

**РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ОЛЕНЕКСКОГО КОМПЛЕКСА
(северная часть Сибирского кратона):
ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ**

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Проведено геологическое и геохимическое изучение гранитоидов оленекского комплекса Оленекского выступа фундамента северной части Сибирского кратона, возраст которых был определен авторами статьи ранее и составил 2036 ± 11 млн лет. Гранитоиды оленекского комплекса по своему составу соответствуют высокоглиноземистым кварцевым диоритам, гранитам и лейкогранитам нормального петрохимического ряда. Геохимические и минералогические характеристики кварцевых диоритов позволяют отнести их к гранитам переходного *I-S*-типа, а гранитов–лейкогранитов к гранитам *S*-типа. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в гранитах оленекского комплекса составляют $-0.2 \dots +1.4$, Nd модельный возраст равен 2.4—2.5 млрд лет. Кварцевый диорит обнаруживает значение $\epsilon_{Nd}(T) = +3.0$ и Nd модельный возраст $T(DM) = 2.2$ млрд лет. Геохимические характеристики гранитов–лейкогранитов указывают на их формирование за счет плавления источника грауваккового состава, в то время как для кварцевых диоритов предполагается источник, произведенный в результате смешения гранитного и базальтового расплавов. Структурное положение гранитоидов оленекского комплекса, а именно то, что гранитоиды прорывают смятые в складки породы эекитской свиты и при этом сами являются практически недеформированными массивными образованиями, позволяет рассматривать их как породы, формирование которых происходило на постдеформационной стадии эволюции региона после завершения палеопротерозойских орогенических событий. Внедрение гранитоидов фиксирует завершение становления раннепротерозойского Эекитского складчатого пояса на западной (в современных координатах) окраине Биректинского террейна Оленекского супертеррейна и окончательное формирование структуры этого супертеррейна. Следующий этап магматизма (1.98—1.96 млрд лет), наиболее хорошо проявленный в выступах фундамента северной части Сибирского кратона, отражает уже объединение всех террейнов северной части кратона, входящих в Анабарский и Оленекский супертеррейны, в единую общую структуру.

Гранитоиды, геохимия, ранний протерозой, Оленекский выступ, Сибирский кратон.

**EARLY PROTEROZOIC GRANITOIDS OF THE OLENEK COMPLEX (northern Siberian craton):
PETROGENESIS AND GEODYNAMIC SETTING**

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, and A.M. Mazukabzov

The paper deals with geological and geochemical studies of granitoids of the Olenek complex in the Olenek uplift of the basement of the northern Siberian craton. The age of these granitoids was earlier estimated at 2036 ± 11 Ma. The granitoids of the Olenek complex correspond in composition to high-alumina quartz diorites, granites, and leucogranites of the normal petrochemical series. According to geochemical and mineralogical characteristics, the quartz diorites can be assigned to granites of the transitional *I-S* type, and the granites and leucogranites, to *S*-type granites. The $\epsilon_{Nd}(T)$ values in the granites of the Olenek complex vary from -0.2 to $+1.4$, and the Nd model age is 2.4—2.5 Ga. The quartz diorite is characterized by $\epsilon_{Nd}(T) = +3.0$ and a Nd model age $T(DM) = 2.2$ Ga. The geochemical characteristics of the granites and leucogranites indicate their formation through the melting of a source of graywacke composition, whereas the quartz diorites resulted, most likely, from the mixing of granitic and basaltic melts. The fact that the granitoids of the Olenek complex intruded the folded rocks of the Eekit Formation but stay virtually undeformed massive bodies suggests that they formed at the postdeformation stage of the regional evolution after the completion of the Paleoproterozoic orogenic events. The intrusion of granitoids marks the completion of the formation of the Early Proterozoic Eekit fold belt on the western (in the recent coordinates) margin of the Birekta terrane of the Olenek superterrane and the final formation of the superterrane structure. At the next stage of magmatism (1.98—1.96 Ga), best pronounced in the uplifts of the basement of the northern Siberian craton, all terranes forming the Anabar and Olenek superterranes assembled into a single structure.

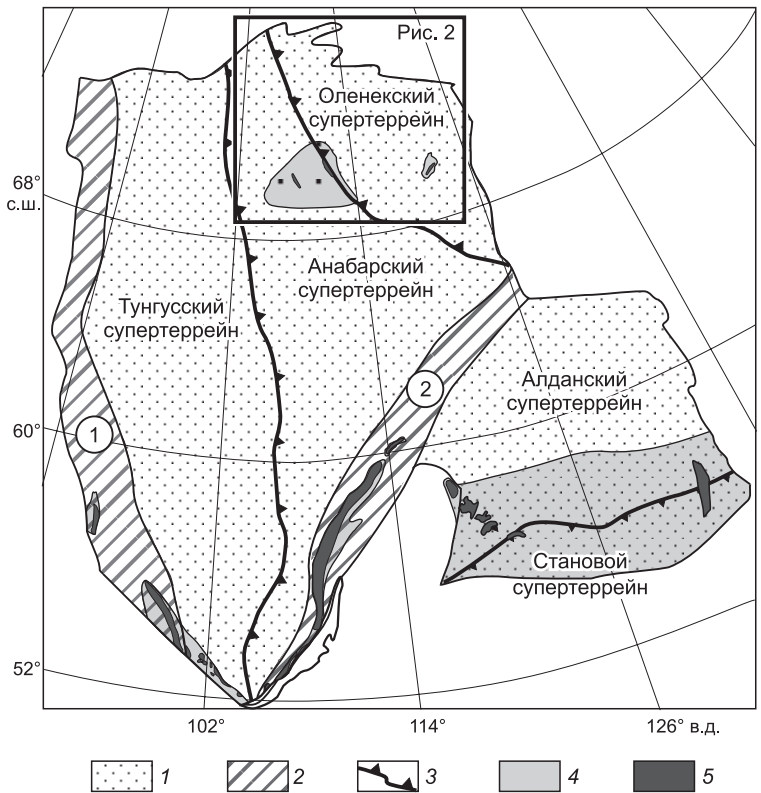
Granitoids, geochemistry, Early Proterozoic, Olenek uplift, Siberian craton

Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и выходы раннепротерозойских гранитоидов (модифицированная после [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]).

1 — основные супертеррейны (провинции); 2 — раннепротерозойские складчатые пояса; 3 — шовные зоны; 4 — выступы фундамента; 5 — раннепротерозойские гранитоиды. Цифры в кружках: 1 — Ангарский складчатый пояс; 2 — Аkitканский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Раннепротерозойские гранитоиды пользуются широким распространением в пределах Сибирского кратона, при этом большая часть их приурочена к выступам фундамента в южной части кратона, и существенно меньший объем они занимают в выступах фундамента северной части кратона, а именно в Анабарском щите и Оленекском выступе (рис. 1). Раннепротерозойские гранитоиды в Анабарском щите распространены преимущественно в Котуйканской и Билляхской коллизионных зонах раннепротерозойского возраста, разделяющих соответ-



ственно Маганский и Далдынский, а также Далдынский и Хапчанский террейны (рис. 2) [Розен и др.,

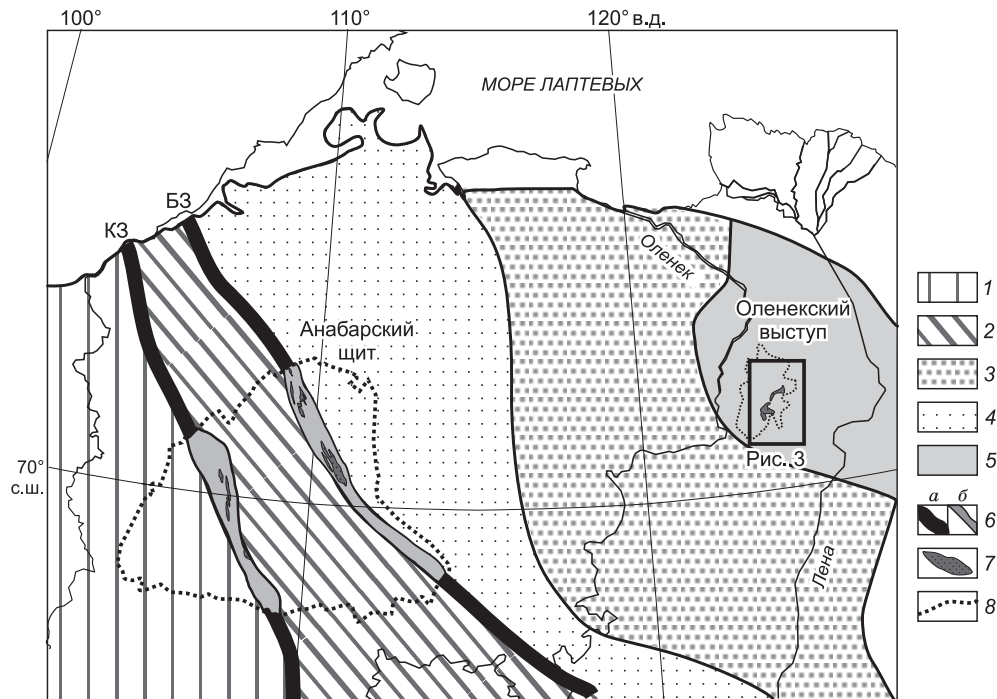


Рис. 2. Схема строения северной части Сибирского кратона (модифицированная после [Розен и др., 2000; Gladkochub et al., 2006]).

1 — архейский Маганский террейн; 2 — архейский Далдынский террейн; 3 — раннепротерозойский Биректинский террейн; 4 — раннепротерозойский Хапчанский складчатый пояс; 5 — раннепротерозойский Экитский складчатый пояс; 6 — раннепротерозойские коллизионные зоны: а — перекрытые породами платформенного чехла, б — выходящие на поверхность; 7 — раннепротерозойские гранитоиды; 8 — выступы фундамента. КЗ — Котуйканская коллизионная зона, БЗ — Билляхская коллизионная зона.

2000; Розен, 2003; Молчанов и др., 2011]. Гранитоиды слагают здесь небольшие массивы и жильные тела. U-Pb возраст по циркону большинства гранитоидов коллизионных зон варьируется в интервале 1.98—1.96 млрд лет [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013]. Для отдельных тел гранитоиднейсов и гранитов из небольших жильных образований Котуйканской коллизионной зоны были получены более молодые значения возраста — 1.92—1.82 млрд лет [Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013]. Коллизионные гранитоиды с возрастом 1.98—1.96 млрд лет Билляхской и Котуйканской зон обнаруживают признаки структурно-метаморфических преобразований. Среди гранитоидов отмечаются монцодиориты, диориты, гранодиориты, граносиениты, граниты и лейкограниты, которые по своему химическому составу соответствуют породам умеренного щелочного ряда и характеризуются преимущественно повышенной железистостью [Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013]. Отличительной чертой гранитоидов обеих зон являются варьирующие содержания редких и редкоземельных элементов, что не позволяет отнести их к какому-либо одному типу, согласно «алфавитной» классификации [Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013]. Предполагается, что в качестве источников расплавов, родоначальных для этих гранитоидов, выступали породы континентальной коры [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013].

В Оленекском выступе раннепротерозойские гранитоиды образуют несколько отдельных массивов (см. рис. 2). U-Pb возраст по циркону гранитов Оленекского выступа оценивается как 2036 ± 11 млн лет [Wingate et al., 2009]. Однако в отличие от гранитоидов Котуйканской и Билляхской коллизионных зон Анабарского щита [Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013], геохимическая характеристика гранитоидов, локализованных в Оленекском выступе, до настоящего времени не проводилась.

В статье приводятся новые данные по геохимии и изотопии Nd раннепротерозойских гранитоидов оленекского комплекса Оленекского выступа, делаются выводы об их источниках и геодинамической обстановке формирования. Кроме того, обобщаются и сравниваются оригинальные и опубликованные данные по раннепротерозойским гранитоидам Оленекского выступа и Анабарского щита. Итогом работы является рассмотрение истории развития северной части Сибирского кратона в раннем протерозое, преимущественно с использованием материалов по возрасту и геодинамической позиции располагающихся там гранитоидных комплексов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛЕНЕКСКОГО ВЫСТУПА, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Оленекский выступ расположен в северо-восточной части Сибирского кратона (см. рис. 1). Согласно тектонической схемы О.М. Розена [2003], породы Оленекского выступа принадлежат раннепротерозойскому Эекитскому складчатому поясу Оленекского супертеррейна (см. рис. 2). По схеме В.А. Глебовицкого с соавторами [2008], они входят в состав Оленекской гранит-зеленокаменной области. А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] относили породы Оленекского выступа к Биректинскому парагнейсовому террейну.

В строении Оленекского выступа выделяются метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы эекитской свиты и гранитоиды оленекского комплекса (рис. 3) [Розен и др., 2000]. Эекитская свита представлена метапесчаниками, филлитовидными сланцами, метаалевролитами, метавулканитами [Шпунт, Нужнов, 1973; Шпунт и др., 1979; Смелов, 2001]. Породы эекитской свиты смяты в складки субмеридионального простирания. На основании K/Ar датирования слюды из метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации биотитовых песчаников возраст метаморфизма пород эекитской свиты ранее оценивался как 1.98 млрд лет [Крылов и др., 1963].

Гранитоиды оленекского комплекса прорывают складчатые породы эекитской свиты и совместно с ними перекрываются мезонеопротерозойскими породами осадочного чехла (см. рис. 3). В соответствии со структурным положением гранитоиды оленекского комплекса могут быть рассмотрены как постдеформационные, постскладчатые образования. В пределах Оленекского выступа гранитоиды образуют несколько отдельных массивов. В составе оленекского комплекса традиционно выделяются две фазы. Первая фаза представлена среднезернистыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, вторая — мелкозернистыми гранитами. Граниты обеих фаз прорваны мелкими жилами пегматитов и аплитов.

Возраст гранитоидов оленекского комплекса по данным K/Ar датирования слюды из пегматита и порфиоровидного гранита определялся как 2050—2080 млн лет [Крылов и др., 1963]. U-Pb исследование цирконов из гранитов оленекского комплекса позволило оценить их возраст как 2036 ± 11 млн лет [Wingate et al., 2009]. Кроме того, в анализируемой пробе гранитов были продатированы захваченные цирконы с возрастом 2111 ± 20 млн лет [Wingate et al., 2009].

Гранитоиды оленекского комплекса были изучены в пределах двух массивов на р. Ортоку-Эйэки и р. Сололи (далее массивы Ортоку-Эйэки и Сололи) (см. рис. 3).

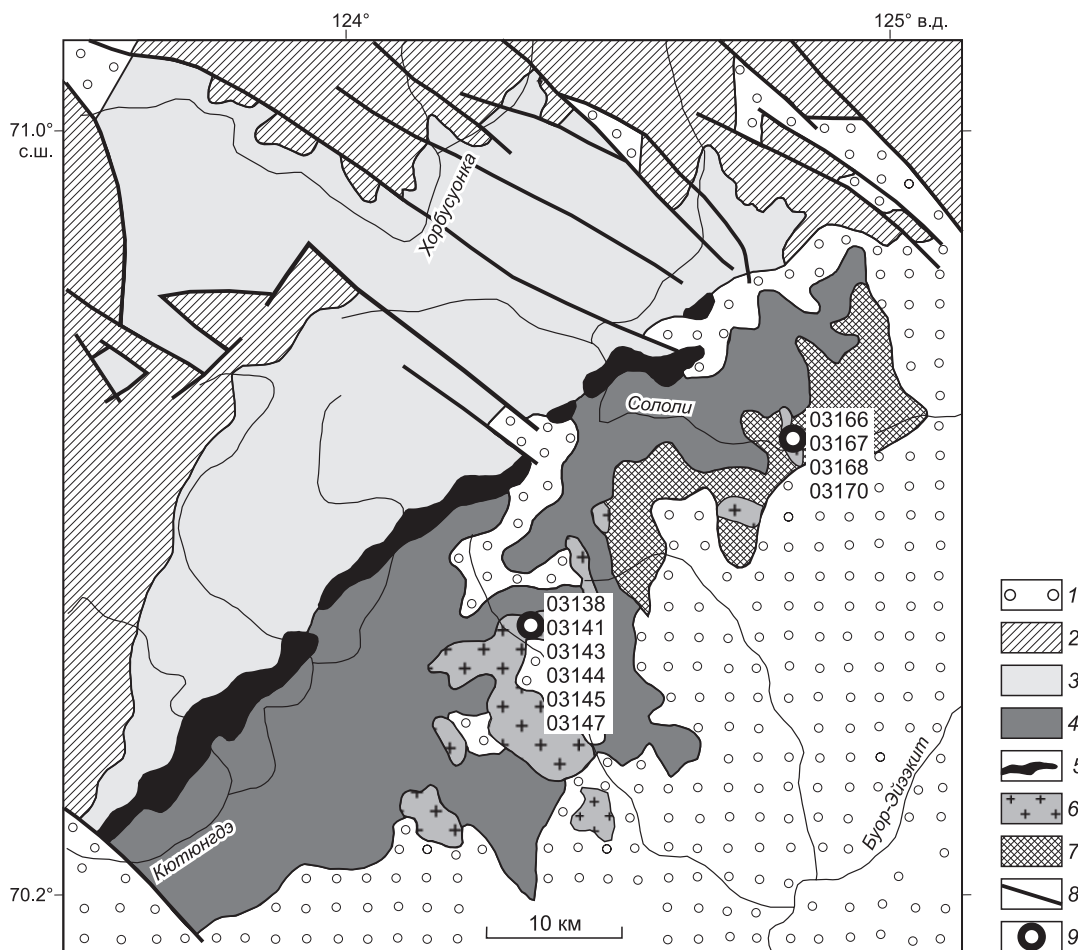


Рис. 3. Схема геологического строения Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона ([Гладкочуб и др., 2016] с изменениями).

1 — фанерозойский осадочный чехол; 2 — хорбусуонская серия (эдиакарий); 3 — арымасская, дебенгдинская и хайпахская свиты, объединенные (мезонеопротерозой); 4 — сыгынахтахская и кютингдинская свиты, объединенные (мезопротерозой); 5 — силл долеритов (мезопротерозой); 6 — гранитоиды оленекского комплекса (палеопротерозой); 7 — метаосадочные породы экинской свиты (палеопротерозой); 8 — разломы; 9 — места отбора проб.

Гранитоиды массива Ортоку-Эйэкиит представлены главным образом средне- и крупнозернистыми гранитами первой фазы, которые пересекаются лейкократовыми средне- и мелкозернистыми гранитами второй фазы. Мощность тел гранитов второй фазы в пределах исследованных обнажений достигает 3 м. Граниты обеих фаз прорваны мелкими жилами пегматитов и аплитов мощностью до нескольких десятков сантиметров.

Граниты первой фазы представляют собой массивные породы гипидиоморфно-зернистой структуры, главными породообразующими минералами которых являются калиевый полевой шпат (35—40 %), кварц (25—35 %) и плагиоклаз (25—35 %). Биотит (4—6 %) — единственный темноцветный минерал в этих гранитах. Акцессорные минералы представлены преимущественно апатитом и цирконом. В гранитах отмечаются вторичные изменения, выраженные серицитизацией плагиоклаза и хлоритизацией биотита.

Граниты второй фазы по составу близки гранитам первой фазы, отличаясь от них более мелкозернистой текстурой.

Большинство гранитоидов массива Сололи, в отличие от массива Ортоку-Эйэкиит, представлены кварцевыми диоритами первой фазы, в меньших количествах встречаются граниты первой фазы. Геологических взаимоотношений между кварцевыми диоритами и гранитами в массиве Сололи зафиксировано не было. Отнесение этих пород к одной фазе было сделано в соответствии с легендой геологической карты.

Кварцевые диориты являются массивными породами гипидиоморфно-зернистой структуры, породообразующими минералами которых являются калиевый полевой шпат (28—30 %), плагиоклаз

(25—30 %), кварц (20—25 %), биотит (5—6 %) и амфибол (5—6 %). В качестве аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон, сфен и рудный минерал. Повсеместно проявлены вторичные изменения породы. Первичный амфибол полностью замещен амфиболом актинолитового ряда и хлоритом, поэтому определить его состав не представляется возможным. Кроме того, отмечается развитие псевдоморфоз хлорита по биотиту и серицита по плагиоклазу.

Граниты первой фазы массива Сололи по своему составу подобны гранитам первой фазы массива Ортоку-Эйээкит. В то же время для гранитов массива Сололи отмечены более интенсивно проявленные вторичные изменения породообразующих минералов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы гранитоидов первой фазы оленекского комплекса массивов Ортоку-Эйээкит и Сололи были проанализированы на содержания главных, редких и редкоземельных элементов. Для трех образцов определен изотопный состав Nd. Места отбора проб на геохимические исследования показаны на рис. 3.

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитик Е.Г. Колтунова). Содержания редких и редкоземельных элементов определяли методом ICP-MS в ЛИН СО РАН ОПЦКП «Ультрамикрoанализ» на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводили в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Изотопные Sm-Nd исследования проб 03141 и 03168 проведены в ИЗК СО РАН. Перед химической пробоподготовкой образцы гранитоидов, представлявшие собой тонкоистертые порошки, последовательно обрабатывали 2М HCl и ультрачистой водой (очистка системой ELGA) для удаления из них вторичных минеральных фаз. После высушивания в пробы массой 100 мг добавлялся раствор ^{149}Sm — ^{150}Nd трасера. Химическое разложение осуществлялось в смеси концентрированных кислот HNO_3 — HF — HClO_4 при температуре около 140—160 °С до полного их растворения. Выделение суммы редкоземельных элементов выполняли на колонках, заполненных смолой BioRed AG 50W×8 объемом 2 мл. Последующее разделение Sm от Nd проводили на колонках, заполненных смолой LnSpec, по методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитик Е.И. Демонтерова). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ± 0.5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — ± 0.5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — ± 0.005 % (2σ). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило 0.512097 ± 0.000013 (2σ , $n = 8$).

Изотопные Sm-Nd исследования пр. 03138 выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН), г. Апатиты. Подготовку проб для изотопного анализа проводили по методике, опубликованной в [Баянова, 2004]. Изотопный состав Nd и концентрации Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Холостое внутрилабораторное загрязнение за время исследований составляло 0.06 нг для Sm, 0.3 нг для Nd. Ошибки воспроизводимости определений изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — ± 0.2 % (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — ± 0.003 % (2σ). Точность определения концентраций Sm и Nd составила ± 0.2 % (2σ). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$, что соответствует $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511833 ± 14 ($n = 11$).

При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и деплетированной мантии DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды первой фазы оленекского комплекса характеризуются содержанием $\text{SiO}_2 = 61.2$ — 73.6 мас. % и суммой щелочей от 6.1 до 7.9 мас. %, при превышении содержаний K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1.2$) (табл. 1). Гранитоиды относятся к породам нормального петрохимического ряда и по химическому составу соответствуют кварцевым диоритам, а также гранитам и лейкогранитам, т. е. выделя-

Таблица 1.

Химический состав гранитоидов оленекского комплекса

Компонент	Номер образца									
	03167	03168	03170	03166	03138	03141	03143	03144	03145	03147
	Массив Сололи					Массив Ортоку-Эйэжит				
SiO ₂ , мас. %	61.18	61.37	61.18	73.63	71.23	70.64	72.59	70.64	71.5	73.38
TiO ₂	0.83	0.84	0.78	0.24	0.42	0.40	0.34	0.46	0.33	0.29
Al ₂ O ₃	15.55	15.70	15.00	13.75	13.9	14.25	13.95	14.3	13.85	13.60
Fe ₂ O ₃	1.27	1.04	1.44	0.98	0.40	0.43	н. о.	0.26	0.56	н. о.
FeO	4.79	4.44	4.59	0.79	3.09	3.02	2.15	3.19	2.60	2.33
MnO	0.03	0.05	0.06	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03
MgO	4.67	4.52	4.23	0.76	1.05	1.13	0.7	1.05	0.79	0.60
CaO	2.06	3.08	3.21	0.65	1.19	0.83	0.84	0.79	0.85	0.94
Na ₂ O	2.68	2.80	2.58	2.77	2.58	2.61	2.19	3.34	2.29	3.12
K ₂ O	3.84	3.33	3.89	4.62	4.50	4.55	5.66	4.14	5.63	4.60
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.16	0.14	0.12	0.12	0.22	0.14	0.10	0.08
H ₂ O ⁻	0.17	0.18	0.19	0.18	0.11	0.15	0.08	0.08	0.10	0.09
П.п.п.	2.52	2.07	2.04	1.06	0.98	1.33	0.80	1.13	0.79	0.62
CO ₂	0.11	0.44	0.55	0.33	0.11	0.11	0.11	<0.06	0.11	0.11
F	0.04	0.05	0.04	<0.03	0.06	0.06	<0.03	0.04	<0.03	<0.03
-O(F)	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
Сумма	99.89	100.08	99.92	99.92	99.75	99.64	99.65	99.58	99.53	99.79
Rb, г/т	86	148	192	173	250	215	239	168	247	194
Sr	161	182	190	119	109	99	121	126	89	88
Y	12	20	23	15	26	23	28	14	21	20
Zr	161	173	177	149	166	154	192	181	123	103
Nb	9	9	9	6	11	20	8	10	10	8
Ba	539	532	555	693	624	548	749	485	585	378
La	20.52	31.42	40.10	35.97	31.69	33.43	37.51	9.03	32.05	17.32
Ce	44.98	64.22	82.36	61.77	77.84	69.26	76.05	20.16	69.14	35.11
Pr	6.52	8.01	10.15	6.51	9.43	9.34	9.92	2.97	8.54	5.26
Nd	24.64	28.24	33.43	18.57	31.58	30.77	33.41	11.86	28.81	18.50
Sm	4.45	4.45	6.25	2.54	6.35	5.87	6.42	2.70	5.01	3.65
Eu	0.89	0.94	0.95	0.58	1.05	0.86	0.98	0.43	0.84	0.78
Gd	3.29	3.80	4.92	2.27	5.00	4.79	5.26	2.42	4.24	3.15
Tb	0.47	0.59	0.71	0.32	0.75	0.60	0.74	0.37	0.56	0.54
Dy	2.60	3.17	3.95	1.78	4.40	3.94	3.70	2.25	3.25	3.28
Ho	0.56	0.64	0.72	0.42	0.82	0.65	0.80	0.48	0.62	0.71
Er	1.67	1.80	2.44	1.28	2.51	2.20	2.73	1.52	1.64	1.98
Tm	0.27	0.18	0.24	0.12	0.20	0.20	0.18	0.10	0.14	0.25
Yb	1.16	1.94	2.25	1.46	1.74	1.73	2.01	1.29	1.37	1.36
Lu	0.25	0.28	0.37	0.20	0.32	0.24	0.30	0.22	0.22	0.25
Hf	5.43	4.45	5.28	4.01	4.52	4.61	4.72	5.56	3.70	4.18
Ta	н. о.	0.10	0.00	0.04	0.03	0.86	0.16	н. о.	0.38	н. о.
Th	6.88	7.51	17.01	14.60	14.63	12.97	12.13	9.55	12.35	10.42
U	3.92	3.00	6.01	7.22	2.96	2.35	3.55	3.48	5.90	3.26
<i>f</i>	0.56	0.54	0.58	0.69	0.77	0.75	0.75	0.77	0.80	0.80
ASI	1.26	1.14	1.06	1.28	1.23	1.33	1.24	1.25	1.21	1.15
(La/Yb) _n	11	10	12	16	12	12	12	5	15	8
Eu/Eu*	0.72	0.70	0.53	0.75	0.57	0.50	0.52	0.52	0.57	0.71

Примечание. $f = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, где $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$; ASI = мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n/\sqrt{(\text{Sm}_n \times \text{Gd}_n)}$; n — значения нормализованы по составу хондрита [Wakita et al., 1970], -O(F) — поправка на окисление фтора при определении п.п.п., н. о. — не обнаружено.

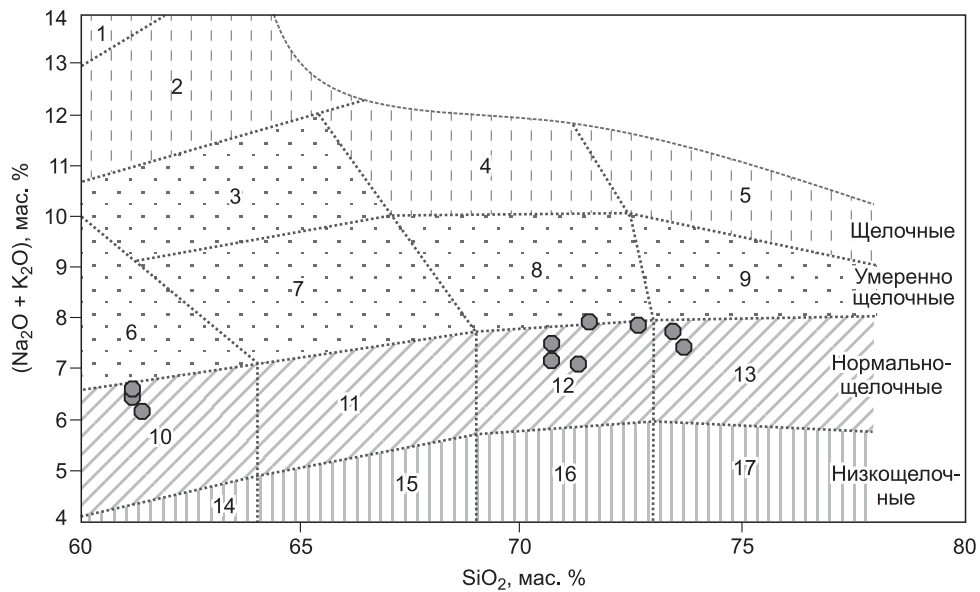


Рис. 4. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ [Шарпенюк и др., 2013] для гранитоидов оленекского комплекса.

1 — фойдитовые сиениты, 2 — щелочные сиениты, 3 — сиениты, 4 — щелочные граниты, 5 — щелочные лейкограниты, 6 — монцититы; 7 — граносиениты, 8 — умеренно щелочные граниты, 9 — умеренно щелочные лейкограниты, 10 — кварцевые диориты, 11 — гранодиориты, 12 — граниты, 13 — лейкограниты, 14 — низкощелочные кварцевые диориты, 15 — низкощелочные гранодиориты, 16 — низкощелочные граниты, 17 — низкощелочные лейкограниты.

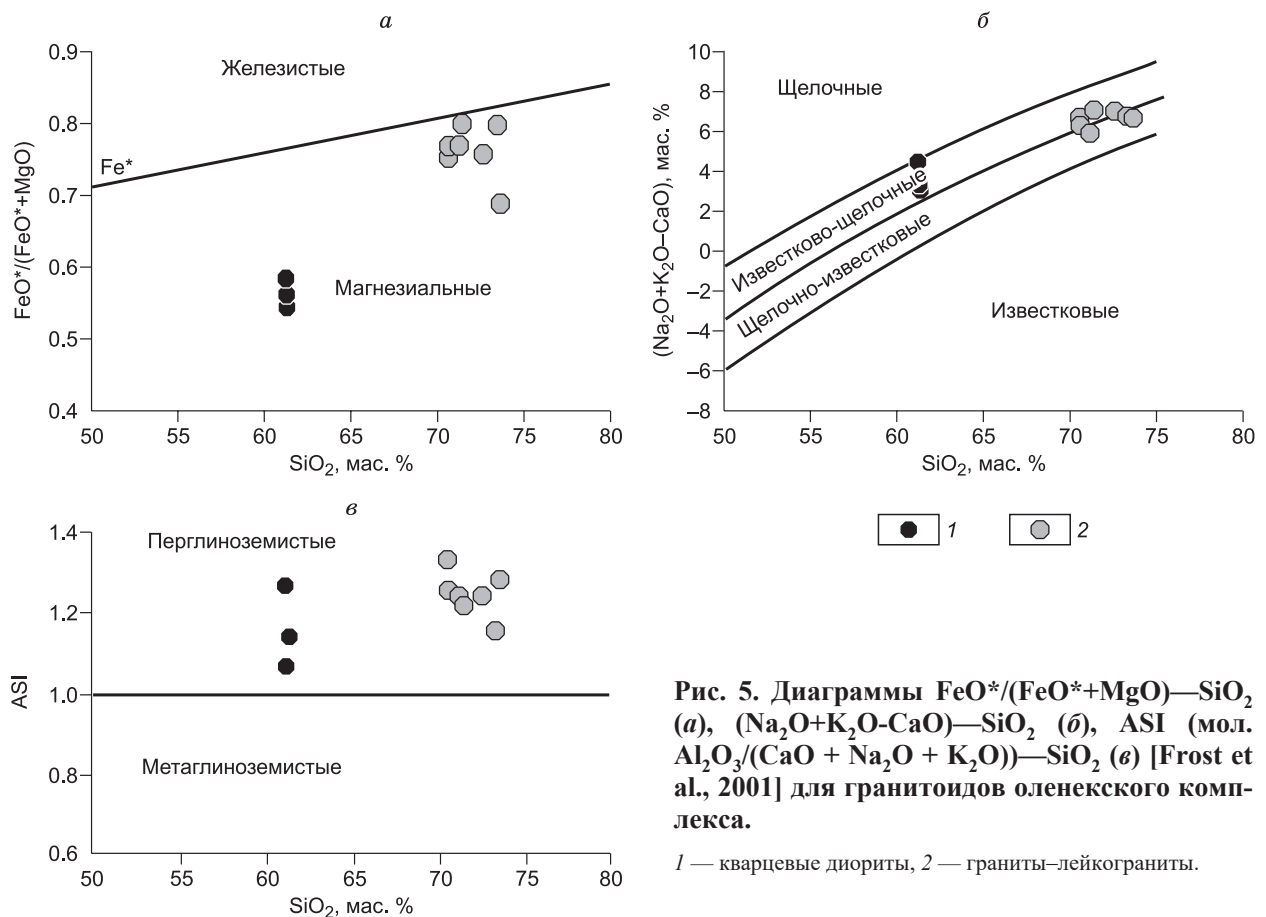


Рис. 5. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})\text{—SiO}_2$ (а), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{—SiO}_2$ (б), ASI (мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$) (в) [Frost et al., 2001] для гранитоидов оленекского комплекса.

1 — кварцевые диориты, 2 — граниты–лейкограниты.

Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитоидах оленекского комплекса.

Содержания элементов нормализованы к хондриту [Wakita et al., 1970] (а) и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б). Усл. обозн. см. на рис. 5.

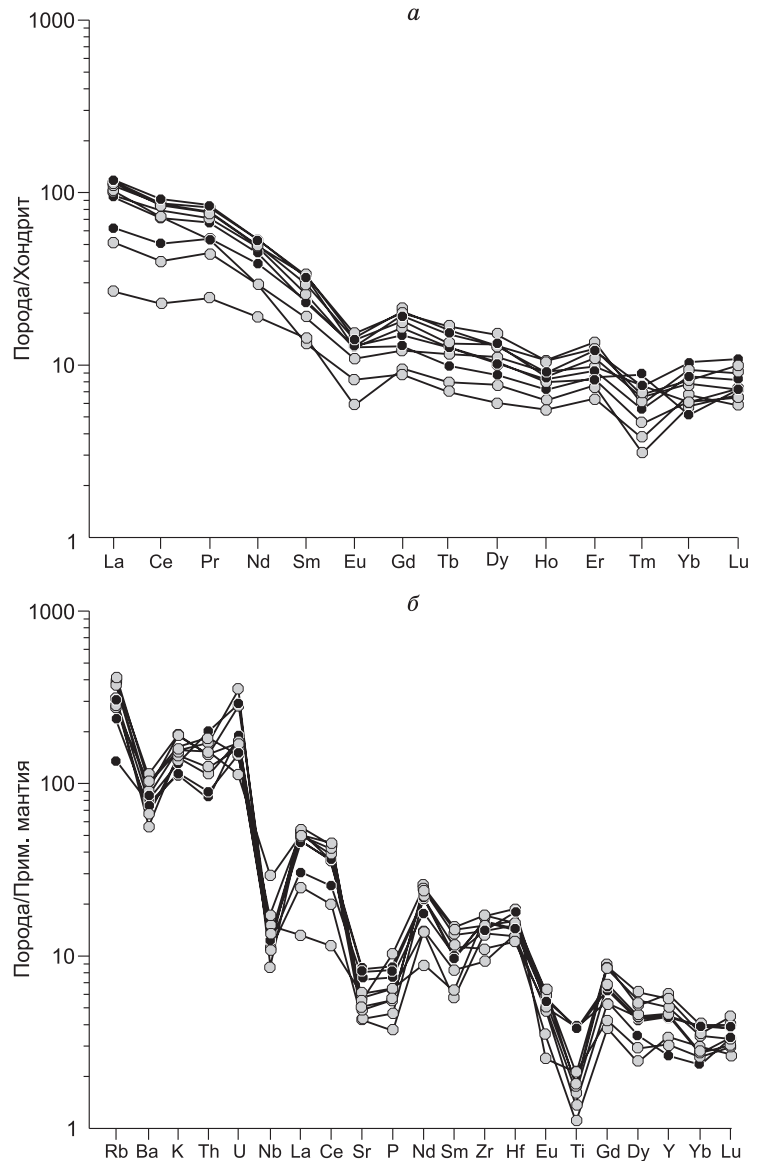
ются две дискретные группы пород (рис. 4) [Шарпенко и др., 2013]. Гранитоиды принадлежат к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям, им свойственны пониженная железистость ($f = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.54—0.80$) и высокая глиноземистость ($\text{ASI} = 1.06—1.33$) (рис. 5).

Кварцевые диориты относительно гранитов–лейкогранитов обнаруживают более высокие содержания Sr (161—190 г/т против 88—126 г/т), при близких концентрациях остальных редких элементов (см. табл. 1). Все гранитоиды характеризуются достаточно высокими содержаниями Rb (86—250 г/т), умеренными концентрациями Ba (378—749 г/т), Zr (103—192 г/т), Nb (6—20 г/т), Y (12—28 г/т) и Th (7—17 г/т) (см. табл. 1). Сумма редкоземельных элементов составляет в них 56—189 г/т. Как кварцевые диориты, так и граниты–лейкограниты обнаруживают умеренно фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5—16$) и отрицательную Eu аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.50—0.75$) на графиках распределения РЗЭ (рис. 6, а). На мультиэлементных диаграммах отмечаются отрицательные аномалии Ba, Nb, Sr, P, Ti (см. рис. 6, б).

Sm-Nd изотопные исследования выполнены для двух проб гранитов и одной пробы кварцевого диорита оленекского комплекса. Граниты характеризуются незначительными отрицательными и положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, равными -0.2 и $+1.4$ (табл. 2). Nd модельный возраст для гранитов составляет 2.4—2.5 млрд лет (см. табл. 2). Кварцевый диорит обнаруживает более высокое положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, соответствующее $+3.0$, и раннепротерозойский Nd модельный возраст ($T(\text{DM}) = 2.2$ млрд лет) (см. табл. 2).

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ОЛЕНЕКСКОГО КОМПЛЕКСА

Структурное положение гранитоидов, а именно то, что они прорывают смятые в складки породы экипской свиты и при этом сами являются недеформированными массивными образованиями, позволяет рассматривать их как породы, формирование которых происходило на постдеформационной стадии эволюции региона. На диаграмме Rb—(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов всех гранитоидов кучно располагаются в поле постколлизии гранитов (рис. 7). Совокупность данных по тектоническому положению и химическому составу гранитоидов оленекского комплекса свидетельствует об их близости к постколлизии высокглиноземистым гранитам [Sylvester, 1998]. По «алфавитной» классификации гранитов [Chappell, White, 1974, 1992; Whalen et al., 1987; Liew et al., 1989] кварцевые диориты оленекского комплекса наиболее соответствуют переходному I-S-типу гранитов. Этот вывод основыва-



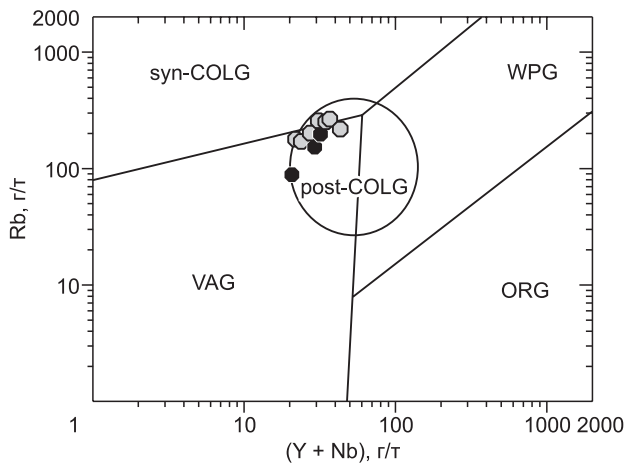


Рис. 7. Диаграмма Rb—(Y+Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов оленекского комплекса.

VAG — граниты вулканических дуг, ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриплитные граниты, syn-COLG — синколлизийные граниты, post-COLG — постколлизийные граниты. Усл. обозн. см. на рис. 5.

ется на том, что кварцевые диориты обнаруживают минералогические особенности, присущие гранитам *I*-типа, а именно присутствие в них амфибола, в то время как их химический состав наиболее близок гранитам *S*-типа [Chappell, White, 1974, 1992; Chappell, 1999]. В частности, кварцевые диориты характеризуются высокоглиноземистым составом (индекс ASI = 1.06—1.26) и высокими содержаниями P_2O_5 (0.16—0.19 мас. %). Что касается гранитов-лейкогранитов оленекского комплекса, то они по своим геохимическим свойствам в большей мере соответствуют гранитам *S*-типа. Индекс ASI в гранитах и лейкогранитах варьируется от 1.15—1.33, а концентрации P_2O_5 составляют 0.08—0.22 мас. %.

Как кварцевые диориты, так и граниты-лейкограниты оленекского комплекса обнаруживают достаточно высокие значения отношения CaO/Na_2O , в том числе 0.77—1.24 в кварцевых диоритах и 0.23—0.46 в гранитах-лейкогранитах (рис. 8, *a*). Кроме того, все гранитоиды оленекского комплекса характеризуются низкими значениями отношений Rb/Ba (0.2—0.5) и Rb/Sr (0.5—2.8) и расположением точек их составов в поле источников, обедненных глинистыми минералами (см. рис. 8, *б*) [Sylvester, 1998]. Согласно исследованиям П. Сильвестера [Sylvester et al., 1998], высокоглиноземистые гранитоиды с подобными химическими характеристиками могут возникать либо в результате плавления псаммитового (грауваккового) источника, либо как результат смешения базальтового расплава с гранитным расплавом, произведенным при плавлении метапелитов. В пользу этих источников свидетельствуют также высокие суммарные содержания FeO^* , MgO и TiO_2 в кварцевых диоритах (10.7—11.4 мас.%) и гранитах-лейкогранитах (2.7—4.9 мас. %), которые существенно выше, чем в гранитоидах, произведенных в результате плавления чистого метапелитового источника (см. рис. 8, *в*). В то же время для кварцевых диоритов источник, произведенный в результате смешения гранитного и базальтового расплавов, выглядит наиболее предпочтительным, чем метаграувакковый. Об этом свидетельствует расположение точек составов кварцевых диоритов вблизи линии смешения расплавов разного состава на диаграммах $CaO/Na_2O—Al_2O_3/TiO_2$ и $(FeO^* + MgO + TiO_2)—SiO_2$ (см. рис. 8, *a, в*). Кроме того, положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в кварцевом диорите, равные 3.0, и которые выше, чем в гранитах оленекского комплекса, указывают на вклад ювенильного мантийного материала с высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ в источник кварцевых диоритов. Теоретически можно предложить, что граниты-лейкограниты оленекского комплекса также были образованы в результате смешения расплавов базальтового и гранитного составов, но объединенных в других пропорциях, чем в источнике кварцевых диоритов. Однако близкие концентрации практически всех редких и редкоземельных элементов в кварцевых диоритах и гранитах-лейкогранитах (см. табл. 1, рис. 6, *a, б*) делают невозможным данную модель, так как в подобном случае изменялись бы и концентрации этих элементов [Туркина, 2014]. На диаграмме $(FeO^* + MgO + TiO_2)—SiO_2$ (см. рис. 8, *в*) фигуративные точки гранитов-лейкогранитов располагаются далеко от линии смешения

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов оленекского комплекса

Номер образца	Порода	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет	$T_{Nd}(DM-2st)$, млн лет
			Sm	Nd					
03138*	Гранит	2036	5.88	29.25	0.1215	0.511619 ± 14	-0.2	2523	2515
03141**	»	2036	5.18	25.46	0.1097	0.511543 ± 6	1.4	2348	2383
03168**	Кварцевый диорит	2036	2.66	14.96	0.0959	0.511438 ± 13	3.0	2209	2254

* Исследования выполнены в ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты.

** Исследования выполнены в ИЗК СО РАН, г. Иркутск.

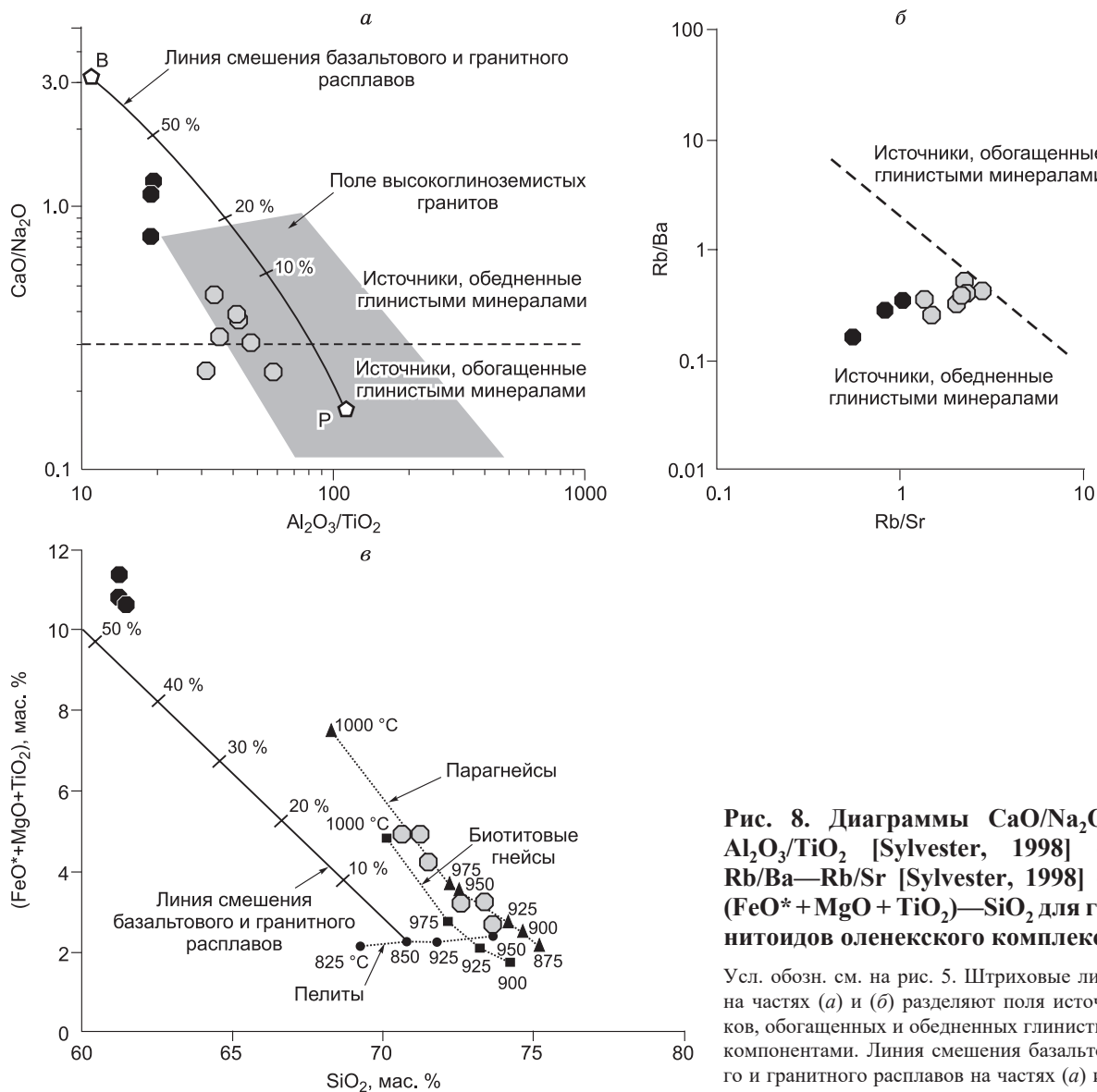


Рис. 8. Диаграммы $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] (а), Rb/Ba — Rb/Sr [Sylvester, 1998] (б), $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ — SiO_2 для гранитоидов оленекского комплекса.

Усл. обозн. см. на рис. 5. Штриховые линии на частях (а) и (б) разделяют поля источников, обогащенных и обедненных глинистыми компонентами. Линия смешения базальтового и гранитного расплавов на частях (а) и (в) рассчитана между фанерозойским базальтом

[Condie, 1993] (точка В на (а)) и расплавом, произведенном при плавлении пелита при $T = 850^\circ\text{C}$ и $P = 10$ кбар [Patiño Douce, Johnston, 1991] (точка Р на (а)). Пунктирные линии на части (в) построены по результатам экспериментов по плавлению при $P = 10$ кбар пелитов [Patiño Douce, Johnston, 1991], биотитовых гнейсов [Patiño Douce, Beard, 1995] и вулканокластических парагнейсов [Skjerlie, Johnston, 1996].

расплавов базальтового и гранитного составов и вблизи линий плавления пород псаммитового состава, поэтому предполагается, что эти породы были сформированы за счет плавления источника осадочного происхождения грауваккового состава.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранитоиды оленекского комплекса Оленекского выступа с возрастом 2.04 млрд лет и гранитоиды, имеющие возраст 1.98—1.96 млрд лет, которые приурочены к Билиянской и Котуйканской коллизионным зонам Анабарского щита, обнаруживают как сходства, так и отличия по своим ключевым характеристикам. В частности, гранитоиды оленекского комплекса представляют собой недеформированные массивные образования, в то время как у гранитоидов в пределах коллизионных зон Анабарского щита наблюдаются признаки структурно-метаморфических преобразований. Таким образом, первые могут быть классифицированы как постколлизионные, а вторые как коллизионные образования. Гранитоиды оленекского комплекса относятся к породам нормального щелочного ряда (см. рис. 4), а гранитоиды

Билляхской коллизионной зоны Анабарского щита по своему составу соответствуют породам умеренного щелочного ряда [Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013]. Кроме того, для гранитоидов оленекского комплекса типична пониженная железистость (см. рис. 5, *a*), в отличие от высокожелезистых пород Билляхской коллизионной зоны [Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013]. Согласно результатам исследований А.П. Смелова с соавторами [2012], гранитоиды Билляхского массива Билляхской коллизионной зоны характеризуются близкими к нулю или незначительными положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -0.5 \dots +1.7$ и раннепротерозойскими Nd модельными возрастными $T_{Nd}(DM) = 2.2\text{—}2.4$ млрд лет. В то же время А.В. Молчанов с соавторами [2011] для гранита Билляхского массива получили отрицательную величину $\epsilon_{Nd}(T) = -8.9$ и архейский Nd модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 3.3$. Однако в любом случае для гранитоидов Билляхской коллизионной зоны Анабарского щита в качестве возможных источников рассматриваются породы континентальной коры раннепротерозойского и архейского возраста без добавления мантийного материала в области магмагенерации [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. Что касается гранитоидов оленекского комплекса, то граниты–лейкограниты обнаружили изотопный состав, близкий гранитоидам Билляхского массива, и для них также предполагаются метаосадочные породы в качестве возможного источника. Кварцевые диориты оленекского комплекса характеризуются более высокими положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, и, соответственно, для них допускается смешанный мантийно-коровый источник.

Данные изучения гранитоидов оленекского комплекса позволяют предложить сценарий эволюции Оленекского супертеррейна Сибирского кратона, а также, учитывая результаты исследований раннепротерозойских пород Анабарского щита, в том числе и гранитоидов, сделать некоторые выводы по истории становления и развития северного фланга Сибирского кратона в раннем протерозое.

О.М. Розен [Розен и др., 2000; Розен, 2003] считает, что накопление пород экитской свиты происходило в раннем протерозое на активной окраине Биректинского гранит-зеленокаменного террейна, который в структуре Сибирского кратона занимает значительную площадь Оленекского супертеррейна (см. рис. 2). Точный возраст накопления пород экитской свиты неизвестен, но после ее накопления и до внедрения гранитоидов на временном рубеже 2.04 млрд лет имели место события, приведшие к складчатости и деформациям пород свиты. Эти события могли быть обусловлены аккреционно-коллизийными процессами, связанными со становлением Экитского складчатого пояса на окраине Биректинского террейна. Внедрение гранитоидов оленекского комплекса произошло на постдеформационной стадии, после завершения орогенических событий, и, по всей видимости, фиксирует финальный этап становления структуры раннепротерозойского Экитского складчатого пояса. Внедрение гранитоидов оленекского комплекса также можно рассматривать как заключительную стадию в формировании Оленекского супертеррейна. Следующий этап был связан уже с причленением пород объединенного Оленекского супертеррейна (Биректинский террейн совместно с породами Экитского складчатого пояса и Хапчанского пояса) к Далдынскому террейну Анабарского супертеррейна. На этом этапе имело место формирование Билляхской коллизионной зоны (см. рис. 2). Возраст формирования этой зоны соответствует интервалу 1.98—1.97 млрд лет и оценивается по времени гранулитового метаморфизма пород Хапчанского пояса в его надвинутом восточном борту, а также по возрасту гранитоидов Билляхской зоны (табл. 3) [Бибикина и др., 1988; Розен и др., 2000; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. В течение того же временного интервала (1.97—1.96 млрд лет) произошло и формирование Котуйканской коллизионной зоны в результате сочленения Маганского и Далдынского террейнов Анабарского супертеррейна [Гусев и др., 2013]. Таким образом, к рубежу 1.96 млрд лет завершилось формирование основной структуры северного фланга Сибирского кратона. Коллизийные события с возрастом 1.98—1.97 млрд лет в северной части кратона хорошо коррелируются с подобными событиями, проявленными в пределах Алданского щита и Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона [Котов, 2003; Котов и др., 2004; Донская и др., 2016]. В целом интервал 1.99—1.95 млрд лет может быть рассмотрен как ранняя крупномасштабная стадия формирования структуры Сибирского кратона, когда в единый блок объединились террейны, составляющие ядро Анабарского, Алданского и Оленекского супертеррейнов [Донская и др., 2016]. Далее в раннем протерозое для северного фланга Сибирского кратона фиксируются только отдельные магматические события в Котуйканской коллизионной зоне (см. табл. 3) [Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013]. В частности, возраст гранитоидов котуйкан-монголинского комплекса на некоторых участках Котуйканской зоны был определен в диапазоне 1.92—1.90 млрд лет [Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013], а U-Pb возраст небольших жильных тел аляскитовых и двуслюдяных гранитов составил 1.86—1.82 млрд лет [Гусев и др., 2013]. Иными словами, магматические образования с возрастом моложе 1.95 млрд лет имеют очень локальное распространение в выступах фундамента северной части Сибирского кратона. Напротив, в южных краевых выступах фундамента Сибирского кратона (см. рис. 1) максимально широко распространены магматические породы с возрастом 1.88—1.84 млрд лет, формирующие протяженный Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс [Ларин и др., 2003; Туркина и др., 2003; Донская и др., 2005; и др.], а также встречаются

Таблица 3. **Возраст и условия формирования раннепротерозойских гранитоидов северной части Сибирского кратона ([Донская и др., 2016] с дополнениями)**

Выступ/щит	Зона/пояс [Розен, 2003]	Массив/комплекс	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тектоническая обстановка	Источник
Анабарский щит	Билляхская зона	Небольшой массив в южной части зоны	Гранодиорит	1985 ± 24	U-Pb, SHRIMP	Коллизионная	[Молчанов и др., 2011]
		Билляхский массив	»	1983 ± 9	»	»	»
			Монцодиорит	1983 ± 3	U-Pb, TIMS	»	[Смелов и др., 2012]
		Дайка	»	1971 ± 4	»	Постколлизонная	»
	Котуйканская зона	Котуйкан-монголинский комплекс	Гранитогнейс	1963 ± 16	U-Pb, SHRIMP	Коллизионная	[Гусев и др., 2013]
			»	1916 ± 9	»	»	[Молчанов и др., 2011]
			»	1899 ± 14	»	»	[Гусев и др., 2013]
		Монголинский комплекс	Гранит	1858 ± 6	»	Постколлизонная	»
		Маганский комплекс	»	1818 ± 27	»	»	»
	Оленекский выступ	Экитский складчатый пояс	Оленекский комплекс	Гранит	2036 ± 11	U-Pb, SHRIMP	Постколлизонная

ся гранитоиды и вулканы с возрастом 1.76—1.70 млрд лет [Larin et al., 1997; Туркина и др., 2003; Ножкин и др., 2009, 2016; Диденко и др., 2010; и др.], которые в настоящее время не выявлены в северных выступах кратона. Таким образом, проведенный анализ показал, что только магматические события с возрастом 1.99 — 1.95 млрд хорошо коррелируются в северной и южной частях кратона, фиксируя наиболее ранний этап становления его структуры. Масштабы и условия проявления более молодого магматизма раннего протерозоя в северной и южной частях кратона кардинальным образом различны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Гранитоиды оленекского комплекса Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона с возрастом 2036 ± 11 млн лет по своему составу соответствуют высокоглиноземистым кварцевым диоритам, гранитам и лейкогранитам нормального петрохимического ряда. Геохимические и минералогические характеристики кварцевых диоритов позволяют отнести их к гранитам переходного *I-S*-типа, а гранитов–лейкогранитов к гранитам *S*-типа.

2. Геохимические характеристики гранитов–лейкогранитов оленекского комплекса указывают на их формирование за счет плавления источника грауваккового состава. Для кварцевых диоритов предполагается источник, произведенный в результате смешения гранитного и базальтового расплавов.

3. Структурное положение гранитоидов оленекского комплекса позволяет допускать их образование на постдеформационной стадии после завершения орогенических событий. Внедрение этих гранитоидов на временном рубеже 2.04 млрд лет, вероятно, фиксирует финальный этап становления раннепротерозойского Экитского складчатого пояса на западной (в современных координатах) окраине Биректинского террейна Оленекского супертеррейна и, соответственно, окончательное формирование структуры этого супертеррейна. Следующий этап магматизма (1.98 — 1.96 млрд лет), наиболее хорошо проявленный в северной части Сибирского кратона, отражает объединение всех террейнов Анабарского и Оленекского супертеррейнов в единую общую структуру.

Авторы благодарят Т.Б. Баянову (ГИ КНЦ РАН) и Е.И. Демонтерову (ИЗК СО РАН) за изотопное исследование Nd.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-05863) и комплексной программы СО РАН (проект № 0346-2016-009).

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Бибикина Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архив Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Отв. ред. М.С. Марков. М., Наука, 1988, с. 122—133.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р.Е., Станевич А.М. Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 856—873.

Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, № 1, с. 12—26.

Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхонлинской зоне Анабарского щита // Региональная геология и металлогения, 2013, № 54, с. 45—59.

Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 5, с. 44—69.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоуспенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология, 2016, т. 24, № 6, с. 587—606.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис... д.г.-м.н., СПб., ИГГД РАН, 2003, 78 с.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовых областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология, 2004, т. 12, № 1, с. 46—67.

Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Ю.И., Атрашенков Л.Я., Авдзейко Г.В. Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия, 1963, № 12, с. 1140—1144.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

Молчанов А.В., Князев В.Ю., Худoley А.К. Тектонофлюидные зоны Анабарского щита и их рудоносность // Региональная геология и металлогения, 2011, № 47, с. 96—106.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизийные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb-геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные // ДАН, 2009, т. 428, № 3, с. 386—391.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (2), с. 312—332.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикина Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизийных зон и связанных с ними аноксигенов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 163—180.

Смелов А.П. Оленекское поднятие // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., Маик «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 107—108.

Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология, 2012, т. 20, № 3, с. 315—330.

Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск, РИЦ НГУ, 2014, 120 с.

Туркина О.М., Бибикина Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779—783.

Шарпенков Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения, 2013, № 56, с. 40—50.

- Шпунт Б.Р., Нужнов С.В.** О нижнем протерозое северо-востока Сибирской платформы // Советская геология, 1973, № 12, с. 144—147.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.** Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1979, 215 с.
- Chappell B.W.** Aluminium saturation in *I*- and *S*-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 535—551.
- Chappell B.W., White A.J.R.** Two contrasting granite types // *Pacific Geol.*, 1974, v. 8, p. 173—174.
- Chappell B.W., White A.J.R.** *I*- and *S*-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1992, v. 83, p. 1—26.
- Condie K.C.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.*, 1993, v. 104, p. 1—37.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.
- Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L.M., Mazukabzov A., Stanevich A.M., Sklyarov E.** Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29, p. 169—174.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
- Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krinsky R.Sh.** The origin of the 1.73—1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, 1997, v. 69, № 3, p. 295—312.
- Liew T.C., Finger F., Höck V.** The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting // *Chem. Geol.*, 1989, v. 76, p. 41—55.
- Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta, Part B: At. Spectrosc.*, 2003, v. 58, p. 341—350.
- Patño Douce A.E., Johnston A.D.** Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 107, p. 202—218.
- Patño Douce A.E., Beard J.S.** Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 707—738.
- Pearce J.A.** Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*, 1996, v. 19, № 4, p. 120—125.
- Pin C., Zaldugui J.F.S.** Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Anal. Chim. Acta*, 1997, v. 339, p. 79—89.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D.** Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 661—691.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.** The age of the North Asian cratonic basement: An overview // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 279—288.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.
- Sylvester P.J.** Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45, p. 29—44.
- Wakita H., Schmitt R.A., Rey P.** Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*, 1970, p. 1685—1717.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.** *A*-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.
- Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M.** Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precambrian Res.*, 2009, v. 170, p. 256—266.