

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.4+552(235.31)

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ И АССОЦИИРУЮЩИЙ С НИМ МАГМАТИЗМ
В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА:

петрография, геохимия и геохронология

**И.В. Романова¹, А.Е. Верниковская¹, В.А. Верниковский^{1,2},
Н.Ю. Матушкин^{1,2}, А.Н. Ларионов³**

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

³ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

На примере щелочных и субщелочных массивов Енисейского кряжа показаны условия образования и эволюции щелочного и ассоциирующего с ним магматизма в западном обрамлении Сибирского кратона. Приведены петрографические, минералогические, геохимические и геохронологические данные для пород Среднетатарского и Ягодкинского массивов, локализующихся в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Железистые, метаалюминиевые разновидности, обогащенные редкими элементами (Nb, Ta, Zr, Hf, РЗЭ), составляющие большинство исследуемых пород, образовывались на этапах фракционной кристаллизации щелочной магмы в обстановке активной континентальной окраины на западе Сибирского кратона в позднепротерозойское время — 690—710 млн лет назад. Эти породы ассоциируют с обогащенными Nb породами — лейкогранитами *A*-типа и карбонатитами. Sm/Nd и Rb/Sr изотопные данные позволяют предполагать доминирование мантийной компоненты в магматических источниках основных и средних пород, и процессы контаминирования этой магмой разных объемов континентального корового материала.

Щелочной магматизм, минералогия, петрография, геохимия, геохронология, неопротерозой, активная континентальная окраина, юго-западное обрамление Сибирского кратона.

NEOPROTEROZOIC ALKALINE MAGMATISM AND ASSOCIATED IGNEOUS ROCKS
IN THE WESTERN FRAMING OF THE SIBERIAN CRATON:
PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY, AND GEOCHRONOLOGY

I.V. Romanova, A.E. Vernikovskaya, V.A. Vernikovskiy, N.Yu. Matushkin, and A.N. Larionov

The formation and evolution conditions for alkaline magmatism and associated igneous rocks in the western framing of the Siberian craton are shown by the example of alkaline and subalkaline intrusive bodies of the Yenisei Ridge. We present petrographic, mineralogical, geochemical, and geochronological data for the rocks of the Srednetatarka and Yagodka plutons, located within the Tatarka–Ishimba suture zone. Ferroan and metaluminous varieties enriched with rare elements (Nb, Ta, Zr, Hf, REE) are making up most of the studied rocks. They formed at the stages of fractional crystallization of alkaline magma in a setting of active continental margin in the west of the Siberian craton in the Late Neoproterozoic (710–690 Ma). As differentiates of mantle magmas, these rocks associate with Nb-enriched rocks — *A*-type leucogranites and carbonatites. Sm/Nd and Rb/Sr isotopic data imply a predominance of the mantle component in the magmatic sources of the mafic and intermediate rocks as well as contamination of various volumes of continental crustal material by this magma.

Alkaline magmatism, mineralogy, petrography, geochemistry, geochronology, Neoproterozoic, active continental margin, southwestern framing of the Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

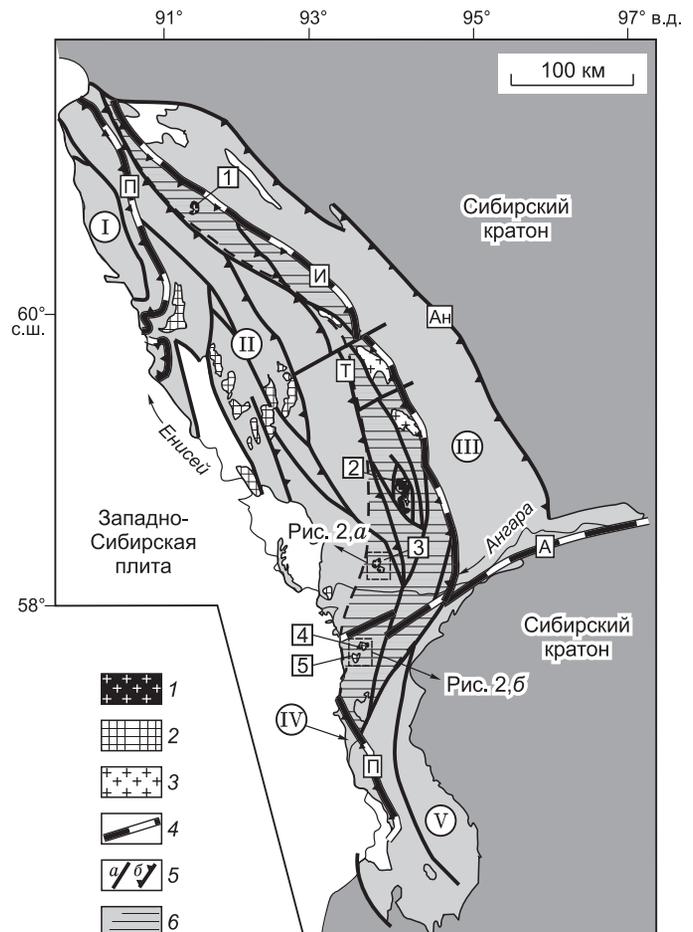
Щелочные магматические породы в неопротерозойской аккреционно-коллизонной структуре Енисейского кряжа (юго-западное обрамление Сибирского кратона) образуют небольшие массивы, размещенные в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны С и С-3 простирания, разделяющей аккрецированные террейны и пассивную континентальную окраину [Vernikovskiy et al., 2003, 2007] (рис. 1). Эта сутурная зона является одним из главных и длительно развивающихся структурных элементов региона [Верниковский и др., 2011]. Она вмещает коллизонные граниты с U/Pb возрастом 760—750 млн лет, согласно [Верниковская и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003], и сформированные вслед за ними поздненеопротерозойские щелочные породы, изучению которых посвящена эта статья. Поздненеопротерозойский комплекс щелочных и ассоциирующих с ними пород завершает докембрийскую эволюцию магматизма в регионе, формируясь одновременно и субпараллельно с островодужными магматическими породами Приенисейского пояса офиолитов и островных дуг, которые около 700—630 млн лет назад аккрецировали к Сибирской окраине [Верниковский и др., 1999, 2001, 2008]. При этом островодужные образования и офиолиты на западе орогена трассируют Приенисейскую сутурную зону, к которой приурочены и наиболее поздние субщелочные и щелочные анорогенные магматические образования — девонские гранитоиды А-типа, а также щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и ассоциирующие с ними карбонатиты триасового возраста [Верниковская и др., 2010].

В северной части Татарско-Ишимбинской сутурной зоны находятся субщелочные и щелочные вулканические и субвулканические породы захребетнинского комплекса, выполняющие Верхневороговскую грабен-синклинали. Они представлены субщелочными базальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахидолеритами, тешенитами, щелочными трахитами, щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами и другими породами [Динер, 2000]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст биотита из трахидолерита этого комплекса составляет 696 млн лет, согласно [Постников и др., 2005]. Это тектонотермальное событие происходило синхронно с образованием в краевой части Верхневороговской грабен-синклинали лейкогранитов А-типа кутукаского комплекса, учитывая U/Pb оценку возраста цирконов — 690 млн лет [Ножкин и др., 2008]. В центральной части Татарско-Ишимбинской тектонической зоны выявлены сиениты, граниты и лейкограниты А-типа Татарского массива с U/Pb возрастом цирконов из гранита 629 млн лет [Верников-

Рис. 1. Тектоническая схема Енисейского кряжа и геологическое положение массивов татарского комплекса, по [Верниковский и др., 2008, с дополнениями].

1 — татарский комплекс активной континентальной окраины (щелочные, нефелиновые и кварцевые сиениты, ийолиты, трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидолериты, тешениты, щелочные трахиты, карбонатиты, граниты А-типа), 711—630 млн лет; 2 — постколлизонный глушихинский лейкогранитный комплекс, 750—720 млн лет; 3 — синколлизонный аяхтинский гранитоидный комплекс, 760—750 млн лет; 4 — границы террейнов; 5 — разломы (а), надвиги (б); 6 — Татарско-Ишимбинская сутурная зона.

Террейны: I — Исаковский, офиолитовый и островодужный комплексы с плагиогранитами (697 млн лет); II — Центрально-Ангарский, метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций флишоидные и карбонатные отложения (MP-NP), Рыбинско-Панимбинский офиолитовый пояс (MP), коллизонные гранитоиды тейского комплекса (880—865 млн лет); III — Восточно-Ангарский, терригенно-карбонатные отложения пассивной континентальной окраины Сибирского кратона (MP-NP); IV — Предивинский, офиолитовый и островодужный комплексы с плагиогранитами (628 млн лет) и риолитами (637 млн лет); V — Ангаро-Канский, преимущественно гранулит-амфиболитовые комплексы (PP₃). Массивы: 1 — Захребетнинский, 2 — Татарский, 3 — Среднетатарский, 4 — Ягодкинский, 5 — Чистопольский. Разломы: А — Ангарский, Ан — Анкиновский, И — Ишимбинский, Т — Татарский, П — Приенисейский.



кий, Верниковская, 2006], прорывающие крутопадающие тела карбонатитов пенченгинского комплекса [Забродин, Малышев, 1975]. Последние ассоциируют с обогащенными Nb фенитами. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценки возраста карбонатитов варьируются в широком интервале [Врублевский и др., 2011]: по магнезиоарфведсониту — 725 млн лет и флогопиту — 637 млн лет. В этой же части тектонической зоны находятся нефелиновые сиениты Среднетатарского массива. K/Ar, Rb/Sr и Sm/Nd возрастные оценки для различных минералов (нефелина, лепидомелана, альбита, эгирина, флюорита, биотита и мусковита) и валовому составу из щелочных пород этого массива также не являются однозначными, характеризуя широкий временной интервал от 675 до 610 млн лет [Свешникова и др., 1976, Сазонов и др., 2007]. В южной части Татарско-Ишимбинской зоны выявлены щелочные сиениты, ассоциирующие с гранитами, относимые к Ягодкинскому массиву [Кузнецов, 1941, 1988; Кренделев, 1971] и лейкограниты А-типа Чистопольского массива с U/Pb возрастом цирконов 683 млн лет [Верниковская и др., 2007]. Подобные объекты описаны в сутурных зонах южного обрамления Сибирского кратона на границе крупных орогенных поясов — в Восточном Саяне, Прибайкалье и Забайкалье [Ярмолюк, 1991; Ярмолюк и др., 2006].

В настоящей работе на примере щелочных и субщелочных интрузивных массивов Заангарского и Южно-Енисейского фрагментов Енисейского кряжа показаны условия образования и эволюции щелочного и ассоциирующего с ним магматизма в западном обрамлении Сибирского кратона. Приведены петрографические, минералогические, геохимические и геохронологические данные для пород Среднетатарского и Ягодкинских массивов, локализующихся в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Эти исследования базируются на изучении коллекции образцов, собранных авторами в периоды экспедиционных работ 2005—2008 гг. Полученные результаты важны для понимания природы и возраста щелочных и ассоциирующих с ними магматических образований, а также их места и роли в формировании орогенов активных континентальных окраин.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом с относительной погрешностью 1—5 %, ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Определение редкоземельных и других малых элементов получено методом ICP-MS с относительной погрешностью 5—10 %: для проб Ягодкинских массивов с помощью масс-спектрометров квадрупольного Agilent7500ce (Япония) и высокого разрешения ELEMENT 2 (Германия), ИГХ СО РАН (г. Иркутск), по методике [Smirnova et al., 2010]; для проб Среднетатарского массива на масс-спектрометре ELEMENT (Германия), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), по методике [Николаева и др., 2008]. Анализы минералов проводились на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Изотопные анализы U и Pb в сфене из пробы № 05-01-9-6 фойяита Среднетатарского массива выполнялись на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261, ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике [Krogh, 1973]. Точность определения U/Pb отношений составляет 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Аэробразивная обработка циркона проводилась по методике [Krogh, 1982]. Процедура предварительной кислотной обработки ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220 °C [Mattinson, 1994]. Обработка экспериментальных данных проводилась с применением программ PbDAT и ISOPLOT [Ludwig, 1991a,b, 1999]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1976]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975].

Кроме того, изотопные анализы U, Th и Pb в цирконах из той же пр. 05-01-9-6 фойяита Среднетатарского массива, из кварцевого сиенита пр. V-07-6 и гранита пр. V-07-5-2 Ягодкинских массивов выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004], используя вторично-электронный умножитель в режиме сканирования по массам от $^{196}(\text{Zr}_2\text{O})$ до $^{254}(\text{UO})$ (4 масс-спектра). Ионный ток потока первичных O_2^- для эллиптической аналитической точки $\sim 25 \times 20$ мкм, составлял $-4.0 \dots -5.0$ нА. Разрешение по массе $M/\Delta M \geq 4300$ (на 254 а.е.м.) исключает изобарные наложения в анализируемом диапазоне масс. Для анализа выбирали области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 [Wiedenbeck, 1995] и Temora [Black et al., 2003] в эпоксидную матрицу, шлифовали примерно до половины толщины и покрывали ~ 100 Å слоем 99.999 % золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодоллюминесценции (CL). Полученные результаты обрабатывали с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005 a,b], используя константы распада, предложенные в [Steiger, Jäger, 1976]. Поправка на нерадиоγενный свинец по модели [Stacey, Kramers, 1975] введена, используя измеренное $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Изотопный анализ Sm, Nd, Rb и Sr выполнен авторами на 7-коллекторном масс-спектрометре Triton T1, в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методикам, описанным ранее [Первов и др., 2005; Скублов и др., 2010].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Среднетатарский массив

Изучением Среднетатарского массива (прежнее название Заангарский массив) нефелиновых сиенитов геологи занимались начиная с 50-х годов прошлого века, а детальное геологическое исследование этого объекта в 1960—1970-х годах было вызвано особым интересом в связи с выявленной редкометальной минерализацией щелочных пород [Свешникова, 1965; Саванович, Сергеева, 1970; Свешникова и др., 1976; и др.].

Среднетатарский щелочной массив (рис. 2, а), расположенный в среднем течении р. Татарка представляет собой небольшой шток (площадь выхода на поверхности около 15 км²) неоднородного строения — центральная часть сложена полевошпатовыми ийолитами, в подчиненном количестве уртитам, а внешняя зона представлена щелочными сиенитами и доминирующими, относительно других щелочных пород, нефелиновыми сиенитами (фойяитами). Подобный шток-сателлит, но меньших размеров установлен к юго-востоку от массива. Оба штока локализованы в зоне пересечения разломов субширотного и северо-западного простирания. По геофизическим данным, они характеризуются одной вытянутой в северо-западном направлении аномалией силы тяжести. Эти интрузивы прорывают неопротерозойские слабометаморфизованные отложения, смятые в брахисинклинальную структуру субмеридионального простирания и представленные преимущественно известняками, содержащими прослой кварц-хлорит-серицитовых, иногда углеродистых сланцев, а на северо-востоке массива — глинистыми сланцами. Контактные зоны фойяитов имеют крутое залегание (65—90°), усложняются присутствием многочисленных апофиз мощностью 2—50 м и протяженностью до 100 м, приуроченных к участкам трещиноватости. К таким нарушениям в контактовой зоне, так же как и к более протяженным зонам трещиноватости ВСВ и ЗСЗ простирания внутри массива, приурочены многочисленные дайки и жилы фойяит-пегматитов, обогащенные редкометальной минерализацией. Контактново-метаморфические образования (ширина ореола до 200—500 м) представлены мраморизованными известняками, а вблизи контакта с глинистыми сланцами — кварцево-сланцевыми, андалузитовыми и пироксеновыми роговиками с рутилом, турмалином и гранатом. В ийолитах, образующих в апикальной части массива вытянутое в северо-западном направлении тело, на контакте с фойяитами устанавливаются многочисленные ксенолиты известняков и сланцев размерами до сотен метров. Сланцы из ксенолитов сохраняют элементы сланцеватости, ориентировка которой соответствует элементам слоистости вмещающих пород. Ийолиты вблизи контактов и в зонах трещиноватости интенсивно микроклинизированы и альбитизированы и местами приобретают такситовую структуру, а фойяиты обогащены темноцветными минералами. Присутствие ксенолитов ийолитов в фойяитах, и, напротив, инъекций последних в ийолитах показывает, что ийолиты кристаллизовались несколько раньше, чем фойяиты. Геологическое положение Среднетатарского массива и его сателлита, а также расположенных в этой тектонической зоне в 80 км к северо-востоку от них карбонатитов пенченгинского комплекса [Забродин, Малышев, 1975], однозначно указывает на то, что их внедрение происходило после аккреции террейнов и становления Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Ориентировка структурных элементов и самих магматических тел указывает на их генетическую связь с тектоническими процессами в пределах этой зоны.

Ягодкинский массив

Геологическое описание щелочных пород Ягодкинского массива базируется на работах Ю.А. Кузнецова [1941], Ф.П. Кренделева [1971] и материалах разномасштабных геологических карт [Глазырин, Врублевич, 1967; Саванович, Сергеева, 1970; Качевский и др., 1998]. Ягодкинский массив, расположенный в бассейне рек Ягодкина и Малая Ягодкина, представлен группой вытянутых в плане штоков сиенитов, включая щелочные разности, прорывающих биотитовые и биотит-мусковитовые, часто разgneйсованные граниты и лейкограниты (см. рис. 2, б). Ю.А. Кузнецов [1941], впервые изучивший щелочные сиениты этого массива, отмечал, что эти породы отличаются исключительной свежестью и не обнаруживают следов катаклаза. Тела щелочных пород имеют субмеридиональное простирание, характеризующаясь в плане овальной формой (длина 1—2.5 и ширина ~ 0.5 км). В ассоциации с сиенитами встречены небольшие проявления трахибазальтов, формирующие потоки в виде канатных лав. Граниты и сиениты размещены в толще преимущественно метапелитов — метапесчаников, уровень метаморфических изменений которых соответствует зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Кислые интрузивные породы относятся к известково-щелочной и щелочно-известковой магматическим сериям. Среди них присутствуют слабопераломиниевые, обогащенные железом породы, относящиеся к лейкогранитам А-типа. Юго-западнее этих магматических тел находится позднеопротерозойский Чистопольский массив, сложенный лейкогранитами А-типа, вмещающими породами которого являются палеопротерозойские гнейсы и плагиогнейсы кузеевского комплекса. Гранитоиды формируют широкий контактовый

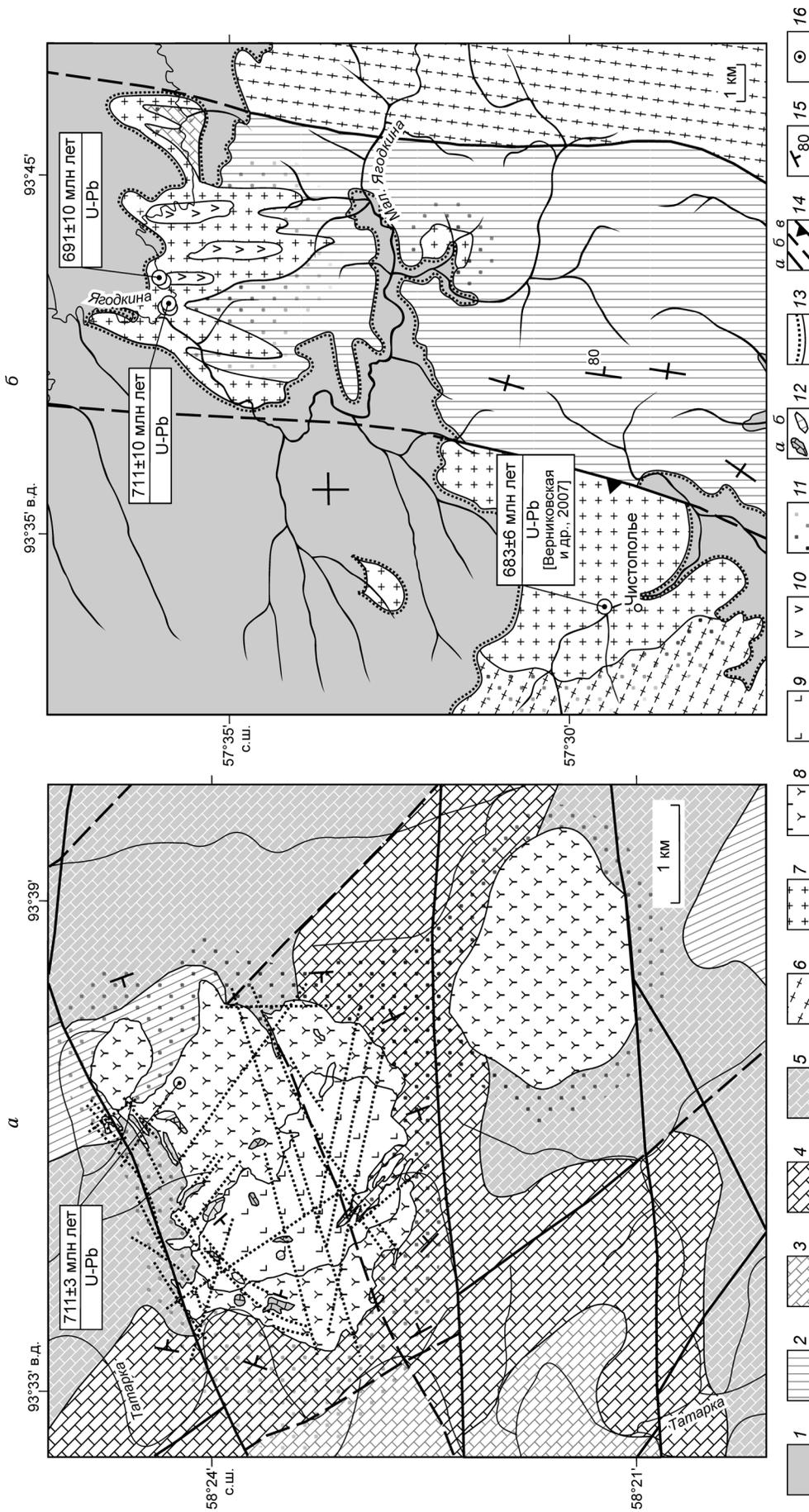


Рис. 2. Геологические схемы Среднетатарского (а) и Ягодкинского (б) щелочных массивов, с использованием [Глазырин, Врублевич, 1967; Саванович, Сергеева, 1970; Свешникова и др., 1976; Качевский и др., 1998].

1 — осадочный чехол: глины, пески, супеси, галечники (P_3-N_1); 2 — широкинская серия, сухорептинская (киргитейская) свита: сланцы глинистые, метапесчаники, трахибазальты (NP_{1-2}); 3—5 — известняки токминской (горевской) свиты (NP): 3 — нижняя подсвита, 4 — средняя подсвита, 5 — верхняя подсвита; 6 — кузевский комплекс Ангаро-Канского террейна: плагиогнейсы, гнейсы (PP_3); 7 — граниты, гнейсограниты и лейкограниты А-типа, 711—683 млн лет; 8, 9 — Среднетатарский массив, 711 млн лет; 8 — щелочные и нефелиновые сиениты, 9 — ийолиты; 10 — щелочно-полевшатовые сиениты, трахибазальты Ягодкинского массива, 691 млн лет; 11 — ореолы контактового метаморфизма; 12 — ксенолиты карбонатного и терригенно-карбонатного составов — метасланцев и известняков (б); 13 — стратиграфически несогласные контакты; 14 — разлом достоверный (а), предполагаемый (б), взросовой кинематики (б); 15 — залегание; 16 — места отбора проб на U/Pb геохронологические исследования.

ореол ороговикованных пород. Магматические тела Ягодкинского и Чистопольского массивов приурочены к крупным разломам ССЗ простирания, которые включаются в южный фрагмент Татарско-Ишимбинской тектонической зоны, находящейся в север-северо-западной части Южно-Енисейского кряжа ([Качевский и др., 1998] и др. материалы геологических съемок). Пространственная близость, ориентировка и приуроченность кислых интрузивов к одним и тем же структурам, позволяет предполагать близкое время их становления.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Среднетатарский массив

Большинство исследуемых образцов щелочных пород было собрано из коренных береговых обнажений левого берега р. Татарка (правый приток Ангары) и элювиальных развалов на северной и северо-западной окраинах Среднетатарского массива. Среди них — нефелиновые сиениты (фойяиты), щелочные сиениты и полевошпатовые ийолиты.

Химические составы минералов исследуемых магматических пород представлены в табл. 1—4.

Фойяиты представлены средне- и крупнозернистыми, а также пегматоидными разновидностями, состоящими главным образом из калиевого полевого шпата (микроклина) (40—65 об. %), нефелина (30—40 об. %) и эгирина (5—15 об. %), для которых характерна пойкилитовая структура. В этих породах распространены сфен и флюорит, встречаются отдельные зерна арфведсонита, биотита, астрофиллита, а также устанавливаемые чаще в пегматитах эвдиалит, пироклор, анальцим. Длина зерен калиевого полевого шпата и нефелина варьирует от 0.5—2 мм и до 15 см в пегматите, а для эгирина составляет от 0.1—0.3 мм до 8 см в пегматите, с учетом данных Е.В. Свешниковой с соавторами [1976]. У арфведсонита длина зерен меняется от 0.1—4 мм до 2 см в пегматите, тогда как у биотита она не превышает первых миллиметров. Астрофиллит образует как отдельные пластины длиной < 0.5 мм, так и радиаль-

Таблица 1. Результаты микронзондовых исследований представительных зерен главных алюмосиликатных минералов из щелочных и субщелочных пород Среднетатарского и Ягодкинского массивов

Компонент	ПИ	ФП	ЩС	ЩПС	КС2	ТБ	ТБ	ТБ	ПИ	Ф	ФП	ЩС	ЩПС	КС1	ПИ	Ф	ФП
	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Nph	Nph	Nph
SiO ₂ , мас. %	65.0	65.3	65.2	64.7	64.9	56.6	51.0	53.3	67.9	69.6	69.7	69.5	69.3	68.9	43.6	43.2	42.3
TiO ₂	0.10	0.13	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00	0.07	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.28
Al ₂ O ₃	18.1	18.3	17.4	18.3	18.4	27.8	30.7	29.1	19.2	19.1	19.0	18.4	19.6	19.4	34.4	33.7	34.5
Fe ₂ O ₃	0.02	0.19	0.11	0.00	0.07	0.10	0.03	0.24	0.03	0.11	0.17	0.61	0.00	0.00	0.51	0.27	0.32
MnO	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.34	0.01	0.04	0.00	0.00	0.20	0.01	0.00	0.01
MgO	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.06	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.05	0.01	0.01	0.01
CaO	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00	10.7	14.0	11.8	0.03	0.00	0.04	0.02	0.03	0.26	0.05	0.00	0.12
Na ₂ O	0.29	0.56	1.08	0.46	1.00	5.30	3.28	4.40	11.9	11.9	10.7	11.6	11.8	11.7	16.0	16.5	16.3
K ₂ O	16.0	14.2	15.6	16.2	15.4	0.07	0.04	0.14	0.09	0.02	0.09	0.15	0.13	0.06	5.98	6.15	6.65
Сумма	99.56	98.81	99.42	99.78	99.88	100.55	99.08	99.04	99.54	100.85	99.87	100.22	100.78	100.60	100.46	99.86	100.40
Si, ф.е.	3.01	3.02	3.03	3.00	3.00	2.53	2.34	2.43	2.99	3.01	3.03	3.03	3.00	2.99	8.30	8.31	8.13
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04
Al	0.99	1.00	0.95	1.00	1.00	1.46	1.66	1.57	1.00	0.98	0.97	0.94	1.00	1.00	7.73	7.64	7.81
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.04	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.68	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
Na	0.03	0.05	0.10	0.04	0.09	0.46	0.29	0.39	1.02	1.00	0.90	0.98	0.99	0.99	5.90	6.16	6.07
K	0.95	0.84	0.93	0.96	0.91	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	1.45	1.51	1.63
Сумма	4.98	4.92	5.01	5.00	5.00	4.97	4.98	4.98	5.02	4.99	4.92	4.98	5.00	5.00	23.48	23.68	23.75

Примечание. Среднетатарский массив: ПИ — полевошпатовый ийолит, пр. 05-01-9-12; Ф — фойяит, пр. 05-01-9-10; ФП — фойяит-пегматит, пр. 05-01-9-16; ЩС — щелочной сиенит, пр. 05-01-9. Ягодкинский массив: ТБ — трахибазальт, пр. V-07-6-3; ЩПС — щелочно-полевошпатовый сиенит, пр. V-07-7-1; КС1 и КС2 — кварцевые сиениты, пр. V-07-6-4 и V-07-6 соответственно. Кристаллохимические формулы нефелинов рассчитаны на 32 атома кислорода, а для остальных минералов — на 8 атомов кислорода. Для таблиц 1—4 используются аббревиатуры названий минералов, по [Whitney, Evans, 2010].

Компо- нент	1 (ц*)	1 (к)	2	3	4	5 (к)	5 (к)	6	7	8	9	10	11	12	13а	13б	14	15	16	17	18	19	20
Zr	—	—	—	—	—	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00
Nb	—	—	—	—	—	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	—	—	0.01	0.01	0.03	—	0.02	0.04	0.02
Ce	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00
Сумма	15.45	15.70	15.65	15.60	15.20	15.73	15.85	15.88	15.79	15.80	15.92	15.07	15.03	15.52	15.76	15.82	15.65	15.81	15.74	2.00	2.00	2.00	2.00
Cl	0.04	0.07	0.10	0.06	0.01	0.10	0.15	0.35	0.15	0.11	0.09	0.01	0.00	—	0.05	0.05	0.33	0.32	0.05	—	—	—	—
mg**	0.59	0.51	0.48	0.56	0.69	0.08	0.06	0.06	0.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.60	0.59	0.06	0.01	0.04	—	—	—	—

Примечание. Кристаллохимические формулы амфиболов (1—11) рассчитаны на 23 атома кислорода, биотитов (12—16) — на 22 атома кислорода, ильменитов (17—19) и гематитов (20) — на 2 атома катиона и 3 атома кислорода. Составы роговых обманок (1—9) пересчитаны на формулы по методу, предложенному Дж.К. Шумахером [Leake et al., 1997], при этом Fe³⁺ рассчитано как среднее между максимальным и минимальным допустимыми значениями. Для гронеритов (10—11) содержание Fe³⁺ отвечает 0. Измеренное суммарное содержание Fe в ильменитах и гематитах было пересчитано на FeO и Fe₂O₃ на основе стехиометрии. Прочерк — не анализировалось.

* к — край, ц — центр.

** mg = Mg/(Mg + Fe²⁺).

но-лучистые агрегаты размером до 3—10 см в пегматите. Зерна флюорита, сфена и апатита сопоставимы по своим размерам, составляя десятые доли миллиметра, реже первые миллиметры.

Щелочные сиениты — лейкократовые среднезернистые породы, сложенные калиевым полевым шпатом (~ 70 об. %), альбитом (~ 15 об. %) и эгирином (до 15 об. %). В небольших количествах присутствуют биотит, флюорит и циркон. Калиевый полевой шпат-пертит образует порфиновые вкрапленники длиной около 5 мм. В промежутках между зернами калиевого полевого шпата и альбита располагаются зерна и сростки темноцветных минералов — эгирина, биотита длиной 0.3—0.5 мм, реже до 2 мм.

Полевошпатовые ийолиты — темно-серые среднекрупнозернистые породы с такситовой текстурой. В них доминируют нефелин (45—50 об. %), калиевый полевой шпат (20—25 об. %), эгирин-авгит (25—30 об. %), среди аксессуарных минералов присутствуют сфен, апатит и флюорит.

Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные или гипидиоморфные удлиненные зерна, в фойяитах и ийолитах минерал проявляет микроклиновую решетку. В калиевом полевым шпате часто устанавливаются пойкилитовые включения большинства магматических минералов (рис. 3, а, б). Альбитизация и пелитизация — обычные вторичные изменения этого минерала. Полевые шпаты близки к беспримесным минералам. В калиевом полевым шпате, так же как в альбите, установлены небольшие содержания Na и Fe (см. табл. 1). От фойяита к фойяит-пегматиту в альбите содержание Na снижается, а Fe увеличивается.

Нефелин образует гипидиоморфные зерна с фрагментами шести- и четырехугольных сечений. Минерал замещается либнеритом, иногда канкринитом. В нефелинах установлена повышенная концентрация SiO₂ и низкая K₂O (см. табл. 1). В кристаллохимических формулах этих минералов содержание калия находится на нижнем пределе, составляя < 1 ф.е. В фойяитах и их пегматитах в нефелинах с увеличением содержаний SiO₂ и Al₂O₃ наблюдается уменьшение суммы Na₂O + K₂O (от 22.65 до 20.53 мас. %) и значений отношений Na₂O/K₂O (2.68—3.25). Небольшое содержание примесей Fe³⁺ и Mg в нефелинах увеличивается в наиболее поздних магматических образованиях — фойяит-пегматитах.

Щелочной пироксен в фойяитах и щелочных сиенитах образует гипидиоморфные удлиненные зерна, в фойяит-пегматитах часто встречается в виде радиально-лучистых агрегатов, а в полевошпатовых ийолитах распространены мелкие пойкилитовые включения этого минерала в нефелине и калиевом полевым шпате. Пироксены из фойяитов отвечают составам эгирина, из полевошпатовых ийолитов — эгирин-авгита, а из щелочных сиенитов — той и другой минеральной разновидности (рис. 4, а). Тренд эволюции состава Ca-Na пироксенов в сторону увеличения эгиринового компонента от полевошпатовых ийолитов и щелочных сиенитов к фойяитам отчетливо наблюдается на диаграмме Di-Hed-Aeg (см. рис. 4, б). В пироксенах в зонах с более высокими содер-

Таблица 4. Результаты микронзондовых исследований представительных зерен астрофиллита и сфена из пород Среднетатарского и Ягодкинского массивов

Компонент	ФП			ПИ		ТБ		КС1		
	Ast	Ast	Ast	Spn						
SiO ₂ , мас. %	33.8	34.4	33.9	29.1	29.7	30.0	30.8	29.7	29.2	29.9
TiO ₂	11.0	10.5	10.5	32.6	33.7	35.6	36.3	33.7	28.6	31.9
Al ₂ O ₃	1.43	1.83	1.38	2.08	1.70	2.96	2.48	2.80	3.85	2.87
Fe ₂ O ₃	—	—	—	2.71	2.46	0.92	0.62	2.03	2.50	2.01
FeO	26.9	26.2	25.2	—	—	—	—	—	—	—
MnO	10.5	9.89	10.8	0.02	0.02	0.05	0.03	0.20	0.15	0.13
MgO	0.33	0.27	0.38	0.04	0.06	0.10	0.06	0.02	0.01	0.04
CaO	1.88	1.75	1.80	26.4	26.7	27.4	26.9	27.5	26.9	27.2
Na ₂ O	1.93	1.91	2.01	0.12	0.13	0.05	0.03	0.07	0.06	0.08
K ₂ O	6.03	6.03	5.64	0.06	0.05	0.20	0.00	0.02	0.00	0.01
SrO	—	0.11	—	—	—	—	—	0.01	0.00	0.00
ZrO ₂	0.78	1.23	—	—	—	—	—	0.06	0.04	0.06
Nb ₂ O ₅	0.45	1.09	—	—	—	—	—	0.96	4.01	1.98
Ce ₂ O ₃	0.40	—	—	—	—	—	—	0.00	0.05	0.00
F	—	—	2.06	1.21	0.94	1.28	0.72	—	—	—
-O = F	—	—	0.61	0.36	0.28	0.38	0.21	—	—	—
Сумма	95.52	95.19	92.99	93.88	95.17	98.28	97.71	97.02	95.33	96.11

Примечание. Ast — астрофиллит, Spn — сфен.

жаниями Ti устанавливаются более низкие концентрации Fe (см. табл. 2). Зональность кристаллов эгирина наблюдается, к примеру, в индивидах со структурой «песочных часов», выраженная повышением концентрации Ti в секторах роста граней ромбической призмы пироксена по сравнению с секторами роста пинакоида {100} (см. рис. 3, б).

Щелочной амфибол встречается в фойяитах и фойяит-пегматитах в виде единичных таблитчатых и ксеноморфных зерен, а также их агрегатов в пегматитовых жилах. Минерал присутствует в метасоматических альбит-арфведсонитовых образованиях по нефелиновым сиенитам, формируя мелкозернистый агрегат и тонкие каемки, замещая эгирин. Е.В. Свешниковой с соавторами [1966] он отнесен к фторсодержащей магнезиальной разновидности, содержащей примеси F, Mn, Li, Ti, Zn, Rb, Cs и Zr. Близкий по составу амфибол — фтормагнезиоарфведсонит — был выявлен в различных участках вишневогорского щелочного комплекса на Южном Урале, как во флогопит-амфиболовых породах (фенитах), ассоциирующих с карбонатами в Вишневых горах, так и в метагипербазитах Ильменогорского миаскитового массива [Баженов и др., 2000].

Биотит темно-коричневого цвета присутствует в фойяитах и их пегматитах. В этом минерале из фойяит-пегматита установлены высокие содержания Fe²⁺, менее Al и низкие — Mg, что характерно для биотитов из нефелиновых сиенитов [Дир и др., 1966]. Среди примесей в нем присутствуют Ti, Mn, Na, Ca и Nb (см. табл. 3). Биотит из фойяитов относится к железистой разновидности с содержанием 65—70 % аннитового, 25—30 % сидерофиллитового и ~ 5 % флогопитового миналов, по [Micas, 1984; Rieder, 1998] (рис. 5). В слюдах Среднетатарского массива находятся также Rb, Cs и Li [Свешникова и др., 1976].

Астрофиллит встречается в небольших количествах в фойяитах, фойяит-пегматитах. Время его кристаллизации близко к эгирином и биотитом (см. рис. 3, в). В астрофиллите из фойяит-пегматита устанавливаются невысокие концентрации Ti, присутствуют примеси Mn, Mg, Ca и Al, в меньших количествах — Ce, Sr, Zr и Nb (см. табл. 3).

Сфен широко распространен как в полевошпатовых ийолитах, так и фойяитах. Он образует одиночные зерна с клиновидным поперечным сечением, иногда их сростки (см. рис. 3, з). Минерал часто присутствует в виде пойкилитовых включений в нефелине, калиевом полево шпате, эгирине (см. рис. 3, а). В полевошпатовом ийолите установлена обогащенная Fe³⁺ и Al³⁺ разновидность этого минерала, (см. табл. 4). В небольших количествах в нем присутствуют F, Mg, Mn, Na и K. В сфене из фойяитов выявлены участки пониженных концентраций Si и Ti, коррелирующие с повышенными содержаниями Ca, Nb и Zr (см. рис. 3, з). Наиболее поздней минеральной фазой, обогащенной Ce, La и F, замещающей сфен, является, вероятно, флюоцерит (см. рис. 3, д).

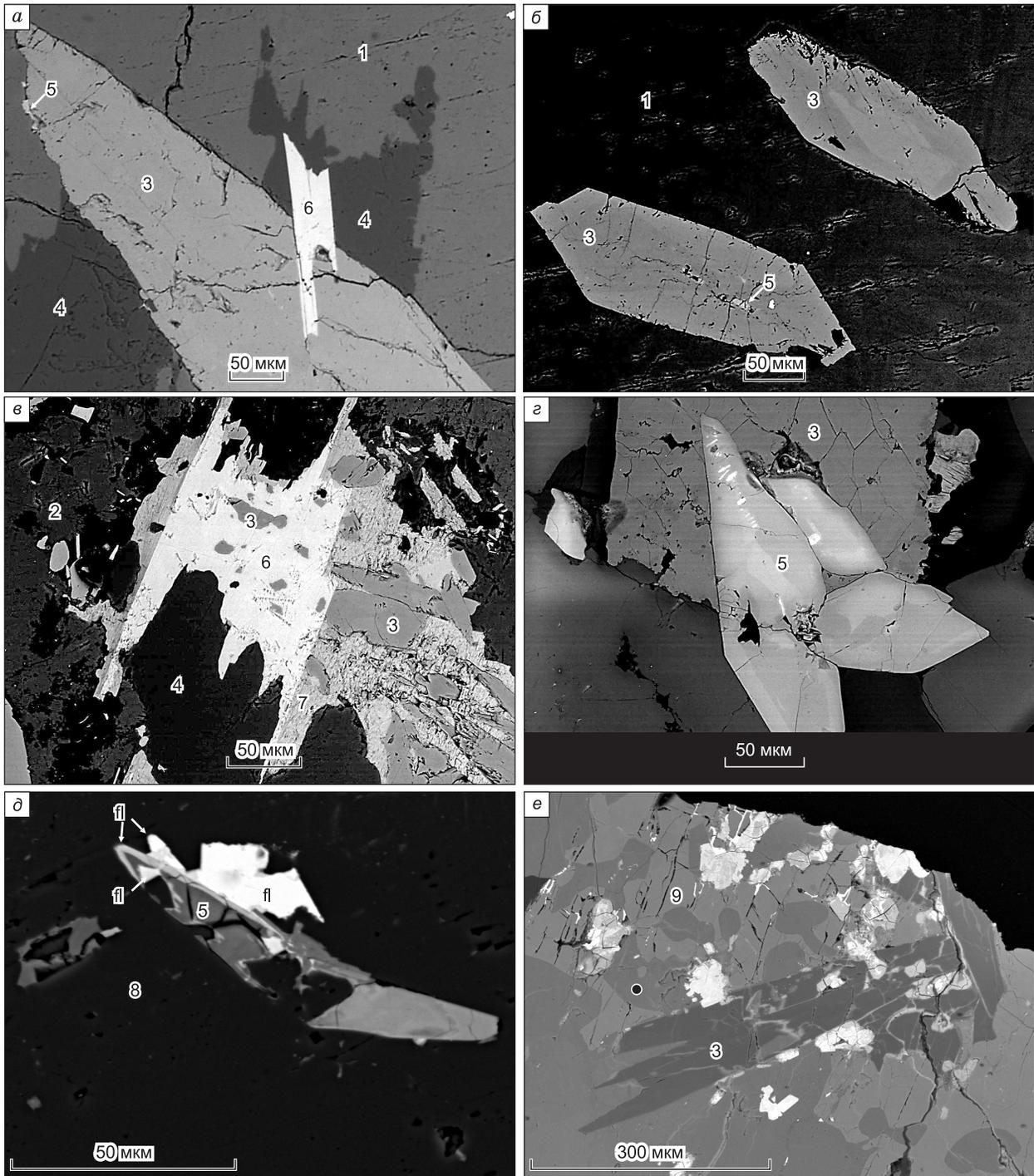


Рис. 3. Взаимоотношения минералов в фойяит-пегматитах, обр. 05-01-9-16 (а—в) и обр. 05-01-9-10 (д, е) и фойяите, обр. 05-01-9-14 Среднетатарского массива; изображения в обратнорассеянных электронах.

а — кристаллизация микроклина началась после образования сфена, эгирина и астрофиллита, время кристаллизации последних двух минералов частично совпадало. Альбит замещает микроклин; б — сфен — наиболее ранний минерал, заключенный внутри зерен эгирина; в — эпитактический сросток биотита с астрофиллитом, грань пинакоида {001} биотита нарастает на грань пинакоида {100} астрофиллита. Время кристаллизации астрофиллита и эгирина частично совпадало; г — сросток зерен сфена. В зерне сфена присутствуют ярко-белые субпараллельные удлиненные вставки минеральной фазы с повышенным, относительно сфена, содержанием Ca, Nb, Zr и пониженным — Si, Ti; д — зерно сфена в анальциме. Наиболее поздняя минеральная фаза (fl) белого цвета (флюоцерит?, (Ce,La)F₃) образует каемку вокруг сфена и замещает его; е — в эвдиалите присутствуют зоны (их несколько) со значительно меньшим содержанием легких РЗЭ и повышенным содержанием Zr, близкие по составу паракелдышиту (Na₂ZrSi₂O₇) — зоны более темные на фото, чем эвдиалит, подобно зоне с черным кружком. В зерне эвдиалита также присутствуют включения (их несколько) эгирина, минеральных фаз с повышенными содержаниями Nb (Nb₂O₅ до 60 %) и U — светло-серые зоны, а также фаз фторидов РЗЭ (флюоцерит?) — ярко-белые зоны. 1 — микроклин, 2 — нефелин, 3 — эгирин, 4 — альбит, 5 — сфен, 6 — астрофиллит, 7 — биотит, 8 — анальцим, 9 — эвдиалит.

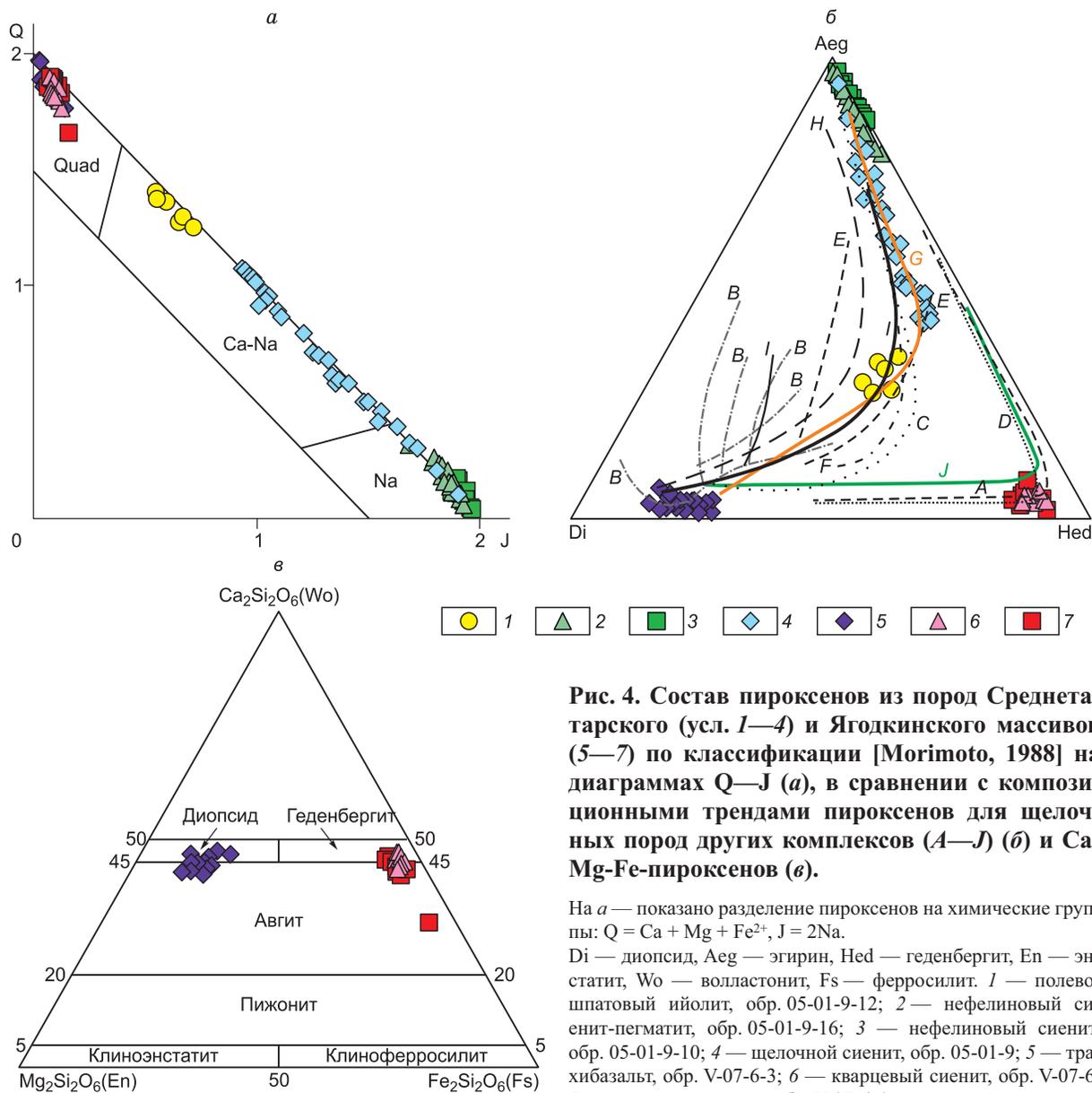


Рис. 4. Состав пироксенов из пород Среднетатарского (усл. 1—4) и Ягодкинского массивов (5—7) по классификации [Morimoto, 1988] на диаграммах Q—J (а), в сравнении с композиционными трендами пироксенов для щелочных пород других комплексов (А—J) (б) и Ca—Mg—Fe-пироксенов (в).

На а — показано разделение пироксенов на химические группы: Q = Ca + Mg + Fe²⁺, J = 2Na.

Di — диопсид, Aeg — эгирин, Hed — геденбергит, En — энстатит, Wo — волластонит, Fs — ферросилит. 1 — полевошпатовый ийолит, обр. 05-01-9-12; 2 — нефелиновый сиенит-пегматит, обр. 05-01-9-16; 3 — нефелиновый сиенит, обр. 05-01-9-10; 4 — щелочной сиенит, обр. 05-01-9; 5 — трахитобазальт, обр. V-07-6-3; 6 — кварцевый сиенит, обр. V-07-6; 7 — кварцевый сиенит, обр. V-07-6-4.

б — щелочные массивы и комплексы: А — Илимауссак, Юж. Гренландия [Larsen, 1976]; В — Фён, Норвегия [Mitchell, 1980]; С — Южный Корок, Ю. Гренландия [Stephenson, 1972]; D — Колдвел, Канада [Mitchell, Platt, 1983]; E — Альнё, Швеция [Node Vuorinen et al., 2005]; F — Гроннедал-Ика, Юж. Гренландия [Halama et al., 2005]; G — Мороту, Сахалин [Yagi, 1953]; H — Восточная Уганда [Tyler, King, 1967]; I — Айрон Хилл, Колорадо [Nash, 1972]; J — Нандевар, Австралия [Abbott, 1969].

Эвдиалит встречается в фойяит-пегматитах, зерна которого имеют розовый или розово-бурый цвет, часто изометричную форму выделений размером до 1 × 1 см. Он образует сростки с эгиринном и анальцимом, а также содержит включения идиоморфных зерен пироксена. Эвдиалит включает минеральные фазы, обогащенные Zr, Nb, PЗЭ, Се и U (см. рис. 3, д).

Анальцим присутствует в фойяит-пегматите как в виде отдельных зерен длиной до 5 мм, так и заполняет трещинки в эвдиалите, иногда эгирине, ассоциируя с Nb-, PЗЭ- и F-содержащими минералами — пироксеном, ферсмитом, флюоцеритом и сфеном (см. рис. 3, е).

Флюорит — широко распространенный акцессорный минерал в породах Среднетатарского массива, чаще всего имеет розовато-сиреневую или фиолетовую окраску. Он находится в виде идиоморфных зерен с квадратными сечениями шириной до первых миллиметров и их агрегата. Размещается в интерстициях между зернами других минералов, иногда ассоциируя с эгиринном и сфеном, а также в виде пойкилитовых включений в эгирине. В этом минерале найдены примеси Sr, Се, PЗЭ [Свешникова и др., 1976].

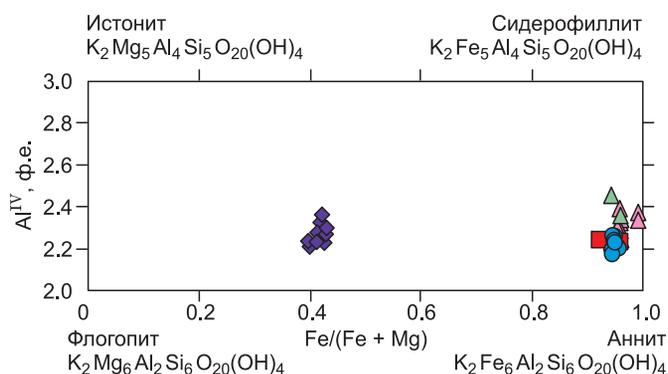


Рис. 5. Состав биотитов из пород Среднетатарского и Ягодкинского массивов на диаграмме $Al^{IV}-Fe/(Fe + Mg)$, по [Micas, 1984].

Синий круг — щелочно-полевошпатовый сиенит, обр. V-07-7-1. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4. Железо рассчитано из $FeO_{общ}$.

В щелочных породах Среднетатарского массива, по данным Е. В. Свешниковой с соавторами [1976], были установлены также ловенит, эвксенит, монацит, рамзаит, ильменит и другие обогащенные редкими элементами минералы.

Ягодкинский массив

Щелочные породы Ягодкинского массива, согласно [Кренделев, 1971; Кузнецов, 1988], представлены крупнозернистыми щелочными сиенитами с такситовой текстурой. Они состоят преимущественно из щелочного полевого шпата (90—95 %) и небольшого количества эгирина-авгита, роговой обманки, рибекита, биотита, сфена, циркона и ильменита. Ю.А. Кузнецовым [1988] отмечается, что в этих породах калиевый полевой шпат имеет антипертитовую структуру, проявляет микроклиновую решетку, часто образует карлсбадские двойники, тогда как эгирина-авгит обрастает рибекитом. Их прорывают жильные тела лампрофиров и сиенит-аплитов.

В настоящей работе мы исследовали субщелочные породы интрузивно-вулканической ассоциации Ягодкинского массива, собранные нами в русле и по бортам в среднем течении р. Ягодка (правый приток Енисея), среди которых установлены кварцевые и щелочно-полевошпатовые сиениты и трахибазальты. Каких-либо взаимоотношений с щелочными породами в полевых условиях наблюдать не удалось, что, очевидно, требует детального картирования этого геологического объекта.

Щелочно-полевошпатовые сиениты и кварцевые сиениты — серые средне- и крупнозернистые породы с такситовой текстурой. В такситовых обособлениях среди крупных зерен щелочного полевого шпата (размером до 2×3.5 мм) расположены сростки темноцветных минералов, ассоциирующие с аксессуарными и рудными минералами. В щелочно-полевошпатовых сиенитах содержания калиевого полевого шпата составляет ~ 85, биотита ~ 10 об. %, в небольших количествах присутствуют кварц, апатит, циркон и рудные минералы. Калиевый полевой шпат участками проявляет тонкую микроклиновую решетку, имеет антипертитовую и пертитовую структуры, обрастает каемкой альбита и образует двойники по карлсбадскому закону. В кварцевых сиенитах содержания калиевого полевого шпата уменьшаются до 55—70 об. %, кварца увеличиваются до 5—15 об. % и присутствует кислый (альбит-олигоклаз) плагиоклаз (10—15 об. %). В подчиненных количествах в них находятся темноцветные минералы — авгит, роговая обманка, грюнерит, биотит (вместе до 10 об. %), аксессуарные — циркон, сфен, апатит, флюорит и рудные — ильменит и гематит. Вторичные изменения — карбонатизация.

Трахибазальты — породы черного цвета с порфириковой структурой. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз (лабрадор) размером до 4—5 мм и авгит размером около 1 мм, занимающие соответственно 40—60 и < 10 % объема породы. В основной массе, составляющей 40—60 % объема породы, выявлены плагиоклаз, роговая обманка, биотит, сфен, циркон, рудные минералы, включая ильменит. Вторичные изменения плагиоклаза — соссоритизация.

Щелочные полевые шпаты и кислые плагиоклазы в щелочно-полевошпатовых и кварцевых сиенитах содержат примеси Fe^{3+} , Са, Mg и Mn, и, кроме того, в первых содержится Na, а во вторых — К (см. табл. 1). В трахибазальтах плагиоклазы зональны, отвечают лабрадорам с содержанием Са от 0.51 до 0.68 ф.е. и Al от 1.46 до 1.66 ф.е.

Пироксены в кварцевых сиенитах и трахибазальтах образуют гипидиоморфные зерна длиной до 1 мм, в которых часто сохраняются лишь реликтовые участки минералов. Замещение их происходит амфиболом, а также хлоритом и гидрооксидами железа.

В кварцевом сиените пироксены по составам соответствуют авгиту и геденбергиту, а в трахибазальте — авгиту и диопсиду, согласно классификации [Mogimoto et al., 1988], (см. табл. 2; рис. 4, а). В пироксенах из кварцевых сиенитов содержание геденбергитового минала составляет 83—90 %, диопсидового — 7—13 % и эгиринового — 2—8 %, а из трахибазальтов доминирует диопсидовый компонент, содержание которого, при тех же значениях эгиринового компонента, увеличивается до 71—83 % (см.

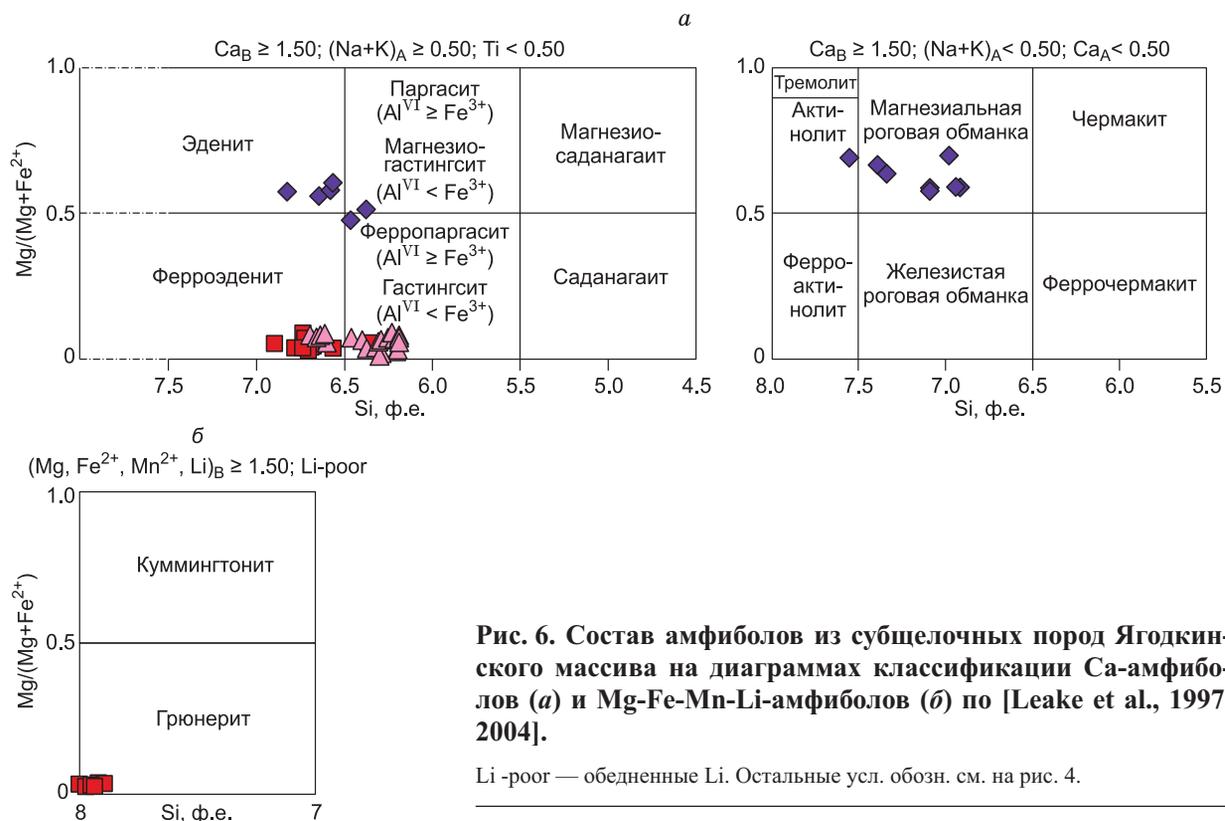


Рис. 6. Состав амфиболов из субщелочных пород Ягодкинского массива на диаграммах классификации Ca-амфиболов (а) и Mg-Fe-Mn-Li-амфиболов (б) по [Leake et al., 1997, 2004].

Li -poor — обедненные Li. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

табл. 2; рис. 4, в). В пироксенах из кварцевых сиенитов и трахибазальтов концентрации Na ниже, а Ca выше по сравнению с пироксенами из щелочных пород Среднетатарского массива. Максимальные концентрации Al установлены в этих минералах из трахибазальтов, а Ti — из фойзитов.

На диаграмме (см. рис. 4, б) устанавливается тренд эволюции состава пироксенов Ягодкинского массива от магнезиальных разностей из трахибазальтов, обогащенных диопсидовым компонентом, к железистым из кварцевых сиенитов, обогащенных геденбергитовым компонентом.

Роговая обманка распространена как первичный магматический минерал, в виде отдельных гипидиоморфных зерен (длиной до нескольких миллиметров) и многочисленных пойкилитовых включений (длиной до 0.1 мм) в калиевом полево шпате, и также является вторичным минералом. В роговых обманках содержание Ca составляет 1.66—1.91 ф.е., а содержание Ti не превышает 0.20 ф.е.

Согласно номенклатуре 1997 г. [Leake et al., 1997], в породах Ягодкинского массива установлены кальциевые амфиболы: в кварцевых сиенитах — гастингсит и ферро-эдениит, в трахибазальте — магнезиальная роговая обманка и эдениит, реже паргасит, ферропаргасит и актинолит. Гастингсит подвержен замещению биотитом с выделением избыточного кварца. Согласно номенклатуре 2004 г. [Leake et al., 2004], в некоторых кварцевых сиенитах Ягодкинского массива присутствует моноклинный Mg-Fe-Mn амфибол—грюнерит (см. рис. 6, а, б). Высокожелезистые разности амфибола ($mg < 0.09$), находящиеся в кварцевых сиенитах, обогащены Mn, Na и Cl, тогда как в трахибазальтах находятся магнезиальные амфиболы (mg до 0.70) (см. табл. 3). В амфиболах из кварцевых сиенитов установлены примеси Nb и Zr.

Биотит образует скопления, расположенные в межзерновом пространстве. Замещает роговую обманку или образует сростки с амфиболом, ильменитом и сфеном. В биотитах из щелочно-полевошпатовых и кварцевых сиенитов Ягодкинского массива по сравнению со слюдами из фойзит-пегматитов Среднетатарского массива, устанавливаются более высокие содержания K, Fe^{2+} и Ti и низкие — Al, Mg, Mn, Ca (см. табл. 3). В щелочно-полевошпатовых и кварцевых сиенитах биотиты содержат 70—85 % аннитового, 15—25 % сидерофиллитового и ~ 5 % флогопитового миналов, по [Micas, 1984; Rieder, 1998] (см. рис. 5). Биотиты из трахибазальтов в отличие от сиенитов имеют повышенные концентрации Mg и Al, пониженные — Fe^{2+} , Ti, Cl, Mn и содержат F (до 0.68 ф.е.). Концентрация в них аннитового, сидерофиллитового и флогопитового миналов составляет 50—40, 15—30 и 30—35 % соответственно. В биотитах из исследуемых массивов в виде примесей присутствуют Na и Nb.

Сфен по каемкам обрастает ильменит, находящийся в виде сростков и включений в амфиболе и биотите из кварцевых сиенитов и трахибазальтов. В нем также установлено пониженное содержание Ti по сравнению со стехиометрическим (см. табл. 4), что объясняется замещением Ti на Nb, Al, Fe, Zr и Ce.

Таблица 5.

Химический состав щелочных пород Среднетатарского массива

Компонент	ПШ ийолит	Фойяиты					Ще- лочной сиенит	Компонент	ПШ ийолит	Фойяиты					Ще- лочной сиенит
	05-01- 9-12	05-01- 9-14	05-01- 9-13	05-01- 9-6	05-01- 9-7	05-01-9	05-01- 9-12		05-01- 9-14	05-01- 9-13	05-01- 9-6	05-01- 9-7	05-01-9		
SiO ₂ , мас. %	51.21	56.28	57.27	57.87	59.35	64.53	Zr	1000	620	590	470	790	430		
TiO ₂	0.94	0.29	0.08	0.03	0.05	0.23	Nb	210	150	100	70	140	70		
Al ₂ O ₃ _{зобш.}	21.63	22.71	23.14	23.72	22.17	17.84	Cs	3.4	3.1	2.8	2.9	2.3	1.43		
Fe ₂ O ₃	5.85	3.57	2.7	2.17	2.86	3.59	Ba	700	850	30	15	9	170		
MnO	0.19	0.17	0.16	0.15	0.16	0.15	La	64	67	106	53	81	38		
MgO	0.4	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	Ce	93	102	165	81	126	31		
CaO	4.74	1.81	1.21	0.78	0.74	0.31	Pr	9.4	9.3	15.7	7.5	12.2	7.6		
Na ₂ O	9.12	8.36	8.68	9.87	9.29	6.65	Nd	29	27	45	22	35	25		
K ₂ O	4.46	5.54	5.13	4.16	4.43	5.72	Sm	4.7	3.5	6.1	3.3	5.4	4.9		
P ₂ O ₅	0.22	0.08	0.07	0.07	0.05	0.08	Eu	1.22	0.67	1.00	0.33	0.49	0.94		
П.п.п.	1.28	1.18	1.61	1.24	0.95	0.92	Gd	4.7	2.9	5.4	2.9	4.8	3.8		
Сумма	100.04	100.02	100.05	100.06	100.05	100.02	Tb	0.84	0.46	0.90	0.49	0.84	0.64		
Be, г/т	8.0	6.0	4.8	4.0	4.0	9.0	Dy	5.6	3.1	5.9	3.1	5.6	3.9		
Sc	2.0	0.94	0.92	0.85	0.95	2.49	Ho	1.3	0.66	1.3	0.69	1.3	0.78		
Ti	5 100	1 650	460	148	260	1 225	Er	4.4	2.2	4.1	2.4	4.0	2.4		
V	100	7.50	2.00	1.4	0.65	9.0	Tm	0.84	0.40	0.69	0.47	0.68	0.47		
Cr	7.5	10	5.0	8.0	9.0	13	Yb	5.4	2.9	4.3	3.5	4.7	3.4		
Co	4	1	< 1	< 1	< 1	5	Lu	0.76	0.48	0.63	0.60	0.71	0.54		
Ni	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	Hf	21	13	12	11	19	11		
Cu	8	8	5	6	4	5	Ta	5.9	5.5	3.4	4.8	10	5.1		
Zn	160	110	100	50	70	60	Pb	13	15	8	5	16	11		
Ga	39	28	34	31	32	28	Th	31	25	28	14	23	21		
Rb	200	230	250	250	280	310	U	8.0	4.7	7.1	2.6	7.5	7.1		
Sr	1100	730	70	30	13	50	(La/Yb) _{CN}	8.1	15.5	16.6	10.5	11.9	7.8		
Y	45	22	42	22	38	24	Eu/Eu*	0.79	0.64	0.53	0.33	0.30	0.67		
							(La/Sm) _{CN}	8.50	11.95	10.85	10.03	9.37	4.84		
							(Gd/Yb) _{CN}	0.70	0.81	1.02	0.67	0.83	0.90		

Примечание. Содержания элементов в отношениях нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995]: (La/Yb)_{CN}, (La/Sm)_{CN}, (Gd/Yb)_{CN} и Eu/Eu* = Eu_{CN}/[Gd_{CN} · Sm_{CN}]^{0.5}.

Апатит имеет небольшие зерна размером до 1.5 мкм с прямоугольными или шестиугольными сечениями. В виде включений часто находится в биотите или роговой обманке. Характеризуется наличием плеохроичных дворицков, указывающих на содержание в составе этого минерала радиоактивных элементов.

Флюорит образует изометричные или неправильной формы зерна сиреневого цвета. Установлен во включениях в роговой обманке, а также и в виде агрегатов зерен (размером до первых миллиметров в диаметре) совместно с кварцем в калиевом полевоом шпате.

Ильменит из кварцевых сиенитов содержит примеси Nb, Ce, Zr и Sr. Ниобий устанавливается также в гематите из этих пород Ягодкинского массива (см. табл. 4).

ГЛАВНЫЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Химические составы основных и средних пород Среднетатарского и Ягодкинского массивов представлены соответственно в таблицах 5 и 6. На обогащенную щелочами направленность указывает их положение в поле щелочной магматической серии на диаграмме Na₂O+K₂O-CaO (MALI) — SiO₂ по [Frost, Frost, 2008] (см. рис. 7, а). Наибольшее содержание щелочей (сумма K₂O + Na₂O = 12.37—14.03 мас. %) устанавливается в породах Среднетатарского массива с вариациями содержаний SiO₂ от 51.21 до 64.53 мас. % и преобладанием Na₂O над K₂O (Na₂O/K₂O = 1.2—2.4), в отличие от более обогащенных SiO₂ (61.85—66.82 мас. %) пород Ягодкинского массива (сумма K₂O + Na₂O = 11.27—12.02 мас. %) с широким разбросом значений отношения Na₂O/K₂O (0.7—2.3). Для пород Ягодкинского

Таблица 6.

Химический состав субщелочных пород Ягодкинского массива

Компонент	Трахитбазальты		ЩПС	Щелочные кварцевые сиениты			
	V-07-6-1	V-07-6-3	V-07-7-1	V-07-6-2	V-07-7-2	V-07-6-4	V-07-6
SiO ₂ , мас. %	46.28	48.10	61.85	63.60	64.09	66.42	66.82
TiO ₂	1.86	1.69	0.38	0.45	0.44	0.16	0.42
Al ₂ O ₃	19.70	14.12	17.28	17.35	16.11	17.25	14.72
Fe ₂ O ₃ общ.	9.75	11.45	5.27	4.30	6.29	3.84	5.47
MnO	0.15	0.23	0.12	0.10	0.18	0.11	0.15
MgO	5.23	8.27	0.16	0.36	0.15	< 0.05	0.22
CaO	12.02	10.97	1.42	1.92	1.94	1.18	1.74
Na ₂ O	2.94	2.80	4.88	6.09	5.23	5.62	4.75
K ₂ O	1.26	1.58	7.14	5.18	5.43	5.42	5.48
P ₂ O ₅	0.39	0.33	0.05	0.05	0.06	0.03	0.07
П.п.п.	0.49	0.53	1.47	0.51	0.16	0.00	0.28
Сумма	100.08	100.06	100.00	99.91	100.08	100.02	100.12
Be, г/т	1.2	4.0	8.7	6.5	7.1	9.3	6.3
Co	36.8	46.2	1.8	3.5	2.9	4.6	2.0
Cu	45	38	< 5	46	< 5	< 5	7
Zn	130	180	90	80	110	90	80
Ga	17.7	17.0	26.2	29.9	25.1	27.9	23.5
Ge	1.1	1.6	1.9	1.7	1.7	1.7	1.4
Rb	90	210	320	180	220	240	250
Sr	630	424	44	136	42	40	34
Y	22.1	32.8	31.0	82.4	50.0	31.5	56.8
Zr	165	213	189	1392	295	216	144
Nb	48.4	44.3	124.5	218.8	182.1	118.2	155.6
Sn	6	11	10	9	4	9	5
Ba	444	343	122	389	96	122	145
La	38.7	40.0	57.8	137.2	68.0	28.7	81.0
Ce	73.5	74.0	99.5	258.1	119.5	64.9	143.6
Pr	7.78	8.02	9.27	26.13	13.07	6.95	14.28
Nd	28.3	27.9	29.2	86.5	42.6	24.4	47.4
Sm	5.52	6.24	5.27	16.21	8.97	5.43	9.12
Eu	1.90	1.92	0.73	1.13	1.00	0.72	1.24
Gd	5.17	6.02	5.17	15.57	8.40	4.78	9.17
Tb	0.83	1.05	0.89	2.57	1.58	1.09	1.50
Dy	4.21	6.28	5.49	16.85	10.45	6.76	9.13
Ho	0.96	1.29	1.12	3.67	2.16	1.41	2.12
Er	2.78	3.55	3.48	9.99	6.39	4.19	6.08
Tm	0.35	0.50	0.56	1.55	0.99	0.70	0.99
Yb	1.87	2.98	3.72	9.76	6.08	4.31	6.16
Lu	0.32	0.45	0.64	1.44	1.11	0.79	0.95
Hf	4.3	6.0	5.5	34.4	9.1	8.1	5.5
Ta	3.1	3.8	13.5	12.0	12.3	11.2	12.1
W	< 2	4	3	6	16	36	2
Pb	< 3	13	11	11	11	10	10
Th	4.0	7.7	16.4	33.2	29.0	30.9	36.2
U	1.1	1.7	1.5	7.2	4.7	3.0	6.7
(La/Yb) _{CN}	14.0	9.0	10.5	9.5	7.5	4.5	8.9
Eu/Eu*	1.09	0.96	0.43	0.22	0.35	0.43	0.41
(La/Sm) _{CN}	4.38	4.00	6.85	5.29	4.73	3.30	5.55
(Gd/Yb) _{CN}	2.24	1.63	1.12	1.29	1.12	0.90	1.20

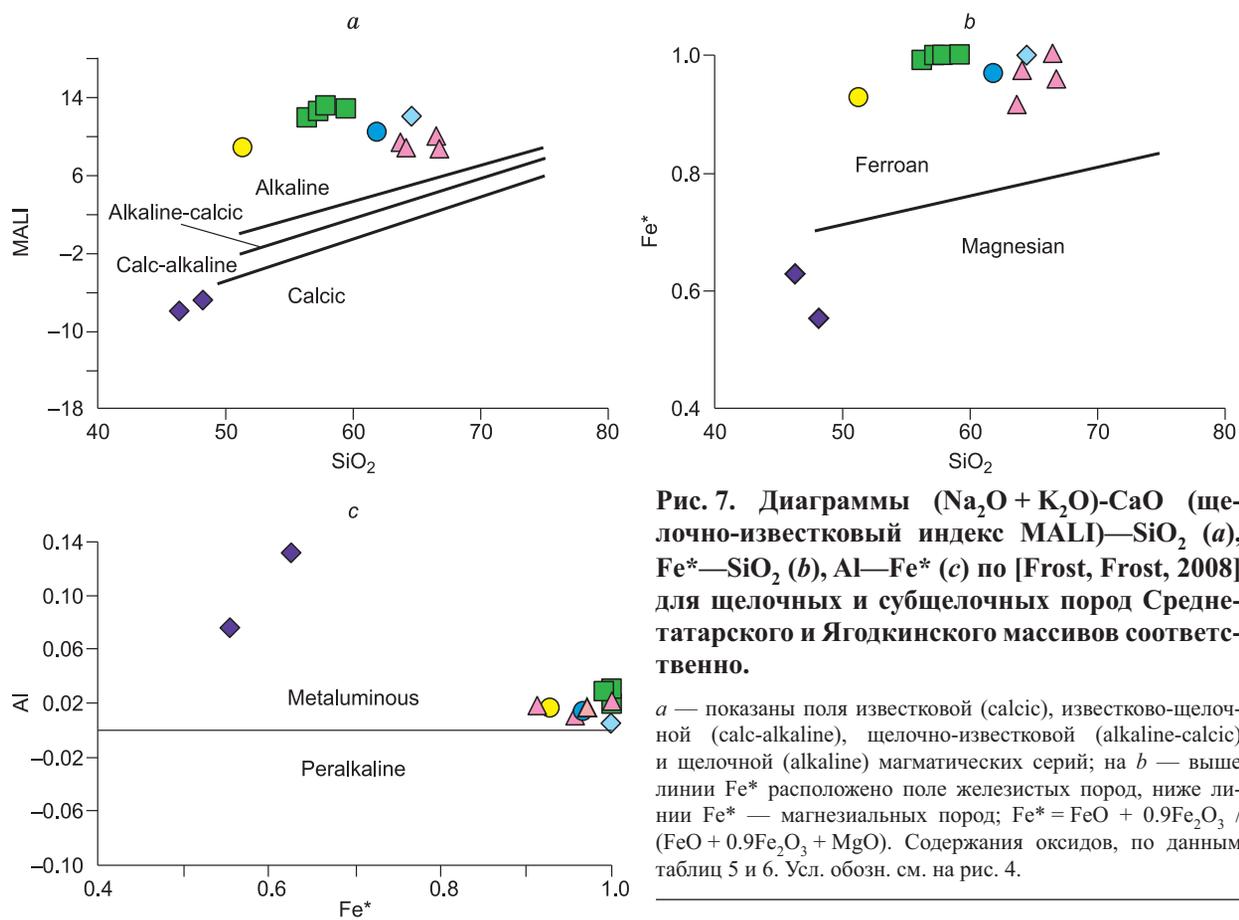


Рис. 7. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-CaO}$ (щелочно-известковый индекс MALI)— SiO_2 (a), $\text{Fe}^*\text{—SiO}_2$ (b), Al—Fe^* (c) по [Frost, Frost, 2008] для щелочных и субщелочных пород Среднетатарского и Ягодкинского массивов соответственно.

a — показаны поля известковой (calcic), известково-щелочной (calc-alkaline), щелочно-известковой (alkaline-calcic) и щелочной (alkaline) магматических серий; на b — выше линии Fe^* расположено поле железистых пород, ниже линии Fe^* — магниальных пород; $\text{Fe}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. Содержания оксидов, по данным таблиц 5 и 6. Усл. обозн. см. на рис. 4.

массива характерны более высокие содержания K_2O и Fe_2O_3 , сопоставимые соответственно с щелочными сиенитами и с полевошпатовыми ийолитами Среднетатарского массива. В породах Среднетатарского массива, помимо Na_2O , устанавливаются наиболее высокие содержания Al_2O_3 и P_2O_5 . Нефелинсодержащие породы образуют тренд увеличения индекса MALI с повышением кислотности пород, что характерно для магматических пород, сформировавшихся в результате фракционной кристаллизации. Достаточно крутой наклон тренда свидетельствует о низкой активности Si (т.е. недосыщенности пород SiO_2 , в нормативном составе которых присутствуют нефелин и оливин). Щелочные сиениты, а также щелочно-полевошпатовые и кварцевые сиениты Ягодкинского массива — насыщенные SiO_2 породы, в их нормативном составе присутствует кварц. Большинство исследуемых пород, согласно [Frost, Frost, 2008], являются железистыми (исключая трахибазальты, относящиеся к магниальным), метаалюминиевыми, реже — слабопералюминиевыми (см. рис. 7, б, в).

В нефелинсодержащих породах коэффициент агпаитности ($K_a = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, мол. колич.) варьирует от 0.86 до 0.96, соответствуя миаскитовому ряду.

Трахибазальты, в отличие от других исследуемых пород, имеют наименьшие концентрации SiO_2 (46.28—48.10 мас. %) и щелочей (сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ не более 4.38 мас. %), с преобладанием Na_2O над K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.8\text{—}2.3$), и наиболее высокие — CaO (11—12 мас. %) и MgO (5.23—8.27 мас. %).

Для пород Ягодкинского, исключая трахибазальты, и Среднетатарского массивов характерны высокие значения суммы РЗЭ, варьирующие соответственно в интервалах 155—587 и 123—362 г/т. Максимальные их значения устанавливаются в щелочных кварцевых сиенитах, в которых также проявлены глубокие отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.22\text{—}0.43$), близкие с наиболее дифференцированными разностями фоййитов Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.30\text{—}0.64$) (см. табл. 5, 6; рис. 8, а, в). Породы обогащены легкими РЗЭ, более крутые спектры распределений которых наблюдаются в породах Среднетатарского массива ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} = 4.8\text{—}12$), менее — в средних породах Ягодкинского массива ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} = 3.3\text{—}6.9$), и имеют плоские распределения тяжелых ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 0.7\text{—}1.3$) (см. рис. 8, а, в). На мультиэлементных спектрах исследуемые интрузивные породы характеризуются истощением Ba, Sr, P, Ti и обогащением Rb, Th, U, Nb, Ta, Hf, Zr, Tb и Y (см. рис. 8, б, з). Наименее фракционированные спектры, установленные для основных пород — полевошпатовых ийолитов и трахибазальтов, являются, возможно, отражением ранних стадий дифференциации. О чем свидетельствует также присутствие в полевошпатовых ийолитах положительной аномалии Sr. Подобные распределения установлены для палеогеновых эгриновых не-

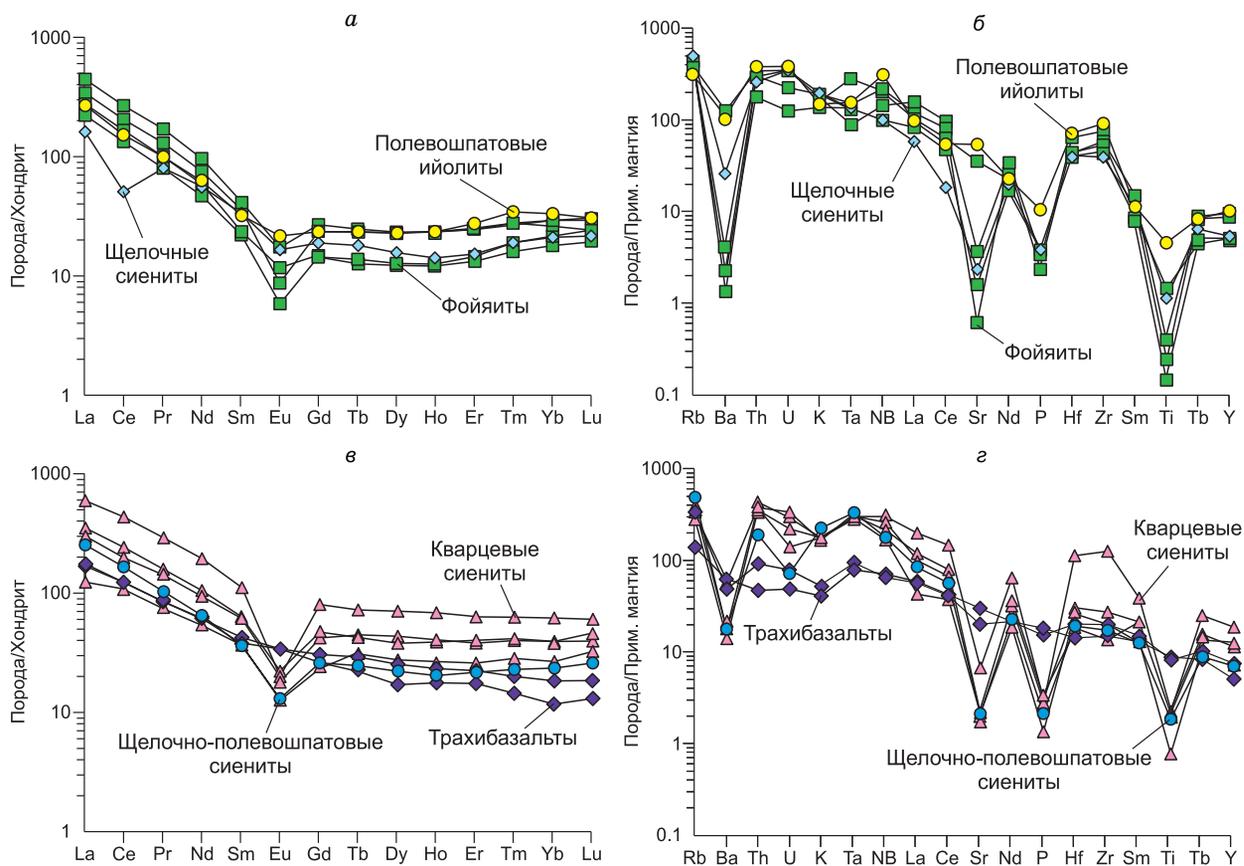


Рис. 8. Диаграммы распределений РЗЭ и спайдер-диаграммы для щелочных и субщелочных пород Среднетатарского (*а, б*) и Ягодкинского (*в, з*) массивов.

Содержания элементов нормированы по хондриту и примитивной мантии, согласно [McDonough, Sun, 1995].
Усл. обозн. см. на рис. 4 и 5.

фелиновых сиенитов массива Юнгшенг, расположенного в северо-восточном обрамлении Северо-Китайского кратона [Fuayan et al., 2001]. Авторы предполагают в качестве источника этих пород литосферную мантию.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Сфен из пр. 05-01-9-6 фойяита Среднетатарского массива представлен однородными обломками медово-желтого цвета размером больше 200 мкм и характеризуется незначительной обратной дискордантностью. Среднее значение возраста $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, полученное для трех фракций сфена (табл. 7), включая остаток после аэробразивной обработки, составляет 700 ± 2 млн лет, СКВО = 0.45 (рис. 9, *а*).

Цирконы из пр. 05-01-9-6 фойяита Среднетатарского массива представлены розово-коричневыми полупрозрачными и мутными идиоморфными кристаллами гиацинтового габитуса дипирамидально-призматического облика с удлинением 1.8—3.0. Размер зерен циркона варьирует от 80 до 300 мкм. В проходящем свете в большинстве кристаллов наблюдается зональность, в то время как на катодолюминесцентных (CL) изображениях зональность роста выражена слабо (см. рис. 9, *б*). В CL цирконы темные, однородные в центре и тонкозональные в краевых частях. Низкая интенсивность CL свечения обусловлена повышенной концентрацией U и Th (см. рис. 9, *б*, табл. 8), Th/U 0.11—1.05. Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение.

Было выполнено 12 U/Pb локальных (SIMS) анализов в 10 зернах циркона пр. фойяита 05-01-9-6. Дискордия, построенная для 10 точек изотопного состава циркона, имеет пересечения, соответствующие 705 ± 18 и 254 ± 210 млн лет (СКВО = 1.09). Конкордантное значение возраста 711 ± 3 млн лет (СКВО = 0.66, вероятность = 0.42), рассчитанное для шести анализов, является наиболее точной оценкой возраста изученного циркона. Древнее значение возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1221—1281$ млн лет получено для субидиоморфного округлого зерна циркона № 1 (см. рис. 9, *б*, табл. 8), который, по всей вероятности, является ксенокристом.

Таблица 7.

**Результаты U/Pb изотопных исследований сфена из нефелинового сиенита
Среднетатарского массива (пр. 05-01-9-6)**

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	6.28	7.34	44.5	139	0.0625 ± 1	0.0356 ± 1	0.9902 ± 20	0.1149 ± 2	0.62	699 ± 2	701 ± 1	691 ± 4
2	1.75	28.7	171	133	0.0625 ± 1	0.0330 ± 1	0.9864 ± 21	0.1145 ± 2	0.65	697 ± 2	699 ± 1	690 ± 4
3*	0.65	19.7	123	148	0.0623 ± 1	0.0336 ± 1	0.9860 ± 23	0.1147 ± 2	0.59	697 ± 2	700 ± 1	686 ± 4

Примечание. ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам. Rho — коэффициент корреляции U/Pb отношений. Ошибки приведены на уровне 2σ.

* Сфен, подвергнутый аэроабразивной обработке [Kroggh, 1982].

Цирконы из пр. V-07-6 кварцевого сиенита Ягодкинского массива доминантно идиоморфные, цирконового габитуса, прозрачные, умеренно удлиненные ($K_y = 1—3$, см. рис. 9, в). Простая концентрическая зональность роста иногда осложнена структурно несогласными доменами с криволинейными очертаниями и низкой интенсивностью катодной люминесценции. Изотопный анализ (4.1 и 4.2, см. табл. 8) показал, что эти домены не являются унаследованными ядрами, а представляют продукт инициальной кристаллизации циркона, претерпевший (судя по криволинейному контуру) частичную резорбцию. Результаты 11 SIMS анализов (см. табл. 8, рис. 9, в) образуют на графике с конкордией кластер, в котором можно выделить две субгруппы. Конкордантный возраст по всем 11 результатам составляет 681 ± 7 млн лет (СКВО = 0.006). Однако, учитывая повышенные концентрации U и Th, а, следовательно, высокую вероятность потерь радиогенного свинца, конкордантный возраст по пяти наиболее «древним» результатам (691 ± 10 млн лет, СКВО = 0.0007) представляется более достоверным.

В пр. V-07-5-2 из гранита Ягодкинского массива преобладают прозрачные идиоморфные цирконы гиацинтового габитуса, $K_y = 2—5$. Внутренняя их структура характеризуется простой концентрической зональностью роста. В некоторых зернах отмечены структурно несогласные домены в центральных частях, которые могут быть унаследованными ядрами. Последнее подтверждается присутствием ксеноморфных (округлых) индивидов, свидетельствующих о присутствии ксеногенной (унаследованной) компоненты. Для U/Pb анализа выбирались участки, свободные от вероятных ядер. Результаты анализа указывают на несколько более высокие Th/U в центральных частях (см. табл. 8, т. 8.1 и 9.1) по сравнению с периферией (см. табл. 8, т. 6.1). Результаты анализа 10 цирконов (см. табл. 8; рис. 9, з) образуют на графике конкордантный кластер. Исключая один несколько омоложенный, а также три наиболее древних результата, возраст по шести анализам составляет 711 ± 10 млн лет (СКВО = 0.33).

Проведенный изотопный анализ Sm, Nd, Rb и Sr показал, что щелочные и субщелочные породы Среднетатарского и Ягодкинского массивов формировались преимущественно из мантийного источника (см. табл. 9, 10). Для пород этих массивов значения $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют в интервале 0.7—6.4, а значения первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ не поднимаются выше 0.70330. Полученные неопротерозойско-мезопротерозойские оценки Sm/Nd модельного возраста ($T_{Nd}(DM) = 856—1499$ млн лет), вероятно, указывают на различный вклад древнего континентального корового материала в магматический источник исследуемых пород.

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Наша работа, базирующаяся на комбинации детальных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических исследований щелочных и субщелочных преимущественно интрузивных тел Среднетатарского и Ягодкинского массивов, размещенных в Татарско-Ишимбинской суртурной зоне Енисейского кряжа, позволила установить их возраст, магматические источники и геодинамические условия формирования.

В Среднетатарском массиве доминирующими породами являются нефелинсодержащие щелочные породы (фойяиты, полевошпатовые ийолиты), содержащие обогащенные Na, Fe, Mg щелочные цветные минералы — эгирин, эгирин-авгит и обогащенный фтором магнезиоарфведсонит. Они относятся к недосыщенным SiO₂ породам миаскитового ряда. В то же время в пегматитовых разновидностях фойяитов, как показало наше изучение, продуктах геохимически наиболее эволюционированной магмы, содержатся минералы, характерные для агпайтовых пород [Классификация..., 1997]. Присутствие в пегматоидных фойяитах безглиноземистых силикатов, таких как эвдиалит, канкринит, Ti-Zr-Nb-дисиликаты, указывает на преодоление агпайтового «барьера». Nb, P3Э, F-содержащие минералы — пирохлор, ферсмит, флюоцерит, а также сфен являются распространенными аксессуарными и позднемагматическими мине-

Таблица 8. Результаты U/Th/Pb-изотопных исследований цирконов из нефелинового сиенита Среднетатарского массива (пр. 05-01-9-6) и из кварцевого сиенита (пр. V-07-6) и гранита (пр. V-07-5-2) Ягодкинского массива

№ аналит. точки	Содержание, г/т			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		D, %
	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	% ²⁰⁶ Pb _c	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)		(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
Пр. 05-01-9-6											
1.1	1285	494	255.5	0.40	5.01	2.6621 ± 3.0	0.2198 ± 0.5	0.18	1281 ± 6	1379 ± 57	8
1.2	1338	405	241.7	0.31	0.88	2.5992 ± 1.0	0.2085 ± 0.5	0.44	1221 ± 5	1434 ± 18	17
2.1	3394	2200	355.7	0.67	4.03	1.0428 ± 2.0	0.1171 ± 0.5	0.23	714 ± 3	761 ± 42	7
2.2	9900	1038	918.7	0.11	0.09	0.9271 ± 1.0	0.1079 ± 0.4	0.40	661 ± 3	685 ± 20	4
3.1	815	251	85.7	0.32	4.41	1.0489 ± 4.1	0.1170 ± 0.6	0.15	714 ± 4	774 ± 86	8
4.1	4978	897	441.9	0.19	0.06	0.8818 ± 0.7	0.1033 ± 0.4	0.62	634 ± 3	671 ± 12	6
5.1	5078	2698	508.7	0.55	0.00	1.0080 ± 0.6	0.1166 ± 0.4	0.62	711 ± 2	698 ± 10	-2
6.1	5478	1243	505.8	0.23	0.18	0.9307 ± 0.7	0.1073 ± 0.4	0.53	657 ± 2	705 ± 13	7
7.1	484	490	48.5	1.05	0.31	1.0033 ± 2.2	0.1164 ± 0.7	0.31	710 ± 5	691 ± 44	-3
8.1	933	230	95.7	0.26	3.03	1.0100 ± 3.8	0.1158 ± 0.6	0.15	706 ± 4	717 ± 80	2
9.1	911	497	90.8	0.56	0.02	1.0181 ± 0.9	0.1160 ± 0.6	0.62	707 ± 4	730 ± 15	3
10.1	5935	3858	594.6	0.67	0.16	1.0054 ± 0.7	0.1164 ± 0.4	0.55	710 ± 3	696 ± 12	-2
Пр. V-07-6											
1.1	1131	466	111.0	0.43	0.01	1.01 ± 3.6	0.1149 ± 2	0.56	701 ± 13	732 ± 21	4
2.1	707	282	67.6	0.41	0.10	0.956 ± 3	0.1111 ± 1.9	0.64	679 ± 12	688 ± 16	1
3.1	1742	638	165.0	0.38	0.03	0.938 ± 2.2	0.1102 ± 1.9	0.83	674 ± 12	663 ± 8	-2
4.1	2190	764	210.0	0.36	0.02	0.97 ± 2.2	0.1119 ± 1.9	0.86	684 ± 12	705 ± 8	3
4.2	3818	3837	379.0	1.04	0.05	0.99 ± 2.1	0.1155 ± 1.8	0.89	704 ± 12	680 ± 6	-3
5.1	1253	511	119.0	0.42	0.25	0.943 ± 3	0.1106 ± 1.9	0.63	676 ± 12	667 ± 15	-1
6.1	1494	678	140.0	0.47	0.13	0.934 ± 2.7	0.1089 ± 1.9	0.70	666 ± 12	684 ± 13	3
7.1	968	370	92.6	0.39	0.23	0.952 ± 4	0.111 ± 1.9	0.47	679 ± 12	681 ± 25	0
8.1	1425	829	134.0	0.60	0.09	0.943 ± 2.5	0.1096 ± 1.9	0.73	670 ± 12	688 ± 12	3
9.1	693	1010	64.4	1.51	0.10	0.912 ± 3	0.108 ± 1.9	0.64	661 ± 12	646 ± 15	-2
10.1	1200	410	119.0	0.35	0.67	1.004 ± 4.7	0.1149 ± 1.9	0.40	701 ± 13	722 ± 31	3
Пр. V-07-5-2											
1.1	436	85	45.8	0.20	0.02	1.072 ± 2.6	0.1221 ± 1.9	0.74	743 ± 13	732 ± 12	-2
2.1	782	235	78.8	0.31	0.02	1.026 ± 2.2	0.1172 ± 1.9	0.83	715 ± 13	725 ± 9	1
3.1	756	149	75.3	0.20	0.58	1.047 ± 6	0.1153 ± 1.9	0.32	703 ± 13	803 ± 46	14
4.1	517	460	52.3	0.92	0.24	1.033 ± 4	0.1174 ± 1.9	0.48	716 ± 13	735 ± 26	3
5.1	545	126	55.6	0.24	1.79	1.009 ± 6.8	0.1166 ± 2.0	0.29	711 ± 13	698 ± 45	-2
6.1	1139	180	117	0.16	0.12	1.045 ± 2.6	0.119 ± 1.9	0.71	725 ± 13	732 ± 13	1
7.1	454	274	47.6	0.62	2.74	1.085 ± 8.4	0.1186 ± 2.0	0.24	723 ± 14	816 ± 66	13
8.1	117	87	11.1	0.77	1.23	0.93 ± 17	0.1098 ± 2.5	0.15	672 ± 16	674 ± 115	0
9.1	511	498	54.8	1.01	8.11	0.87 ± 25	0.1147 ± 2.1	0.08	700 ± 14	412 ± 99	-41
10.1	606	125	61.5	0.21	0.46	0.983 ± 6.4	0.1175 ± 1.9	0.30	716 ± 13	629 ± 38	-12

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ; для пр. 05-01-9-6 — 1σ ошибка калибровки стандарта 91500 — 0.35 %; для проб V-07-6 и V-07-5-2 — 1σ ошибка калибровки стандарта TEMORA1 0.79 %; ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* — неродиогенный и родиогенный свинец соответственно; (1) — неродиогенный свинец скорректирован по измеренному ²⁰⁴Pb. D — дискордантность.

ралами фойяит-пегматитов Среднетатарского массива. Обогащение этими элементами нефелиновых сиенитов связывается с процессами сепарации летучих компонентов и кристаллизационной дифференциации на стадиях формирования агпайтовых магм [Kogarko, 1990]. Анализ состава пироксенов из пород этого массива выявил их близость с пироксенами из щелочных пород силикатно-карбонатитовых комплексов [Nash, 1972; Node Vuorinen et al., 2004, 2005]. К примеру, генетические соотношения позднеопротерозойского комплекса Ално, Центральная Швеция (~ 590 млн лет), в котором в ассоциации с нефе-

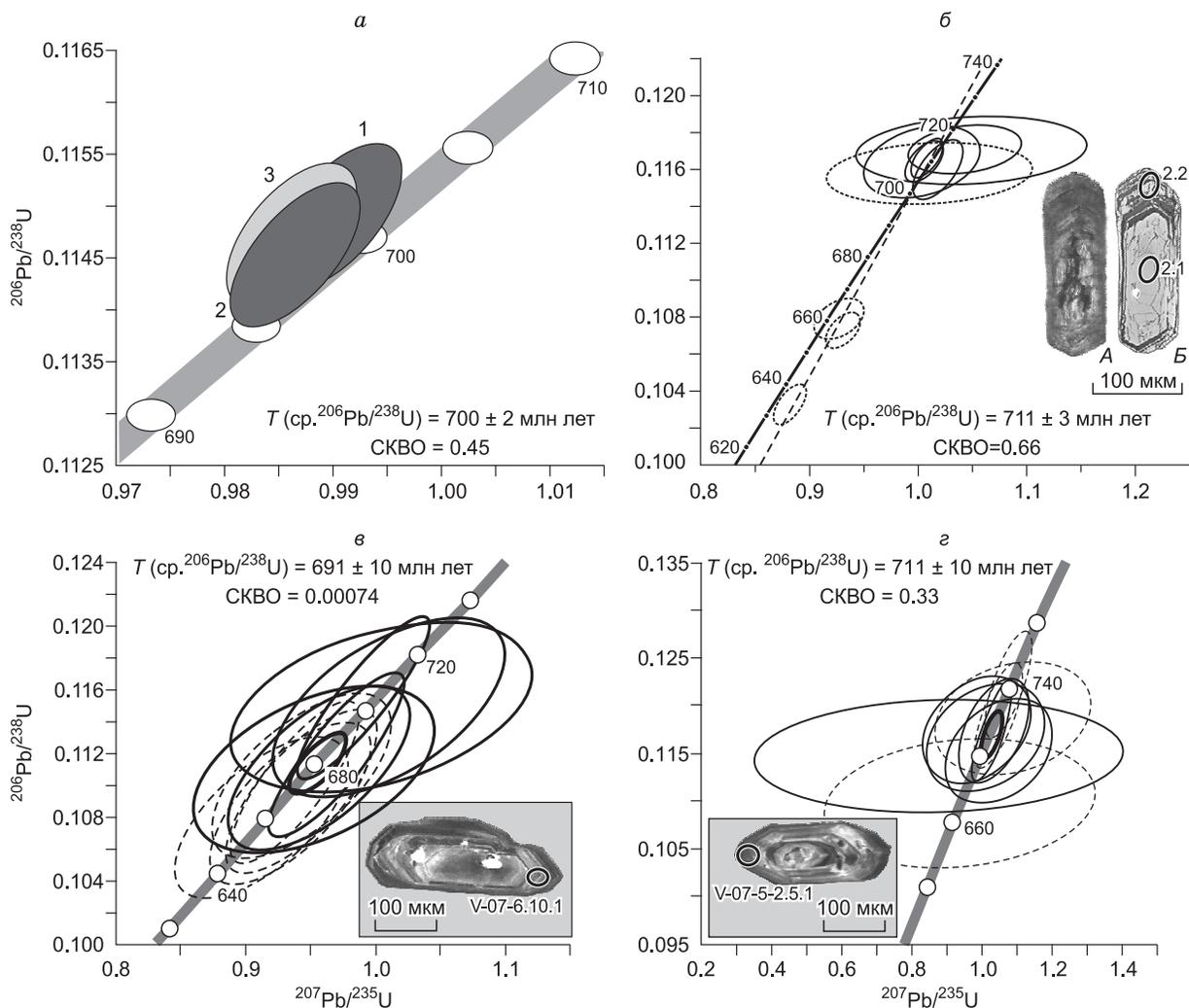


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для сфена (*а*) из нефелинового сиенита (пр. 05-01-9-6) и цирконов (*б, в, г*), соответственно из нефелинового сиенита (пр. 05-01-9-6), кварцевого сиенита (пр. V-07-6) и гранита (пр. V-07-5-2).

На рис. *б* приведены микрофотографии типичного циркона из пр. 05-01-9-6, выполненные с помощью оптического микроскопа (*А*) и катодолуминесценции (*Б*) и из пр. V-07-6 и V-07-5-2 на *в* и *г*, выполненные с помощью катодолуминесценции. Эллипсы — аналитические точки (SHRIMP-II) (см. табл. 4). Штриховые эллипсы — исключенные результаты. Эллипсы ошибок аналитических точек соответствуют 2σ .

линовыми сиенитами, ийолитами и пироксенитами находятся Са-карбонаты, авторы объясняют несмесимостью силикатно-карбонатных мантийных магм [Hode Vuorinen et al., 2004; 2005]. Силикатные породы этого комплекса рассматриваются производными оливин-мелилитовой магмы, явившейся дериватом истощенного крупно-ионными литофильными элементами мантийного источника, дальнейшая эволюция которой проходила через обогащение летучими компонентами и редкими элементами при процессах частичного плавления. Полученные результаты не исключают возможность вхождения исследуемых щелочных пород Среднетатарского массива в подобный силикатно-карбонатитовый магматический комплекс. Такой возможности не противоречат также геологические данные для находящихся с ними в одной тектонической зоне карбонатитов так называемого, по [Забродин, Малышев, 1975], пенченгинского комплекса Заангарья.

В Ягодкинском массиве впервые изучены субщелочные средние интрузивные породы и ассоциирующие с ними основные вулканиты. Щелочно-полевошпатовые и кварцевые сиениты этого массива — насыщенные SiO_2 породы, не содержащие щелочных цветных минералов. В их минеральном составе среди пироксенов выявлены авгит и геденбергит и присутствуют Са-амфиболы: железистые в средних породах — гастингсит и ферроэденит и магнезиальные в основных вулканитах — магнезиальная роговая обманка и эденит, реже актинолит, паргасит и ферропаргасит. Присутствие в кварцевых сиенитах

Таблица 9. Sm-Nd изотопные данные для валовых проб Среднетатарского (фойяита, обр. 05-01-9-14, фойяит-пегматита, обр. 05-01-9-6, щелочного сиенита, обр. 05-01-9) и Ягодкинского (щелочно-полевошпатового сиенита, обр. V-07-7-1, трахибазальта, обр. V-07-6-1) массивов

Образец	U-Pb возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
		г/г						
05-01-9-14	711	9.995	44.16	0.13684	0.512395 ± 4	-4.7	0.7	1499
05-01-9-6	711	3.02	19.05	0.0958	0.512401 ± 2	-4.6	4.6	970
05-01-9	711	3.846	18.94	0.12274	0.512332 ± 8	-6.0	0.8	1372
V-07-7-1	691	4.824	26.16	0.11151	0.512578 ± 6	-1.2	6.4	856
V-07-6-1	691	6.163	25.19	0.14794	0.512712 ± 3	1.4	5.8	1019

Примечание. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$ — величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

Таблица 10. Rb/Sr изотопные данные для валовых проб Среднетатарского (фойяита, обр. 05-01-9-14, полевошпатового ийолита, обр. 05-01-9-12) и Ягодкинского (кварцевого сиенита, обр. V-07-6, трахибазальта, обр. V-07-6-1) массивов

Образец	U-Pb возраст, млн лет	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
		г/г				
05-01-9-14	711	268.2	813.0	0.95361	0.711926 ± 8	0.70225
05-01-9-12	711	225.5	1404	0.46403	0.707197 ± 9	0.70249
V-07-6-1	691	82.57	621.8	0.38375	0.707082 ± 8	0.70330

Примечание. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

гастингсита (часто встречающегося в щелочных породах, недосыщенных SiO_2), формирующего каемку вокруг пироксенов, является минералогической особенностью этих пород. В кварцевых сиенитах был установлен также не характерный для этих пород высокожелезистый амфибол — грюнерит совместно с хлоритом, замещающий железистую роговую обманку, что говорит о метаморфических изменениях этих пород. В темноцветных и рудных минералах из пород Ягодкинского массива установлены примеси Nb, Zr, PЗЭ: роговые обманки (Nb, Zr), грюнерит (Nb), биотит (Nb, Zr, REE), сфен (Nb, Zr, REE), ильменит (Nb, Zr, REE), гематит (Nb).

Сравнение состава темноцветных минералов из пород Ягодкинского массива, с учетом данных Ю.А. Кузнецова [1941] о присутствии щелочных силикатов, показало их сходство с составами пироксенов из расслоенного массива в Южной Гренландии. В последнем, сформированном в континентальной рифтогенной обстановке около 1160 млн лет назад, состав пироксенов меняется от авгита-геденбергита до эгирина, а амфиболов — от гастингсита к арфведсониту [Larsen, 1976; и др.]. Формирование этой интрузии связывается с тремя пульсами последовательно более дифференцированных магм вплоть до агпаитовой перщелочной (в малых объемах), родоначальной для которых рассматривается магма, близкая по составу к авгитовому сиениту. Близкие составы пироксенов наблюдаются также в Ловозерском массиве расслоенных перщелочных интрузий [Kogarko et al., 2006].

Присутствие в спектрах исследуемых интрузивных пород Среднетатарского и Ягодкинского массивов отрицательных аномалий Ba, Sr, Eu, P и Ti указывает на широко развитый процесс фракционной кристаллизации на этапах эволюции магмы щелочной магматической серии, связанный главным образом с фракционированием калиевого полевого шпата (Ba), плагиоклаза (Sr, Eu), апатита (P), сфена или ильменита (Ti). Наименее фракционированные спектры, присутствие положительной аномалии Sr, установленные для полевошпатовых ийолитов и трахибазальтов, вероятно, являются отражением ранних стадий дифференциации магмы и ее более быстрого подъема (в случае вулканических пород).

Железистые, метаалюминиевые разности, составляющие основное большинство исследуемых пород (исключая трахибазальты, относящиеся к магнезиальному типу), образуются дифференциацией или частичным плавлением основной магмы и формируются во внутриплитных условиях, большинство на континентах, возможно, в окраинно-континентальных обстановках, а также из эволюционировавших магм океанских островов. По нашим представлениям, формирование исследуемых, обогащенных щелочами, редкими элементами (прежде всего Nb, а также Ta, Zr, Hf, PЗЭ) магматических пород Татарско-Ишимбинской тектонической зоны происходило в обстановке активной континентальной окраины на западе Сибирского кратона. На ранних стадиях этого события, согласно проведенному U/Pb датированию цирконов и сфена, образовались щелочные и субщелочные магматические породы Среднетатарского и Ягодкинского массивов, соответственно ~ 711 и ~ 691 млн лет назад, близкие по времени становле-

ния с субщелочными и щелочными породами захребетнинского комплекса. Эти основные и средние интрузивные и вулканические породы, выделяемые нами в татарский магматический комплекс, формировались одновременно с обогащенными Nb породами — гранитоидами, включая лейкограниты А-типа, и карбонатитами. Согласно U/Pb данным по цирконам, возрастные оценки гранитов и лейкогранитов Ягодкинского и Чистопольского массивов попадают в близкий с ними интервал — 711—683 млн лет. К наиболее позднему магматическим образованиям татарского комплекса отнесены граниты и лейкограниты А-типа Татарского массива, сформированные ~ 630 млн лет назад [Vernikovskiy et al., 2003; Верниковская и др., 2005]. Полученные Sm/Nd и Rb/Sr изотопные данные, вероятно, предполагают доминирование мантийной компоненты в магматических источниках основных и средних пород, и в различной степени проявленные процессы контаминирования этой магмой разных объемов континентального корового материала, а также, согласно ранее проведенным исследованиям [Верниковская и др., 2007], преимущественно континентальную коровую природу ассоциирующих с ними кислых образований. Основываясь на полученных данных, установлено, что обогащенные щелочами породы Татарско-Ишимбинской сутурной зоны образовались синхронно с породами островодужного комплекса и их аккрецией на континентальную окраину Сибири в интервале около 700—630 млн лет. Их формирование, как можно предположить, было связано с процессами субдукции океанской плиты под континент со стороны западной окраины Сибирского кратона и происходило в тыловой надсубдукционной зоне при достижении субдуцирующей плитой астеносферного слоя.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00131-а) и ОНЗ РАН (проект ОНЗ 9.1.).

ЛИТЕРАТУРА

Баженов А.Г., Недосекова И.Л., Кринова Т.В., Миронов А.Б., Хворов П.В. Фтормагнезиоарфведсонит $\text{NaNa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{F,OH})_2$ — новый минеральный вид в группе амфиболов (щелочной комплекс Ильменских-Вишневых гор, Южный Урал) // Зап. ВМО, 2000, ч. СХХІХ, № 6, с. 28—34.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Неопротерозойское анорогенное магматическое событие на Енисейском кряже: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 5, с. 656—660.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Романова И.В., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Травин А.В. Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 701—716.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U/Pb данные возраста формирования палеостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона — результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Полянский О.П., Лаевский Ю.М., Матушкин Н.Ю., Воронин К.В. Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизионной стадии (на примере Енисейского кряжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 32—50.

Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А. Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: ^{40}Ar - ^{39}Ar -геохронология пенченгинского комплекса // Докл. РАН, 2011, т. 437, № 4, с. 514—519.

- Глазырин Ю.Н., Врублевич Е.И.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия енисейская. Лист О-46-XXII. Объяснительная записка. М., Недра, 1967, 70 с.
- Годовиков А.А.** Минералогия. М., Недра, 1983, 647 с.
- Динер А.Э.** Эталон Захребетнинского трахибазальт-щелочнотрахитового комплекса (Енисейский кряж). Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 2000, 110 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. М., Мир, 1966, т. 3. Листовые силикаты, 317 с.
- Забродин В.Ю., Малышев А.А.** Новый комплекс щелочных — основных пород и карбонатитов в Енисейском кряже // Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5, с. 1223—1226.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.** Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998, 6 л.
- Классификация** магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. Пер. с англ. М., Недра, 1997, 248 с.
- Кренделев Ф.П.** Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа (Тр. ИГиГ, Вып. 106). М., Наука, 1971, 375 с.
- Кузнецов Ю.А.** Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 15 (57). Томск, Изд-во ЗСГУ, 1941, 250 с.
- Кузнецов Ю.А.** Избранные труды. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1988, 220 с.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.
- Первов В.А., Богомолов Е.С., Ларченко В.А., Левский Л.К., Минченко Г.В., Саблуков С.М., Сергеев С.А., Степанов В.П.** Rb/Sr-возраст кимберлитов трубки Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 1, с. 88—92.
- Постников А.А., Ножкин А.Д., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Корнилова Т.А., Юдин Д.С., Якшин М.С., Кочнев Б.Б.** Новые данные о возрасте неопротерозойских отложений чинганской и вороговской серий Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Матер. науч. совещ. (Тез. докл.). Иркутск, 2005, т. 1, с. 71—74.
- Саванович Л.Г., Сергеева Ж.И.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия енисейская. Лист О-46-XVI. Объяснительная записка. М., Недра, 1970, 56 с.
- Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.** Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb/Sr, Sm/Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Докл. РАН, 2007, т. 413, № 6, с. 798—802.
- Свешникова Е.В.** Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский кряж) // Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М., Наука, 1965, с. 5—98.
- Свешникова Е.В., Ломейко Е.И., Ершова З.П., Усенко А.М.** Фторсодержащие магнезиальные арфведсониты из щелочных пород Енисейского кряжа // Новые данные о минералах СССР (Тр. Минер. музея, вып. 17). М., 1966, с. 224—228.
- Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П.** Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М., Наука, 1976, 80 с.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Васильева И.М., Гусева В.Ф.** Комплексное изотопно-геохимическое (Sm/Nd, U/Pb) исследование салминских эклогитов // Докл. РАН, 2010, т. 434, № 6, с. 802—806.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1991, 263 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

- Abbott M.J.** Petrology of the Nandewar volcano, N.S.W., Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1969, v. 20, p. 115—134.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U/Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.
- Frost B.R., Frost C.D.** A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // *J. Petrol.*, 2008, v. 49, № 11, p. 1955—1969.
- Fuyuan W.U., Wilde S.A., Deyou S.** SHRIMP U/Pb zircon age of the youngest exposed pluton in eastern China // *Chin. Sci. Bull.*, 2001, v. 46, № 20, p. 1727—1731.
- Halama R., Vennemann T., Siebel W., Markl G.** The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, № 1, p. 191—217.
- Hode Vuorinen J.H., Skelton A.D.L.** Origin of silicate minerals in carbonatites from Alnö Island, Sweden — Magmatic crystallisation or wall rock assimilation? // *Terra Nova*, 2004, v. 16, p. 210—215.
- Hode Vuorinen J., Halenius U., Whitehouse M.J., Mansfeld J., Skelton A.D.L.** Compositional variations (major and trace elements) of clinopyroxene and Ti-andradite from pyroxenite, ijolite and nepheline syenite, Alno Island, Sweden // *Lithos*, 2005, v. 81, p. 55—77.
- Kogarko L.N.** Ore-forming potential of alkaline magmas // *Lithos*, 1990, v. 26, p. 167—175.
- Kogarko L.N., Williams C.T., Woolley A.R.** Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Miner. Mag.*, 2006, v. 70, № 4, p. 347—359.
- Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.
- Krogh T.E.** Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, p. 637—649.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.** The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U/Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease // *Geol. Soc., London, Memoirs*, 2004, v. 30, p. 69—74.
- Larsen L.M.** Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion // *J. Petrol.*, 1976, v. 17, p. 258—290.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.
- Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W.** Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // *Amer. Miner.*, 2004, v. 89, p. 883—887.
- Ludwig K.R.** PbDAT for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, № 88—542, 1991a, 35 p.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT for MS-DOS, version 2.5 // *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, № 88—557, 1991b, 64 p.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkley Geochronology Center Sp. Publ.*, 1999, № 1a, 49 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.12 A User's manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005a, 22 p. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>.
- Ludwig K.R.** User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005b, 71 p. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>.
- Mattinson J.M.** A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 117—129.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—254.
- Micas** // *Reviews in mineralogy*. V. 13 / Ed. S.W. Bailey // *Miner. Soc. America, BookCrafters Inc.*, 1984, p. 584.
- Mitchell R.H.** Pyroxenes of the Fen alkaline complex, Norway // *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, p. 45—54.
- Mitchell R.H., Platt R.G.** Primitive nephelinitic volcanism associated with rifting and uplift in the Canadian Arctic // *Nature*, 1983, v. 303, p. 609—612.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G.** Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 1123—1133.

- Nash W.P.** Mineralogy and petrology of the Iron Hill carbonatite complex, Colorado // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, p. 1361—1382.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R.** Nomenclature of the micas // *Canad. Miner.*, 1998, v. 36, p. 905—912.
- Smirnova E.V., Flem B., Anchutina E.A., Mysovskaya I.N., Lozhkin V.I., Petrov L.L.** Determination of REE, Y, Nb, Zr, Hf, Ta, Th and U in LSHC-1 and Amf-1 geological RMs by solution and laser ablation ICP-MS // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2010, v. 34, № 1, p. 49—65.
- Stacey J.S., Kramers I.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.
- Stephenson D.** Alkali clinopyroxenes from the nepheline syenites of the South Qoroq centre, south Greenland // *Lithos*, 1972, v. 5, p. 187—201.
- Tyler R.C., King B.C.** The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda // *Miner. Mag.*, 1967, v. 36, p. 5—22.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 147—168.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.** The 880—864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precam. Res.*, v. 154, 2007, p. 175—191.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U/Th/Pb, Lu/Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl*, 1995, v. 19, p. 1—23.
- Williams I.S.** U/Th/Pb geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.
- Yagi K.** Petrochemical studies of the alkali rocks of the Morotu district, Sakhalin // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1953, v. 64, p. 769—810.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию
22 марта 2012 г.*