	15,54	15,01
FeO*	19,15	23,46	21,42	22,69	24,26	23,55	15,17	18,22	18,04	17,23	17,03	17,75
MnO	0,19	0,20	0,20	0,22	0,07	0,16	0,11	0,37	0,36	0,37	0,36	0,35
MgO	6,96	5,87	5,82	5,75	5,66	5,83	10,95	12,27	12,91	13,24	13,04	13,91
CaO	8,22	7,16	7,19	7,39	7,51	7,54	9,22	0,16	0,16	0,16	0,15	0,13
Na <sub>2</sub> O	6,04	6,56	6,15	6,10	6,41	6,15	5,04	0,13	0,91	0,13	0,10	0,24
K <sub>2</sub> O	0,70	0,70	0,79	0,71	0,85	0,77	0,40	10,14	10,08	10,14	10,18	10,11
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	0,12	0,17
Сумма	97,88	97,46	96,27	96,32	97,09	96,18	97,01	96,68	97,05	96,85	96,21	97,82
f	60,20	68,73	66,93	68,44	70,21	68,96	43,24	45,45	43,95	42,21	42,29	41,73
Формульные количества рассчитаны: для амфиболов на 23 (O), для биотитов на 11 (O)												
Si	6,566	7,006	6,927	6,925	7,078	7,030	6,386	2,746	2,747	2,735	2,742	2,714
Ti	0,034	0,035	0,042	0,026	0,040	0,049	0,203	0,193	0,136	0,191	0,186	0,207
Al <sup>IV</sup>	1,434	0,994	1,028	1,075	0,922	0,970	1,614	1,254	1,253	1,265	1,258	1,286
Al <sup>VI</sup>	0,810	0,399	0,621	0,507	0,246	0,320	0,443	0,123	0,129	0,106	0,123	0,031
Fe <sup>3+</sup>	0,433	0,543	0,498	0,529	0,572	0,551	0,341	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	1,927	2,415	2,206	2,355	2,519	2,449	1,520	1,147	1,133	1,079	1,073	1,105
Mn	0,024	0,026	0,026	0,029	0,022	0,021	0,014	0,024	0,023	0,023	0,023	0,022
Mg	1,560	1,346	1,336	1,330	1,312	1,351	2,443	1,377	1,445	1,478	1,464	1,543
Ca	1,325	1,180	1,187	1,229	1,251	1,256	1,479	0,013	0,013	0,013	0,012	0,010
Na	1,761	1,957	1,837	1,836	1,933	1,854	1,463	0,019	0,132	0,019	0,015	0,035
K	0,134	0,137	0,155	0,141	0,169	0,153	0,076	0,974	0,966	0,969	0,978	0,960
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,004	0,004	0,005

Примечание. \* – все железо в виде FeO. f – железистость, ат. %. Fe<sup>3+</sup> рассчитано по стехиометрии. Пробы 124/04, 126-1/04, 127/04 – альбитовые сиениты, 124-1/04 – щелочной амфиболит, 128/04 и 128-1/04 – альбит-ортоклазовые сиениты.

плексов (щелочной комплекс Пухбах Лэйк, интрузивный комплекс Мегантик, штоки Отто, Лэбэл, Моэлроу, Мурдок Крик и др.), в пределах кратонов Сьюпериор и Слэйв [Arth, Hanson, 1975; Mitchell, 1976; Bedard et al., 1987; Corfu et al., 1989; Ben Othman et al., 1990; Rowins et al., 1991, и др.].

Петрографический состав всех ксенолитов мы подробно рассматривать не будем, отметим только ксенолиты кварцсодержащих альбитовых щелочных амфиболитов, обнаруженных авторами в породах первой фазы Панэяврского массива, так как, с нашей точки зрения, они представляют генетический интерес как возможный источник магм для альбитовых сиенитов.

Кварцсодержащие альбитовые щелочные амфиболиты представляют собой породы темно-зеленого до черного цвета. Структура пород крупнозернистая, нематобластовая. Модальный минеральный состав пород (в об. %):

амфибол – 59-68, альбит – 13-17, титаномагнетит – до 5, апатит – до 2, кварц – 1-5, циркон и флюорит – около 1.

**Клинопироксен** является типоморфным темноцветным минералом в породах первой и второй фаз массива. Химический состав клинопироксенов приведен в табл. 1. В альбитовых сиенитах можно выделить две генерации клинопироксена: магматическую и метасоматическую. Магматическая генерация представлена игольчатыми либо короткопризматическими кристаллами, развитыми в промежутках как между зернами альбита, так и между зернами амфибола. Размер зерен клинопироксена варьирует в широких пределах: от 0,5-1 мм до 5-6 мм. Цвет минерала в шлифах желтовато-зеленый до зеленого. По химическому составу, согласно международной классификации [Morimoto, 1988], этот клинопироксен отвечает эгирин-авгиту с содержанием эгиринового компо-

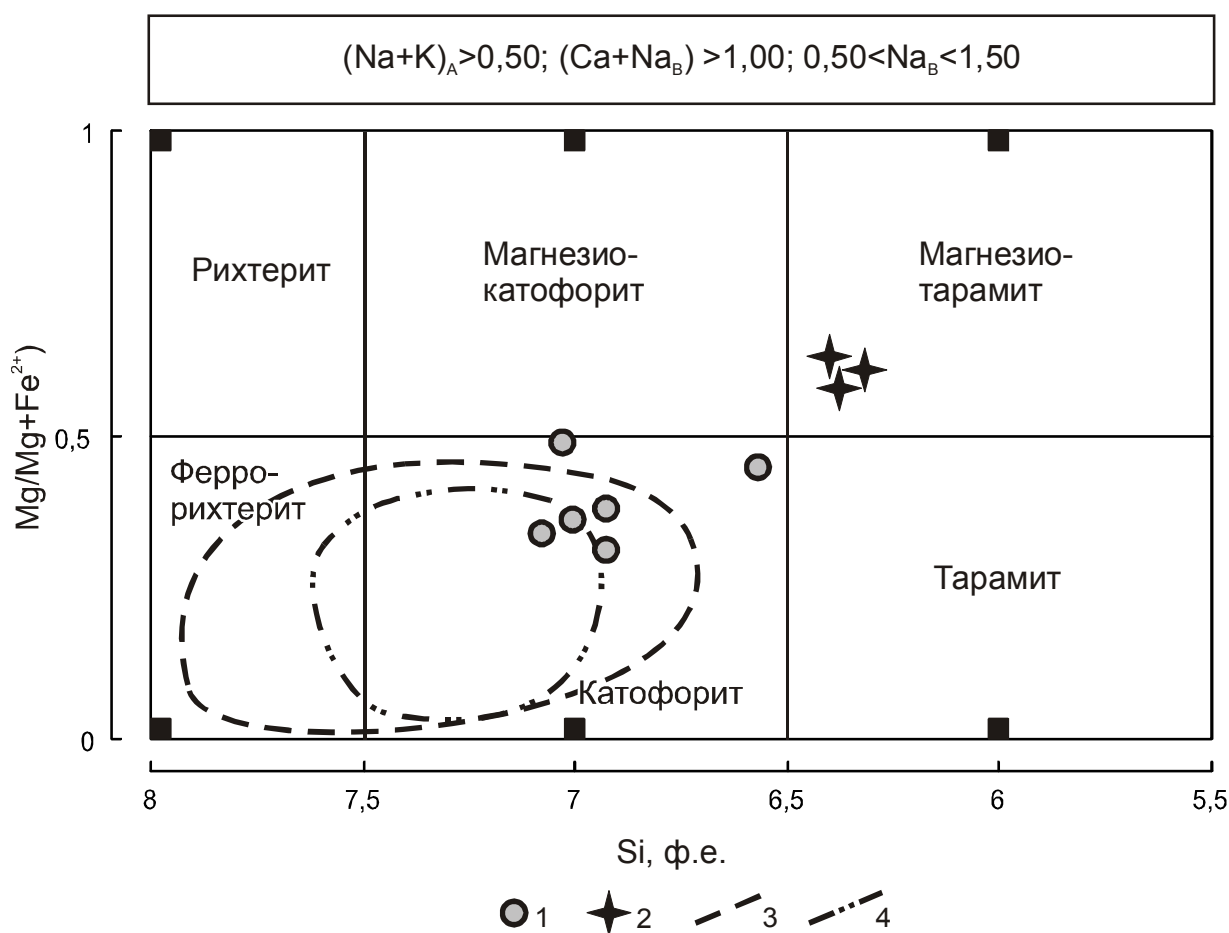


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов амфиболов из альбитовых сиенитов на классификационной диаграмме КНМНМ ММА [Номенклатура..., 1997].

1 – амфиболы из альбитовых сиенитов; 2 – амфиболы из щелочных амфиболитов; 3-4 – поля составов амфиболов из позднеархейских щелочных комплексов по литературным данным: 3 – щелочные породы Кейвского блока [Щелочные..., 1958; Химические..., 1970; Батиева, 1976; Минеральный..., 1978, и др.], 4 – щелочные массивы Канадского щита [Arth, Hanson, 1975; Mitchell, 1976; Bedard et al., 1987; Corfu et al., 1989; Ben Othman et al., 1990; Bourne, L'Heureux, 1991; Lafleche et al., 1991; Rowins et al., 1991; Zhao et al., 1995, и др.].

нента *aeg* (48,6-54,7 %) и железистостью  $f = 67,4-73,2$  % (рис. 2, табл. 1). Метасоматическая генерация клинопироксена представлена эгирином (рис. 2, табл. 1), образующим травяно-зеленые каймы как по эгирин-авгиту, так и по амфиболу. В альбит-ортоклазовых сиенитах клинопироксен представлен только магматической генерацией. Он образует совместно с биотитом скопления в интерстициях между кристаллами полевых шпатов. Размер зерен клинопироксенов достаточно выдержан и составляет 2-3 мм. Цвет минерала светло-бурый до зеленовато-желтого. По химическому составу клинопироксены из альбит-ортоклазовых сиенитов отвечают авгиту ( $en_{41,9-42,6}fs_{18,7-19,3}wo_{38,7-39,0}$ ), при железистости  $f = 30,5-31,5$  % (рис. 2, табл. 1). Для

всех клинопироксенов магматической генерации характерно незначительное увеличение железистости и щелочности от центральных частей зерен к краевым.

По особенностям своего химизма магматические клинопироксены Панэяврского массива аналогичны клинопироксенам из щелочных пород Канадского щита, а метасоматические эгирины по своему составу сходны эгиринам щелочных пород Кейвской структуры Кольского полуострова (рис. 2).

**Амфибол** является главным темноцветным минералом альбитовых сиенитов. Он наблюдается в виде идиоморфных длиннопризматических, реже скелетных кристаллов размером от 5 до 20 мм. Распределен в породе достаточ-

Химический состав (мас. %), формульные количества  
и миналы полевых шпатов из пород Панэвврского массива

Компо- ненты	Альбит								Ортоклаз							
	124/04	126-1/04	127/04	124-1/04	128/04	128-1/04	128/04	128-1/04	128/04	128-1/04	128/04	128-1/04	128/04	128-1/04		
SiO <sub>2</sub>	68,14	68,38	68,42	67,72	68,19	68,44	68,97	69,22	65,33	65,48	64,69	65,02	65,25	65,24	64,99	65,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,22	18,98	18,71	19,30	19,20	19,18	19,00	18,79	21,57	21,81	21,95	21,83	18,62	18,71	18,73	18,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	0,04	0,06	0,07	0,05	0,07	0,04
CaO	0,57	0,65	0,88	0,84	0,21	0,76	0,22	0,15	2,10	1,89	2,21	2,05	0,05	0,02	0,05	0,02
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,60	1,40	1,51	1,19
Na <sub>2</sub> O	9,65	10,00	9,79	9,91	10,50	10,34	11,55	11,63	9,91	10,46	9,76	9,84	3,70	3,80	3,21	3,40
K <sub>2</sub> O	2,50	1,98	2,12	1,90	1,67	1,23	0,20	0,17	1,00	0,35	1,10	1,18	10,68	10,70	11,43	11,31
Сумма	100,08	99,99	99,92	99,67	99,77	99,95	99,94	99,96	99,96	100,04	99,75	99,98	99,97	99,92	99,99	100,03
Формульные количества рассчитаны на 8 (O)																
Si	2,998	3,006	3,012	2,988	3,001	3,001	3,013	3,022	2,882	2,879	2,863	2,871	2,990	2,987	2,984	2,994
Al	0,997	0,984	0,971	1,004	0,996	0,992	0,979	0,967	1,122	1,130	1,145	1,136	1,006	1,010	1,014	1,005
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Ca	0,027	0,031	0,042	0,040	0,010	0,036	0,010	0,007	0,099	0,089	0,105	0,097	0,002	0,001	0,002	0,001
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,029	0,025	0,027	0,021
Na	0,823	0,852	0,836	0,848	0,896	0,879	0,979	0,985	0,848	0,892	0,838	0,842	0,329	0,337	0,286	0,302
K	0,140	0,111	0,119	0,107	0,094	0,079	0,011	0,009	0,056	0,020	0,062	0,066	0,624	0,625	0,670	0,660
Миналы, %																
<i>an</i>	2,71	3,08	4,17	3,99	0,99	3,63	1,03	0,70	9,89	8,90	10,43	9,64	0,25	0,10	0,25	0,10
<i>ab</i>	83,12	85,75	83,88	85,25	89,63	89,37	97,86	98,35	84,50	89,14	83,38	83,75	33,40	34,13	29,01	30,65
<i>or</i>	14,17	11,17	11,95	10,75	9,38	7,00	1,11	0,95	5,61	1,96	6,18	6,61	63,43	63,23	67,98	67,08
<i>cn</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,92	2,54	2,76	2,17

Примечание. \* – все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *an* – анортит, *ab* – альбит, *or* – ортоклаз, *cn* – цельзиан. Пробы 124/04, 126-1/04, 127/04 – альбитовые сиениты, 124-1/04 – щелочной амфиболит, 128/04 и 128-1/04 – альбит-ортоклазовые сиениты.

но неравномерно как в виде отдельных зерен, так и в виде неправильных либо радиально-лучистых скоплений, часто образует шпировые полосы. Цвет амфибола темно-бурый, минерал плеохроирует в красно-бурых тонах. По амфиболу, как правило, развиты каймы эгирина. Химический состав амфиболов приведен в табл. 2. Согласно классификации КНМНМ ММА [Номенклатура..., 1997], амфибол по составу отвечает катопориту с железистостью  $f = 60,2-70,2$  % (табл. 2, рис. 3). По химическому составу амфиболы изученных пород близки составам амфиболов из позднеархейских щелочных пород Кольского полуострова и Канады (рис. 3). В ксенолитах кварцсодержащих альбитовых щелочных амфиболитов амфибол является главным породообразующим минералом. По своему химическому составу он отличается от амфиболов альбитовых сиенитов и относится к магнезиотарамиту с железистостью  $f = 41,5-46,1$  % (рис. 3, табл. 2). Для магнезиотарамита амфиболитов характерно значительно более высокое содержание титана ( $TiO_2 =$

1,50-1,80 %) в отличие от катопорита альбитовых сиенитов ( $TiO_2 = 0,22-0,42$  %).

**Биотит** присутствует только в альбит-ортоклазовых сиенитах. В породах он наблюдается в виде пластинок и чешуек неправильной и идиоморфной формы размером 1-3 мм. Плеохроирует в красно-коричневых тонах. Характеризуется умеренной железистостью  $f = 42,2-45,5$  %, повышенными содержаниями титана ( $TiO_2 = 2,40-3,70$  %) и бария (BaO – до 0,17 %). Химический состав минерала приведен в табл. 2.

**Полевые шпаты.** Плагиоклаз в альбитовых сиенитах представлен двумя генерациями: криптоантiperтитовым альбитом, слагающим крупные лейсты и таблицы основной массы породы, и сахаровидным альбитом, наблюдающимся в интерстициях. Размер зерен альбита от 4 до 10 мм. Криптоантiperтитовый альбит характеризуется повышенным содержанием ортоклазового и анортитового миналов ( $ab_{83,1-85,2} an_{2,7-4,2} or_{12,0-14,2}$ ), сахаровидный альбит, слагающий ксеноморфные зерна, содержит значитель-

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Таблица 4

Химический состав (мас. %) и формульные количества ильменитов, титаномагнетитов и титанитов из пород Панэяврского массива

Компоненты	Ильменит				Титаномагнетит				Титанит	
	124/04		126-1/04		128/04		128-1/04		128/04	
SiO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	29,75	29,80
TiO <sub>2</sub>	52,05	52,49	52,54	52,62	22,79	26,13	18,65	24,74	36,55	36,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,17	0,05	0,06	0,21	0,08	0,10	0,15	1,47	1,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	–	0,20	0,24	0,11	0,24	0,11	0,14	н. о.	н. о.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,24	0,32	0,36	0,20	–	0,73	0,88	н. о.	н. о.
FeO*	43,81	43,52	41,87	42,01	76,21	72,58	79,16	73,06	1,41	0,87
MnO	2,20	2,19	3,66	3,55	0,27	0,32	0,99	0,77	0,11	0,05
MgO	1,32	1,32	1,35	1,14	0,18	0,10	0,23	0,21	н. о.	0,02
CaO	–	–	–	–	–	–	–	–	27,55	27,90
SrO	–	–	–	–	–	–	–	–	1,03	1,05
BaO	–	–	–	–	–	–	–	–	0,29	0,23
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	0,20	0,21
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	0,87	0,90
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	0,59	0,63
Сумма	99,90	99,93	99,99	99,98	99,97	99,45	99,87	99,95	99,82	99,89
Формульные количества рассчитаны: для ильменита на 3(O), для титаномагнетита на 4(O), для титанита на 5(O)										
Si	–	–	–	–	–	–	–	–	0,995	0,995
Ti	0,982	0,988	0,988	0,990	0,644	0,741	0,529	0,697	0,919	0,925
Al	0,004	0,005	0,001	0,002	0,009	0,004	0,004	0,007	0,058	0,054
Cr	0,002	–	0,004	0,005	0,003	0,007	0,003	0,004	–	–
V	0,004	0,004	0,005	0,006	0,005	–	0,018	0,022	–	–
Fe <sup>3+</sup>	–	–	–	–	0,690	0,502	0,899	0,538	–	–
Fe <sup>2+</sup>	0,919	0,911	0,875	0,879	1,627	1,732	1,493	1,692	0,039	0,024
Mn	0,047	0,046	0,077	0,075	0,009	0,010	0,032	0,024	0,003	0,001
Mg	0,049	0,049	0,050	0,042	0,010	0,006	0,013	0,012	–	0,001
Ca	–	–	–	–	–	–	–	–	0,987	0,998
Sr	–	–	–	–	–	–	–	–	0,020	0,020
Ba	–	–	–	–	–	–	–	–	0,004	0,003
La	–	–	–	–	–	–	–	–	0,002	0,003
Ce	–	–	–	–	–	–	–	–	0,011	0,011
Nd	–	–	–	–	–	–	–	–	0,007	0,008

Примечание. \* – все железо в виде FeO. В титаномагнетите Fe<sup>3+</sup> рассчитано по стехиометрии. Пробы 124/04 и 126-1/04 – альбитовые сиениты, 128/04 и 128-1/04 – альбит-ортоклазовые сиениты.

но более низкое количество миналов ( $ab_{95,4-96,2} an_{0,8-0,9} or_{3,0-3,7}$ ). Полевые шпаты альбит-ортоклазовых сиенитов наблюдаются в виде правильных, идиоморфных зерен размерами 1-3 мм. Плагиоклаз альбит-ортоклазовых сиенитов отвечает альбиту и альбит-олигоклазу состава ( $ab_{83,4-89,1} an_{8,9-10,4} or_{2,0-6,6}$ ). К-На полевой шпат представлен ортоклазом. Он является главным породообразующим минералом альбит-ортоклазовых сиенитов и характеризуется высоким содержанием BaO и, соответственно, цельзианового минала и имеет состав ( $or_{63,9-68,2} ab_{28,8-33,5} en_{2,2-2,8} an_{0,1-0,3}$ ). В ксенолитах щелочных амфиболитов, в отличие от вмещающих их сиенитов, полевой шпат представлен почти чистым аль-

битом ( $ab_{97,9-98,4} an_{0,7-1,0} or_{0,9-1,1}$ ). Химический состав полевых шпатов приведен в табл. 3.

**Кварц** во всех разновидностях пород плутона образует ксеноморфные зерна, располагающиеся в интерстициях между полевыми шпатами и темноцветными минералами, размер зерен кварца составляет 0,7-1,6 мм.

В породах Панэяврского массива авторами были изучены составы следующих акцессорных минералов: ильменита, титаномагнетита и титанита. Ильменит является типичным акцессорным минералом альбитовых сиенитов и не встречается в альбит-ортоклазовых сиенитах. Он наблюдается в виде пластинчатых либо неправильных зерен, размерами до 9,4 мм. Химичес-

Химический и нормативный составы пород Панэяврского массива  
(породообразующие окислы – мас. %, элементы примеси – г/т)

Компо- ненты	Пробы									
	125/04	124/04	126- 1/04	126- 2/04	127/04	127- 1/04	124- 1/04	128/04	128- 1/04	128- 2/04
SiO <sub>2</sub>	65,91	62,89	61,61	61,77	59,73	62,14	52,83	59,65	60,20	60,22
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,87	1,24	0,79	0,66	0,41	1,28	0,35	0,35	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,42	14,02	13,09	13,25	12,08	12,40	9,64	14,92	14,80	14,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	2,40	2,45	2,27	3,91	3,55	3,03	2,44	2,52	2,61
FeO	3,55	4,86	5,13	5,02	5,05	4,72	7,44	3,50	3,48	3,46
MnO	0,04	0,02	0,03	0,03	0,15	0,02	0,10	0,05	0,05	0,07
MgO	1,01	1,16	1,07	0,90	1,03	1,02	3,95	3,03	3,05	3,00
CaO	2,00	2,91	3,93	4,21	6,40	4,13	11,00	3,08	2,10	2,23
Na <sub>2</sub> O	8,96	9,16	8,81	8,97	8,41	8,65	5,81	2,58	2,47	2,45
K <sub>2</sub> O	0,27	0,37	0,22	0,58	0,25	0,37	0,16	8,84	9,30	9,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,05	0,29	0,22	0,86	0,05	0,89	0,15	0,17	0,15
S	0,06	0,06	0,11	0,30	0,02	0,03	0,70	0,10	0,10	0,11
F	0,01	0,01	0,04	0,10	0,14	0,10	1,05	0,06	0,07	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,24	0,80	1,09	1,09	1,03	1,30	1,24	0,32	0,40	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,41	0,70	0,86	0,43	0,44	0,82	0,87	0,76	0,92	0,81
Сумма	99,95	100,28	99,97	99,93	100,16	99,71	99,99	99,83	99,98	99,96
Rb	180	160	160	180	150	170	96	510	500	520
Sr	231	239	226	231	227	239	305	154	150	157
Ba	159	157	140	157	144	148	140	1200	1260	1262
Y	42	45	52	53	50	49	60	59	57	61
Nb	35	37	40	45	43	46	65	50	51	50
Zr	143	198	155	158	160	164	210	180	183	181
Cr	25	36	100	160	190	92	234	420	418	418
<i>ap</i>	0,24	0,12	0,69	0,52	2,04	0,12	2,11	0,36	0,40	0,36
<i>pr</i>	0,11	0,11	0,21	0,56	0,04	0,06	1,31	0,19	0,19	0,21
<i>fr</i>	0,01	0,02	0,06	0,19	0,21	0,20	2,08	0,11	0,13	0,11
<i>ilm</i>	1,39	1,65	2,35	1,50	0,60	0,78	2,43	0,66	0,66	0,70
<i>mt</i>	–	0,20	–	–	1,08	0,10	4,20	3,54	3,65	3,78
<i>q</i>	8,99	1,85	2,90	1,95	1,32	3,75	0,20	0,95	1,75	1,88
<i>or</i>	1,60	2,19	1,30	3,43	1,48	2,19	0,95	52,54	54,96	54,90
<i>ab</i>	67,54	70,07	66,12	64,94	60,76	61,74	48,71	21,83	20,90	20,73
<i>an</i>	–	–	–	–	–	–	–	3,03	1,84	1,82
<i>ac</i>	6,48	6,54	7,09	6,57	9,15	10,08	0,39	–	–	–
<i>di</i>	2,79	3,76	4,48	4,22	5,53	4,50	20,27	6,21	4,07	4,58
<i>hd</i>	5,09	8,25	10,55	12,05	15,73	12,21	14,17	2,67	1,69	1,86
<i>en</i>	1,22	1,15	0,58	0,28	–	0,45	0,43	4,66	5,71	5,35
<i>fs</i>	2,55	2,88	1,58	0,93	–	1,41	0,35	2,29	2,71	2,49
<i>dsn</i>	0,31	–	0,13	1,21	–	–	–	–	–	–
F <sub>#</sub>	75,55	77,24	79,35	81,48	82,35	81,31	59,07	51,32	51,38	52,06
K <sub>alk</sub> <sup>(Al)</sup>	1,57	1,38	1,35	1,41	1,31	1,41	1,01	0,78	0,79	0,81
K <sub>арт</sub>	1,12	1,10	1,12	1,16	1,17	1,18	1,01	0,93	0,95	0,95
n	98,06	97,41	98,38	95,92	98,08	97,26	98,22	30,72	28,75	28,61

Примечание. Пробы: 125/04-127-1/04 – породы 1-й фазы массива; 124-1/04 – ксенолит кварцсодержащего альбитового щелочного амфиболита; 128/04-128-2/04 – породы 2-й фазы массива. Миналы: *ap* – апатит, *pr* – пирит, *fr* – флюорит, *ilm* – ильменит, *mt* – магнетит, *q* – кварц, *or* – ортоклаз, *ab* – альбит, *an* – анортит, *ac* – акмит, *di* – диопсид, *hd* – геденбергит, *en* – энстатит, *fs* – ферросилит, *dsn* – дисиликат натрия. F<sub>#</sub> – общая железистость (атм. %). K<sub>alk</sub><sup>(Al)</sup> = (CaO' – [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)])/CaO' – коэффициент щелочности (мол. кол.) по [Дубровский, 2002]. K<sub>арт</sub> – коэффициент агапайтности (атм. кол.). n = 100Na<sub>2</sub>O/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – тип щелочности (атм. %) по [Дубровский, 2002].

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

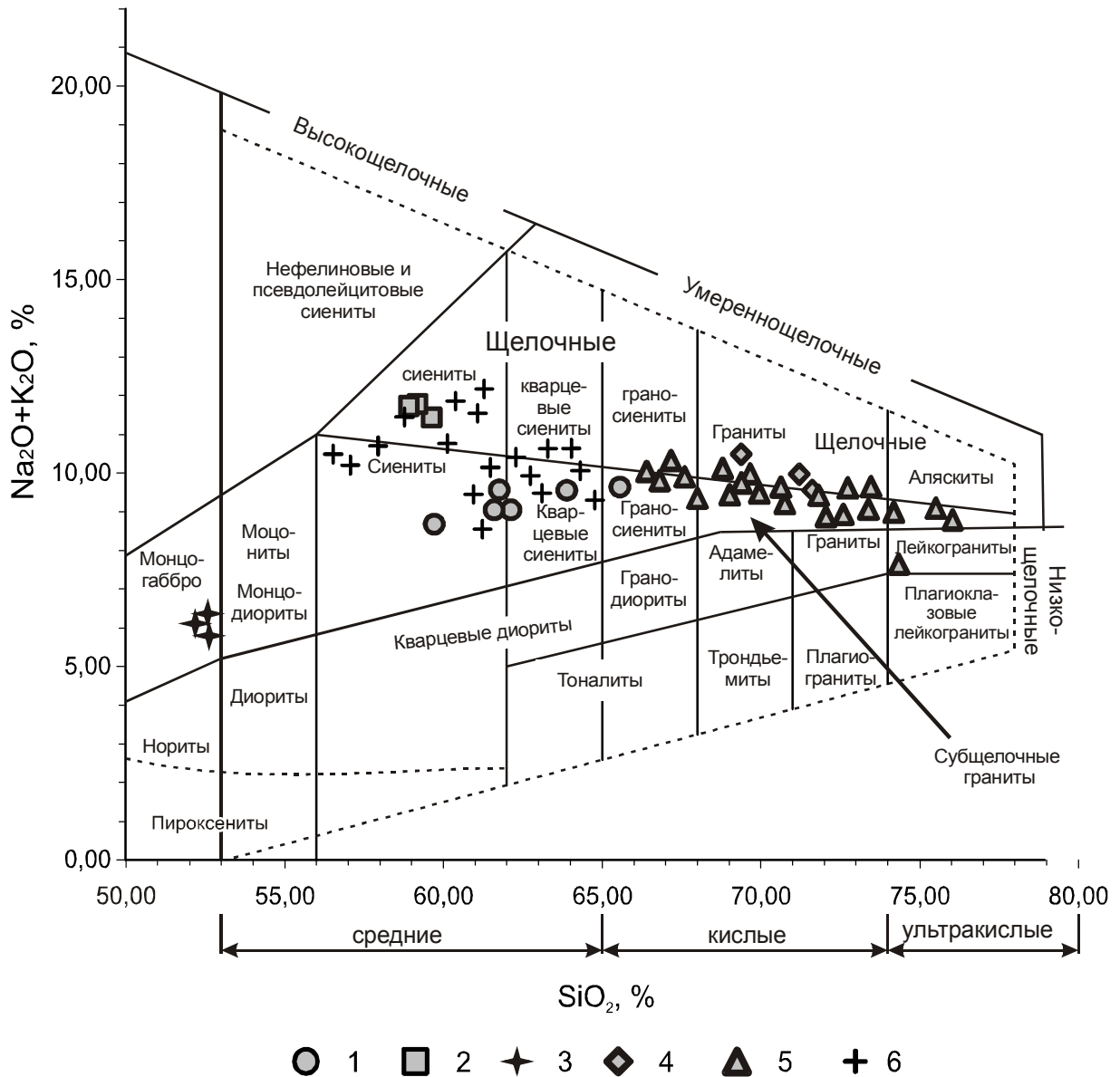


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов щелочных пород позднearerхейского возраста на диаграмме  $SiO_2-Na_2O + K_2O$  [Петрография..., 2001].

1-2 – Панэярский массив: 1 – альбитовые сиениты, 2 – альбит-ортоклазовые сиениты; 3 – щелочные амфиболиты из ксенолитов; 4 – породы массива Чагве-Уайв [Дагелайский, 1964; Батиева, 1976]; 5 – щелочные граниты и граносиениты Кейвского блока [Щелочные..., 1958; Химические..., 1970; Батиева, 1976; Минеральный..., 1978, и др.]; 6 – щелочные сиениты и кварцевые сиениты Канадского щита [Arth, Hanson, 1975; Mitchell, 1976; Bedard et al., 1987; Corfu et al., 1989; Ben Othman et al., 1990; Rowins et al., 1991, и др.].

кий состав ильменита приведен в табл. 4. Для ильменита характерно повышенное содержание MnO и MgO и незначительное обогащение Cr, V и Al. Соответственно, содержание пирофанитового минала ( $MnTiO_3$ ) в ильмените составляет 4,6-7,7 %, гейкилитового минала ( $MgTiO_3$ ) – 4,2-5,0 %. Титаномагнетит и титанит – типоморфные акцессорные минералы альбит-ортоклазовых сиенитов – не обнаружены в альбитовых

сиенитах. В породах титаномагнетит распределен равномерно и наблюдается в виде октаэдрических, округлых кристаллов со сглаженными ребрами и вершинами. Размер кристаллов титаномагнетита находится в пределах от 0,5 до 1,3 мм. В титаномагнетите в незначительных количествах присутствуют элементы-примеси (табл. 4). В трехвалентной группе – это хром, ванадий и алюминий, в двухвалентной – марга-

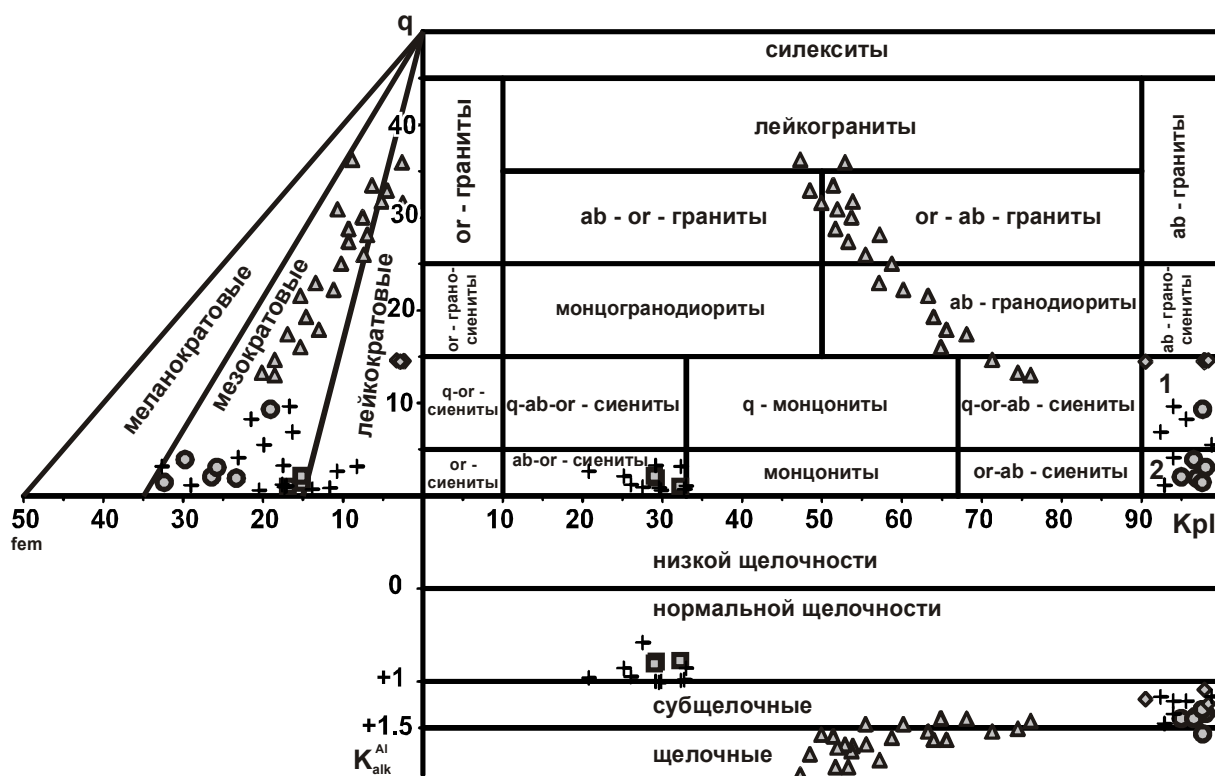


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов щелочных пород позднеархейского возраста на классификационной диаграмме уровня родов и индивидов для кварцнормативных плутонических пород Fe-Mg – отряда с номером плагиоклаза  $an \leq 10$ . Диаграмма разработана М.Н. Петровским, ее основой послужила диаграмма для кварцнормативных плутонических пород, без учета номера плагиоклаза, М.И. Дубровского [2002].

На диаграмме обозначены поля: 1 – кварцевых альбитовых сиенитов, 2 – альбитовых сиенитов.  $Kpl = 100(an + ab)/(an + ab + or)$  – полевошпатовое отношение;  $K_{alk}^{Al} = (CaO' - [Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)]) / CaO'$  – коэффициент щелочности (мол. кол.),  $CaO'$  – молекулярное количество кальция, оставшееся после образования всех кальцийсодержащих «акцессорных» миналов;  $q$  – содержание нормативного кварца;  $fem$  – сумма нормативных «фемических» миналов. Условные обозначения см. рис. 4.

нец и магний. Титанит образует клиновидные либо пластинчатые кристаллы, приуроченные к скоплениям биотита, цвет минерала коричневый, размер от 0,3 до 0,8 мм. Для титанита характерно замещение кальция легкими РЗЭ, стронцием и барием, а титана – алюминием и железом (табл. 4), что отличает его от титанитов из вмещающих пород, где содержания элементов-примесей ниже чувствительности использованных аналитических методов. Составы акцессорных минералов из ксенолитов альбитовых щелочных амфиболитов детально нами не изучались.

Породы Панэврского массива не претерпели метаморфических преобразований, это следует как из автономности структуры массива, так и из отсутствия в породах массива метаморфических минеральных парагенезисов.

Для оценки термодинамических условий кристаллизации альбитовых сиенитов Панэвр-

ского массива были использованы амфибол-плагиоклазовые геотермометры [Blundy, Holland, 1990; Holland, Blundy, 1994] и амфибол-плагиоклазовые геобарометры [Hommarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989]. Обратим внимание, что полученные оценки давления рассматриваются нами как давление флюида  $P(H_2O)$ , а не общее литостатическое давление, поскольку авторы придерживаются точки зрения, что магма плутонических пород еще до начала кристаллизации насыщается летучими вследствие особенностей механизма интрузии магм [Cann, 1970; Файф, 1972; Жариков, 1976; Дубровский, 1987, 1993; Петровский, 2002]. Рассчитанное давление кристаллизации  $P_{общ} = P(H_2O)$  альбитовых сиенитов лежит в интервале от 3,2 до 4,7 кбар. Давления воды ( $P(H_2O)$ ) при кристаллизации альбитовых сиенитов, определенное авторами по диаграммам состояния, раз-

работанным М.И. Дубровским [Дубровский, 1987] для системы  $\text{Orx}^X\text{-Aeg-Crx-Ab-Or-Q-H}_2\text{O}$ , несколько ниже и лежит в интервале от 2,8 до 3,5 кбар. Рассчитанная температура кристаллизации альбитовых сиенитов равна 680-700°C.

P-T параметры кристаллизации альбит-ортоклазовых сиенитов определены по двуполевошпатовому геотермобарометру М.И. Дубровского [1987] и двуполевошпатовому геотермометру Уитни и Штормера [Whitney, Stormer, 1977]. Согласно геотермобарометру М.И. Дубровского, давление воды  $P(\text{H}_2\text{O})$  при кристаллизации альбит-ортоклазовых сиенитов составляло 2,5-3,0 кбар, а температура кристаллизации равна 690-720°C. Значения температуры кристаллизации альбит-ортоклазовых сиенитов, полученные с помощью геотермометра Уитни и Штормера, при давлении 2,5-3,0 кбар выше и равны 730-780°C.

#### Петрохимическая характеристика пород

Химический состав пород Панэярского массива приведен в табл. 5. По содержанию  $\text{SiO}_2$  альбитовые ( $\text{SiO}_2 = 59,73\text{-}62,89\%$ ) и альбит-ортоклазовые сиениты ( $\text{SiO}_2 = 59,65\text{-}60,22\%$ ) относятся к породам средней группы, только эндоконтактовые кварцевые альбитовые сиениты ( $\text{SiO}_2 = 65,91\%$ ) относятся к породам кислой группы. По содержанию  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (8,66-11,77 %) все породы массива отвечают породам умеренно-щелочного ряда (рис. 4). Фигуративные точки составов альбитовых сиенитов на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (рис. 4) располагаются в полях семейств сиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов, а точки составов альбит-ортоклазовых сиенитов попадают в поле семейства щелочных сиенитов. Такое расположение точек альбит-ортоклазовых сиенитов не согласуется с минеральным составом пород. В них, как уже отмечалось выше, отсутствуют щелочные пироксены и амфиболы, коэффициент агпаитности меньше единицы, и равен  $K_{\text{агп}} = 0,93\text{-}0,95$  (табл. 5). В то же время эти минералы являются типоморфными темноцветными минералами альбитовых сиенитов ( $K_{\text{агп}} = 1,10\text{-}1,18$ ), но по сумме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  составы этих пород не попадают в поле щелочных сиенитов. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (мол. кол.) в альбитовых сиенитах варьирует от 23,50 до 60,85, а в альбит-ортоклазовых сиенитах вариации не столь значительны – от 0,40 до 0,44. Соответственно по отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  альбитовые сиениты при-

надлежат натриевой, а альбит-ортоклазовые – калиево-натриевой серии.

Альбитовые сиениты характеризуются высокой общей ( $F_{\#} = 75,6\text{-}82,4\%$ ) и частной ( $f = 66,7\text{-}71,4\%$ ) железистостью, что говорит о невысокой степени окисленности железа в них. В отличие от пород 1-й фазы, альбит-ортоклазовые сиениты, слагающие 2-ю фазу, имеют умеренную общую ( $F_{\#} = 51,3\text{-}52,1\%$ ) и низкую частную ( $f = 26,1\text{-}27,2\%$ ) железистость. Для них, соответственно, характерна и более высокая степень окисленности железа. Эти аналитические данные по химическому составу пород хорошо согласуются с их минеральным составом. Как уже отмечалось ранее, в альбитовых сиенитах темноцветные минералы имеют высокую железистость, а в альбит-ортоклазовых сиенитах они магнезиальные; в альбитовых сиенитах Fe-Ti оксидные минеральные фазы представлены ильменитом, а в альбит-ортоклазовых – титаномагнетитом.

В пределах массива для альбитовых сиенитов, в направлении от центральных его частей к краевым, характерно увеличение содержания  $\text{SiO}_2$  и MgO с одновременным снижением концентраций FeO и CaO при сохранении концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  на одном уровне. В минералогическом составе такая геохимическая тенденция отражается в снижении содержания темноцветных минералов в породе с одновременным увеличением магнезиальности этих минералов. Для альбит-ортоклазовых сиенитов петрохимической зональности выявить не удалось.

В соответствии с комплексной петрохимической классификацией М.И. Дубровского [2002], альбитовые сиениты относятся к кварцнормативной группе субщелочного и щелочного рядов, коэффициент щелочности  $K_{\text{алк}}^{\text{Al}} = 1,31\text{-}1,57$  (табл. 5, рис. 5), данный коэффициент рекомендован к использованию В.С. Поповым и О.А. Богатиковым [Петрография..., 2001]. По соотношению натрия и калия альбитовые сиениты относятся к натровому типу щелочности,  $n = 95,92\text{-}98,38\%$  (табл. 5). Альбит-ортоклазовые сиениты по химическому составу, в соответствии с петрохимической классификацией М.И. Дубровского [2002], отвечают кварцнормативной группе нормального ряда щелочности,  $K_{\text{алк}}^{\text{Al}} = 0,78\text{-}0,81$  (рис. 5, табл. 5). По соотношению натрия и калия, в отличие от альбитовых сиенитов, они относятся к натриево-калиевому типу щелочности,  $n = 28,61\text{-}30,72\%$  (табл. 5).

Изотопные U-Pb данные для циркона из альбитовых сиенитов

Проба №	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца <sup>1)</sup>			Изотопные отношения и возраст, млн. лет <sup>2)</sup>			Rho
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	1,00	93,2	195,0	4419	5,7198	5,1730	9,69590	0,404501	2578	0,97
2	0,35	259,1	591,7	3188	5,7280	4,7143	8,59264	0,365125	2564	0,95
3	0,35	323,9	846,9	2767	5,8086	7,0167	7,77449	0,336334	2534	0,97
4	0,30	175,5	511,5	1142	5,8651	3,7197	6,00465	0,273168	2450	0,82

Примечания. <sup>1)</sup> Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0,08 нг для Pb и 0,04 нг для U и масс-дискриминацию 0,12±0,04 %. <sup>2)</sup> Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Для альбитовых сиенитов характерно умеренное обогащение Rb, Sr, Ba, Zr, Cr и сильное обогащение Y и Nb (табл. 5). Отличительной геохимической чертой альбит-ортоклазовых сиенитов от пород 1-й фазы является их значительно более существенное обогащение Rb, Ba, Cr, Y и Nb (табл. 5). По своим петрохимическим характеристикам сиениты Панэяврского массива близки сиенитам из позднеархейских массивов Канадского щита и массива Чагве-Уайв (Кольский полуостров) и отличаются от щелочных пород Кейвского блока (рис. 4, 5).

По содержанию SiO<sub>2</sub> амфиболиты из ксенолитов относятся к породам основной группы (рис. 4), но в тоже время они пересыщены кремнеземом (кварцнормативные, табл. 5), и в их реальном минеральном составе присутствует кварц (см. выше). Амфиболиты характеризуются высокой щелочностью, их коэффициент апаитности больше единицы:  $K_{\text{агп}} = 1,01-1,05$ , коэффициент щелочности  $K_{\text{алк}}^{\text{Al}} = 1,01-1,07$ . По соотношению натрия и калия амфиболиты, как и альбитовые сиениты, относятся к натровому типу щелочности  $n = 98,22-99,00$  %. Для амфиболитов характерно обогащение редкими элементами, такими как Sr, Cr, Y, Nb и Zr.

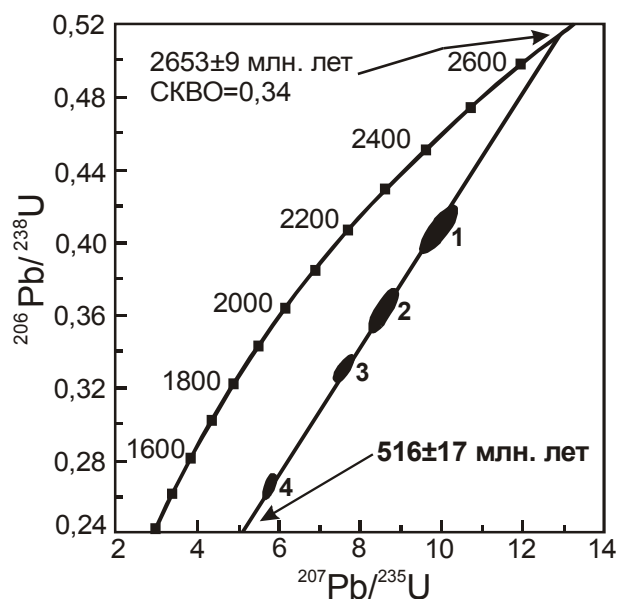
### Возрастные U-Pb-данные

Для определения возраста формирования массива авторами из альбитовых сиенитов была отобрана геохронологическая проба Грм-124/04 (место отбора см. рис. 1). Из пробы было выделено три морфологических типа циркона. Первая разновидность (проба № 1 в табл. 6) представлена светлыми, желтовато-коричневыми кристаллами призматического габитуса с

доминантным развитием призмы {110} (цирконовый тип). Зерна прозрачные, поверхности граней слегка корродированны, блеск стеклянный. Средние размеры – 0,225 × 0,075 мм,  $K_u = 3$ . В иммерсии наблюдается тонкая магматическая зональность и различные трещины как мелкие, так и грубые, вдоль которых наблюдается замутнение. Окраска зерен неравномерная, пятнистая. Вторая разновидность (проба № 2 в табл. 6) объединяет тонкие длиннопризматические кристаллы коричневатого цвета, цирконового типа. Зерна прозрачные со стеклянным блеском, поверхности граней корродированны. Средние размеры – 0,225 × 0,050 мм,  $K_u = 4,5$ . В иммерсии наблюдается слабо выраженная зональность, трещиноватость и пятнистое распределение окраски в зернах. Из этой разновидности цирконов часть зерен была подвергнута диффузионному двухстадийному растворению (проба № 3 в табл. 6), методика которого детально описана в работе Т.Б. Баяновой [2004]. Третий тип цирконов характеризуется крупными призматическими кристаллами коричневого цвета. В облике кристаллов доминирует призма {110}, но к ней присоединяется также и призма {100} (тип гиацинтового-цирконовый). Зерна прозрачные, полупрозрачные, их поверхность корродированна, блеск кристаллов от стеклянного до тусклого. Средние размеры – 0,3 × 0,1 мм,  $K_u = 3$ . В иммерсии наблюдается хорошо выраженная тонкая зональность. Как и в предыдущих разновидностях, для данного типа цирконов характерна неравномерная, пятнистая окраска.

Полученные изотопные U-Pb данные для цирконов из альбитовых сиенитов приведены в табл. 6. Изотопная U-Pb изохрона построена по

Рис. 6. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из альбитовых сиенитов Панэярвского массива.



четырем точкам магматического циркона. Верхнее пересечение дискордии с конкордией равно  $2653 \pm 9$  млн. лет ( $SKBO = 0,34$ ) (рис. 6) и отражает время кристаллизации альбитовых сиенитов. Этот возраст хорошо согласуется с ранее опубликованными возрастными для щелочных гранитов Кейвской и Ингозерской структур Кольского полуострова [Баянова, 2004; Ниткина и др., 2004]. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно  $516 \pm 17$  млн. лет и отражает время нарушения U-Pb системы и потери свинца за счет палеозойской тектономагматической активизации северо-восточной части Балтийского щита [Арзамасцев и др., 1999].

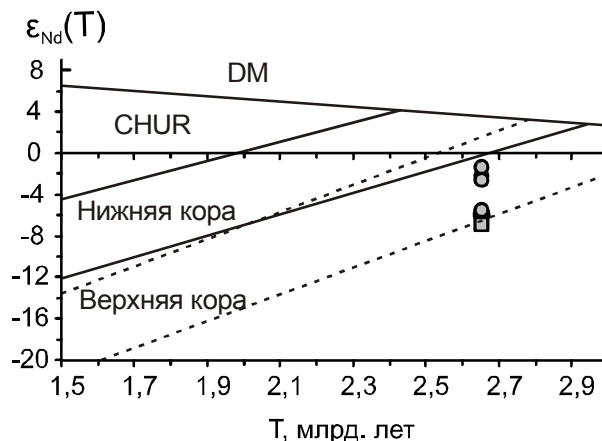
### Обсуждение результатов

Представленные в статье геолого-петрологические и геохронологические данные позволяют рассмотреть проблему происхождения

магм Панэярвского сиенитового массива. Основная часть моделей образования сиенитов разработана на основе изучения анортозит-сиенитовых и габбро-сиенитовых магматических комплексов. Предложенные модели, в соответствии с природой источника расплавов, подразделяются на три группы: анатектическое плавление корового материала, которому предшествовал привнос в область магмогенерации летучих и крупноионных литофильных элементов [Huang, Wyllie, 1981; Allen, Chappel, 1992; Lubala et al., 1994; Бардина, Попов, 1994, и др.]; плавление пород мантии, предварительно обогащенных несовместимыми и щелочными элементами, либо кристаллизационная дифференциация щелочно-базальтовых магм [Brown, Becker, 1986; Sutcliffe et al., 1990; Lynch et al., 1993, и др.]; смешение мантийных щелочных магм с нормальными коровыми гранитными расплавами [Dorais, 1990; Sheppard, 1995; Лит-

Рис. 7. Диаграмма в координатах «время –  $\epsilon_{Nd}(T)$ » для пород Панэярвского массива.

На рисунке тонкими сплошными линиями ограничена область развития изотопного состава неодама в породах нижней коры, штриховыми линиями ограничена область развития изотопного состава неодама в породах верхней коры. Границы областей проведены по В.Р. Ветрину [Ветрин и др., 2006]. Условные обозначения см. рис. 4.



Sm-Nd изотопные данные для пород Панэярского массива

Номер образца	Содержание, ppm		Изотопные отношения		Модельный возраст (млн. лет)	$\epsilon_{Nd}(T)$ на 2653 млн. лет
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$		
124/04	1,253	7,265	0,104223	0,510713±12	3371	-6,0
126-1/04	11,953	71,852	0,100565	0,510886±10	3034	-1,4
126-2/04	14,309	97,577	0,088651	0,510616±20	3071	-2,6
127/04	13,899	82,991	0,101243	0,510848±18	3102	-2,3
127-1/04	1,199	8,153	0,088914	0,510464±21	3260	-5,6
128/04	1,296	8,168	0,095890	0,510524±16	3375	-6,9

Примечание. Средние значения по стандартам La Jolla ( $0,511833 \pm 6$ ,  $n = 11$ ) и JNdil ( $0,512072 \pm 2$ ,  $n = 44$ ). Первые 5 проб – альбитовые сиениты 1-й фазы массива; 128/04 – альбит-ортоклазовые сиениты 2-й фазы массива.

виновский и др., 1999, и др.]. Все отмеченные модели касаются образования калиевых сиенитовых расплавов, а для натровых сиенитовых магм проблему генезиса, насколько нам известно, специально никто не рассматривал.

Как уже отмечалось, сиениты Панэярского массива обогащены Ti, Na, K, Ba, Rb, Y, Nb, Zr. Это элементы, характерные для флюидов, ответственных за мантийный метасоматоз, играют важную роль в формировании внутриплитных щелочных и базитовых магм [Vogatikov et al., 2000]. В то же время, изученные сиениты обогащены Si, типично коровым элементом. На рис. 7 и в табл. 7 приведены результаты определения изотопного состава и концентраций Sm и Nd в породах Панэярского массива. Вычисление модельных возрастов и величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  выполнено в соответствии с моделью [De Paolo, 1981]. Величина  $\epsilon_{Nd}(T)$  имеет близкое значение для пород 1-й и 2-й фаз массива и колеблется от -1,4 до -6,9. Модельные возраста  $T(DM)$ , рассчитанные к резервуару деплетированной мантии, пород Панэярского массива составляют соответственно 3,03-3,37 и 3,38 млрд. лет (табл. 7). Различие возрастов, Sm-Nd модельных и U-Pb по цирконам, в 377-727 млн. лет отражает длительную коровую предысторию протолита. Высокие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  свидетельствуют о том, что протолитами для пород массива могли быть породы верхней коры. Исходя из этого, наиболее вероятным процессом происхождения материнских расплавов для пород как 1-й, так и 2-й фаз массива является анатектическое плавление метасоматизированного и, соответственно, обогащенного рядом элементов (Na, K, Ba,

Sr, Rb и др.) материала верхней коры. Можно предположить, что метасоматизирующие горячие флюиды поступали в кору, в зону магмогенерации, из верхней мантии и обеспечивали наблюдаемые геохимические особенности изученных пород. Возможно, такие флюиды поступали непосредственно из головной части мантийного плюма. Они являлись хорошими переносчиками тепла и способствовали плавлению метасоматизированной коры над головной частью мантийного плюма. Присутствие в породах Панэярского массива ксенолитов щелочных амфиболитов позволяет рассматривать их как возможный источник для сиенитовых расплавов.

Возможность генерации расплава, исходного для альбитовых сиенитов, при частичном плавлении щелочных амфиболитов следует из анализа диаграммы состояния для шестикомпонентной системы *ab-ac-орх-cpx-q-aq*. Исходя из реального минерального состава альбитовых сиенитов (эгирин-авгит, катофорит, альбит и кварц) и нормативного минерального их состава (табл. 5), эта система наиболее полно описывает как процессы кристаллизации, так и процессы образования расплава для них. На рис. 8 приведено изобарическое сечение данной системы при  $P(H_2O) = 3$  кбар. Сечение для 3 кбар авторы взяли, потому что оно отвечает среднему для полученных оценок водного давления при кристаллизации. На приведенной диаграмме видно, что фигуративные точки составов альбитовых сиенитов образуют облако, расположенное вдоль котектики  $E-E_1$  ( $Ab + A-Cpx + A-Amph + Q = L$ ), т.е. составы пород 1-й фазы являются котектическими. Разброс фигуративных точек составов объясняется тем, что при

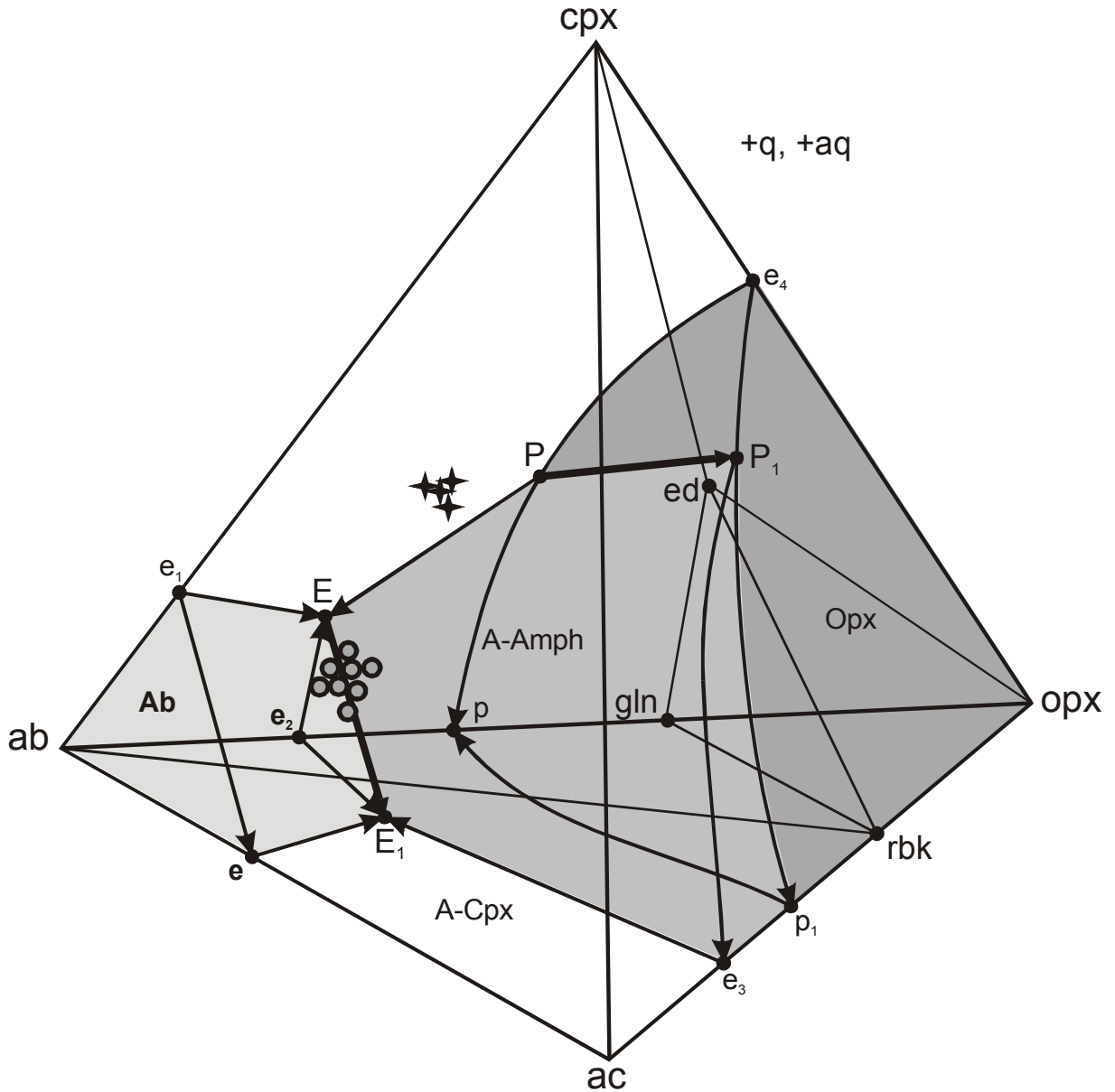


Рис. 8. Изобарическое сечение системы  $ab-ac-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz-water$  при  $P(H_2O) = 3$  кбар [Дубровский, 1984].

На рисунке:  $e, e_1, e_2, e_3, e_4$  – точки двойных эвтектик;  $p, p_1$  – точки двойных перитектик;  $E, E_1$  – точки тройных эвтектик;  $P, P_1$  – точки тройных перитектик. Миналы:  $ab$  – альбит,  $ac$  – акмит,  $orthopyroxene$  – ортопироксен,  $clinopyroxene$  – клинопироксен,  $rbk$  – рибекит,  $gln$  – глаукофан,  $ed$  – эденит,  $q$  – кварц,  $aq$  – вода. Объемы твердых фаз: альбита ( $Ab$ ) –  $e_1 ab e_2 E E_1$ ; щелочного клинопироксена ( $A-Crx$ ) –  $E P e_4 P_1 e_3 E_1 e_1 crx ac$ ; щелочного амфибола ( $A-Amph$ ) –  $e_3 E_1 e_2 E P P_1 p_1 p$ ; ортопироксена ( $OpX$ ) –  $p P e_4 P_1 p_1 orthopyroxene$ . Условные обозначения см. рис. 4.

кристаллизации расплава водное давление не было постоянным, а, как общеизвестно, топология системы и соответственно состав и соотношение выделяющихся из расплава твердых фаз зависят от давления.

В этот же тетраэдр (рис. 8) мы вынесли точки составов щелочных амфиболитов, встречающихся в виде ксенолитов в альбитовых си-

енитах. Фигуративные точки составов амфиболитов располагаются в объеме щелочного клинопироксена (рис. 8). Следовательно, при их плавлении состав образующегося расплава контролируется котектикой  $E-E_1$  и будет аналогичен составу альбитовых сиенитов.

Возможен и второй вариант образования расплава, исходного для альбитовых сиенитов, –

это частичное плавление тоналитов и кварцевых диоритов, слагающих Мурманский домен, но только в том случае, если плавлению будет предшествовать натровый метасоматоз, в результате которого они будут преобразованы в щелочные (агпайтовые) породы. Тогда процесс плавления также будет описываться системой  $ab-ac-орх-cpx-q-aq$ , но в отличие от щелочных амфиболитов, попадающих в объем щелочно-клинопироксена, точки составов метасоматизированных гранитоидов будут располагаться в объеме альбита, однако и в данном случае частичное плавление этих гранитоидов будет контролироваться котектикой  $E-E_1$ .

Авторы придерживаются первого варианта, так как наличие ксенолитов щелочных амфиболитов является реально установленным фактом. Возможно, они присутствовали (либо присутствуют) в разрезе верхней коры региона в количестве, позволяющем при их частичном плавлении продуцировать расплав, необходимый для образования изученного массива. Ксенолиты щелочных гранитоидных пород в массиве не обнаружены. Изученные ксенолиты альбитизированных гранитоидов Мурманского домена по своему минеральному и химическому составу относятся к породам нормальной щелочности и при плавлении не могут образовывать агпайтовые расплавы. Но авторы не исключают возможности, что при натровом метасоматозе в глубинных частях коры преобразования гранитоидов Мурманского домена могли достигать агпайтовых составов.

### Заключение

Результаты проведенных исследований позволяют заключить, что Панэярский массив образован достаточно редкой контрастной ассоциацией щелочных пород: альбитовыми и альбит-ортоклазовыми сиенитами. По минеральным и петрогеохимическим особенностям состава, они отвечают внутриплитному петролого-геохимическому типу. Формирование данной породной ассоциации происходило в позднем архее около 2,65 млрд. лет тому назад. Высокие отрицательные значения  $\sum_{Nd}(T)$  – от –1,4 до –6,9 свидетельствуют о том, что наиболее вероятным процессом происхождения материнских расплавов для пород массива является анатектическое плавление материала верхней коры, испытавшего привнос мантийного вещества.

Сопоставление авторских данных с литературными сведениями по докембрийским щелочным горным породам мира показало, что сиениты, аналогичные сиенитам Панэярского массива, встречаются и в пределах Канадского щита, где они участвуют в строении сложных массивов и имеют возраст, близкий к полученному для пород Панэярского массива. В частности, в провинции Сьюперитор возраст даек порфириновых альбитовых сиенитов по цирконам оценивается в 2,67-2,69 млрд. лет, а возраст сиенитов, сходных по составу сиенитам Панэярского массива из штоков Гаррисон и Отто – в 2,68 млрд. лет [Corfu et al., 1989].

Полученные авторами результаты, а также опубликованные данные по докембрийскому щелочному внутриплитному магматизму Кольского полуострова, подтверждают, что в позднем архее щелочной магматизм охватывал значительную часть северо-востока Балтийского щита и не являлся специфической особенностью Кейвской структуры.

Авторы выражают благодарность академику РАН Ф.П. Митрофанову за постановку проблемы, доктору геолого-минералогических наук А.А. Арзамасцеву, кандидату геолого-минералогических наук М.И. Дубровскому (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) за плодотворное обсуждение рассматриваемых проблем и ценные замечания, позволившие улучшить данную статью.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Научной Школы Федерального агентства по науке и инновациям 2006-РН-112,0/001/360 и программ № 4 и 8 ОНЗ РАН.*

### Список литературы

- Арзамасцев А.А., Баянова Т.Б., Арзамасцева Л.В. и др. Инициальный магматизм палеозойской тектоно-магматической активизации северо-восточной части Балтийского щита: возраст и геохимические особенности массива Курга, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139-1151.
- Бардина Н.Ю., Попов В.С. Фенинты: систематика, условия формирования и значение для корового магмообразования // Записки ВМО. 1994. № 6. С. 1-19.
- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1984. 134 с.

## РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

- Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Под ред. акад. Ф.П. Митрофанова. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Ветрин В.Р.* Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1984. 124 с.
- Ветрин В.Р.* Древнейшие рапакивиобразные граниты Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1223-1228.
- Ветрин В.Р., Бережная Н.Г., Родионов Н.В.* Петрология посторогенных гранитоидов северной части Балтийского щита // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 6. С. 798-802.
- Ветрин В.Р., Шлайфштейн Б.А.* Петрология гранитов Йокангского массива (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 39-49.
- Дагелайский В.Б.* Плутон щелочных пород Чагве-Уайв (Кольский полуостров) // Геология и геохронология докембрия. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1964. С. 288-296.
- Дубровский М.И.* Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 352 с.
- Дубровский М.И.* Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987. 256 с.
- Дубровский М.И.* Физико-химические (Pn<sub>2</sub>O-T-X) модели кристаллизации магматических оливин нормативных пород нормальной щелочности. С-Пб.: Наука, 1993. 215 с.
- Дубровский М.И.* Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд.-во КНЦ РАН, 2002. 234 с.
- Елисеев Н.А.* Щелочные граниты Чагве-Уайв // Щелочные граниты Кольского полуострова. М.-Л.: Изд.-во АН СССР, 1958. С. 208-210.
- Жариков В.А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Изд. МГУ, 1976. 420 с.
- Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др.* Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М., Стил И.М.* Условия образования сиенитовых магм анорогенных гранитоидных серий: сиенит-гранитные серии Забайкалья // Петрология. 1999. № 5. С. 483-508.
- Магматические горные породы. Т. 1 / Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Гоньшакова, А.М. Борсук и др. М.: Наука, 1983. 768 с.
- Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Отв. ред. И.В. Бельков. Л.: Наука. 1985. 176 с.
- Минеральный и химический состав гранитов Кольского полуострова (сборник анализов) / Отв. ред. А.П. Белолипецкий. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1978. 120 с.
- Ниткина Е.А., Апанасевич Е.А., Баянова Т.Б.* Морфологические особенности цирконов в магматических и метаморфических породах: методика выборки цирконов на U-Pb датирование // Минералогия во всем объеме этого слова. Апатиты: Изд.-во КНЦ РАН, 2004. С. 84-87.
- Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной Минералогической Ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки ВМО. 1997. № 6. С. 83-97.
- Петровский М.Н.* Геология и петрология Поросозерского гранитоидного массива, Кольский полуостров. Автореф. канд. дис. Апатиты, 2002. 28 с.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Под. ред. В.С. Попова, О.А. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.
- Полканов А.А.* Плутон щелочных пород Чагве-Уайв: геология и петрология // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5. С. 771-801.
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3-32.
- Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Изд. Кар. НЦ РАН, 2005. 318 с.
- Файф У.* Несколько мыслей о гранитных магмах // Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 173-187.
- Химические анализы минералов Кольского полуострова / Отв. ред. И.Д. Борнеман-Старынкевич. Апатиты: Изд.-во КФ АН СССР, 1970. 510 с.
- Щелочные граниты Кольского полуострова / Отв. ред. О.А. Воробьева. М.-Л.: Изд.-во АН СССР, 1958. 374 с.
- Allen C.M., Chappell B.M.* Association of I-type granites with rift related alkali magmatism in central coastal Queensland, Australia // Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs. 1992. V. 24. № 7. P. 43.
- Arth J.G., Hanson G.N.* Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 325-362.
- Bedard J.H.J., Ludden J.N., Francis D.M.* The Megantic intrusive complex, Quebec: a study of derivation of silica-oversaturated anorogenic magmas of alkaline affinity // J. Petrol. 1987. V. 28. P. 355-388.
- Ben-Othman D., Arndt N.T., White W.M., Jochum K.P.* Geochemistry and age of Timiskaming alkali volcanics and the Otto syenite stock, Abitibi, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1990. V. 27. P. 1304-1311.
- Bleeker W.* The Late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99-134.
- Blichert-Toft, Arndt N.T., Ludden J.N.* Precambrian alkaline magmatism // Lithos. 1996. V. 37. P. 97-111.
- Blundy J.D., Holland J.B.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. № 2. P. 208-224.

- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., Yarmoluk V.V.* Magmatism and geodynamic. Terrestrial magmatism throughout the Earth's history. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 2000. 511 p.
- Bourne J.H., L'Heureux M.* The petrography and geochemistry of the Clericy Pluton: an ultrapotassic pyroxenite-syenite suite of Late Archaean age from the Abitibi region, Quebec // *Precambrian Research*. 1991. V. 52. P. 37-51.
- Brown P.E., Becker S.M.* Fractionation, hybridization and magma-mixing in the Kialineq centre East Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 57-70.
- Cann J.R.* Upward movement of granitic magma // *Geol. Mag.* 1970. V. 107. № 4. P. 335-340.
- Corfu F., Krogh T.E., Kwok Y.Y., Jensen L.S.* U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior province // *Can. J. Earth Sci.* 1989. V. 26. P. 1747-1763.
- De Paolo D.J.* Neodymium isotopes in Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. 1981. V. 291. P. 193-196.
- Dorais M.* Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for origin of silica-saturated alkaline rocks // *Amer. Mineral.* 1990. V. 75. P. 1092-1105.
- Holland J.B., Blundy J.D.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 433-447.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al.* Confirmation of empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Amer. Mineral.* 1987. V. 72. P. 231-239.
- Hommarstrom J.M., Zen E-An.* Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Amer. Mineral.* 1986. V. 71. P. 1297-1313.
- Huang W.L., Wyllie P.J.* Phase relationships of S-type granite with H<sub>2</sub>O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota // *J. Geoph. Res.* 1981. V. 86. P. 10515-10529.
- Johnson M.C., Rutherford M.J.* Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // *Geology*. 1989. V. 17. № 9. P. 837-841.
- Lafleche M.R., Dupuy C., Dostal J.* Archaean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt // *Precambrian Research*. 1991. V. 52. P. 71-96.
- Lubala R.T., Frick C., Roders J.H., Walraven F.* Petrogenesis of syenites and granites of Schiel Alkaline complex, Northern Transvaal, South Africa // *J. Geology*. 1994. V. 102. № 3. P. 307-309.
- Ludwig K.R.* Isoplot/Ex – a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Version 2.05 // *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. 1999. № 1a. 49 p.
- Ludwig K.R.* Pb-data – a computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.22 // *Openfile report 88-542*. US Geol. Surv. 1991. 38 p.
- Lynch D.G., Musselman T.E., Gutmann J.T., Patchett P.J.* Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico // *Lithos*. 1993. V. 29. № 3-4. P. 295-302.
- Mitchell R.H.* Potassium-argon geochronology of the Poohbah Lake alkaline complex, northwestern Ontario // *Can. J. Earth Sci.*, 1976. V. 13. P. 1456-1459.
- Morimoto N.* Nomenclature of pyroxenes // *Miner. Mag.* 1988. V. 52. № 4. P. 535-550.
- Rowins S.M., Lalonde A.E., Cameron E.M.* Magmatic oxidation in the syenitic Murdock Creek Intrusion, Kirkland Lake, Ontario: evidence from the ferro-magnesian silicates // *J. Geology*. 1991. V. 99. P. 395-414.
- Sheppard S.* Hybridization of shoshonitic lamprophyre and calcalkaline granite magma in the Early Proterozoic Mt. Bunday igneous suite, Northern Territory // *Austral. J. Earth Sci.* 1995. V. 42. P. 173-185.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a twostage model // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.
- Steiger R.H. and Jager E.* Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geoand cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 3. P. 359-362.
- Sutcliffe R.H., Smith A.R., Doherty W., Barnett R.L.* Mantle derivation of Archaean amphibole-bearing granitoids and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105. P. 255-274.
- Whitney J.A., Stormer J.C.* The distribution of NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations // *Amer. Mineral.* 1977. V. 62. № 7/8. P. 687-691.
- Zhao J.-X., Shiraishi K., Sheratin J.W.* Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications of the origins of syenitic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 1363-1382.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.И. Слабунов