

*РАСКРЫТИЕ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА
И НАЧАЛЬНЫЕ СТАДИИ ЕГО ЭВОЛЮЦИИ (ДОКЕМБРИЙ)*

УДК 50.93:552.32(571.5)

**ЛЕЙКОГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ А-ТИПА В ЭВОЛЮЦИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА**

**А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Е.Б. Сальникова*, А.Б. Котов*,
В.П. Ковач*, А.В. Травин, М.Т.Д. Вингейт****

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

*** Tectonics Special Research Centre, School of Earth and Geographical Sciences,
The University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, WA 6009, Australia*

Рассматриваются вопросы природы, условий и времени формирования неопротерозойских лейкогранитов А-типа, широко распространенных на Енисейском кряже. Анализ комплексных геологических, петрологических и геохимических, включая изотопно-геохимических, данных показывает, что одни из них сформированы на постколлизивной стадии 750—720 млн лет назад (глушихинский комплекс), а другие — в анорогенной обстановке 680—630 млн лет (татарский комплекс). В анорогенном комплексе присутствуют разнообразные магматические породы, включая щелочные, а также карбонатиты. Лейкограниты, образующие самостоятельные массивы, входящие в состав разных магматических комплексов, в значительной степени обогащены калием (до ультракалиевых составов в глушихинских породах), железом, фтором и обеднены европием. В породах постколлизивного комплекса устанавливаются наибольшие концентрации Rb, Th и U, крайне низкие Ba и Sr, а в анорогенном — высокие содержания Ta, Nb, Y, Sm и ТРЗЭ. Полученные данные указывают на увеличение мантийного вклада в процессе формирования континентальной коры Енисейского кряжа в период от 750 до 630 млн лет. Приводятся новые U-Pb геохронологические данные по цирконам, включая SHRIMP, и результаты Ar-Ar изотопно-геохронологических исследований.

Лейкограниты, граниты А-типа, анорогенные и коллизивные гранитоиды, U-Pb и Ar-Ar геохронология, неопротерозой, Енисейский кряж.

**LEUCOGRANITE A-TYPE MAGMATISM IN THE EVOLUTION OF CONTINENTAL CRUST
ON THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON**

**A.E. Vernikovskaya, V.A. Vernikovskiy, E.B. Sal'nikova, A.B. Kotov,
V.P. Kovach, A.V. Travin, and M.T.D. Wingate**

We discuss problems of the origin, settings, and age of Neoproterozoic A-type granitoids that are of broad occurrence in the Yenisei Ridge. Combined analysis of geological, petrological, and geochemical (including isotope) data shows that some granitoids (Glushikha complex) formed at the postcollisional stage 750–720 Ma and others (Tatarka complex) formed 680–630 Ma in an anorogenic environment. The anorogenic complex contains diverse igneous rocks, including alkaline varieties and carbonatites. Leucogranites form separate plutons within different igneous complexes. They have high contents of potassium (Glushikha rocks reach ultrapotassic compositions), iron, and fluorine and are depleted in europium. Postcollisional granitoids show the highest concentrations of Rb, Th, and U, extremely low concentrations of Ba and Sr, whereas anorogenic granitoids are high in Ta, Nb, Y, Sm, and HREE. The obtained data point to the increased mantle contribution to the formation of continental crust of the Yenisei Ridge between 750 and 630 Ma. We also report new results of U-Pb zircon dating, including SHRIMP and Ar-Ar data.

Leucogranites, A-type granites, anorogenic and collisional granites, U-Pb and Ar-Ar geochronology, Neoproterozoic, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы о природе гранитов А-типа во многом дискуссионны, что обусловлено разнообразием магматических источников и геодинамических обстановок их формирования. Среди продуктов магматических расплавов А-типа широко распространены лейкограниты, которые образуют как самостоятельные

массивы, так и в ассоциации с сиенитами и гранитами. В контактовых зонах этих гранитоидных тел, часто с грейзенами или скарнами, устанавливаются зоны повышенных концентраций вольфрама, олова, урана, тория, редкоземельных элементов, тантала, ниобия, рублидия, лития и бериллия, что во многом определяет повышенный интерес к изучению этих пород, относимых к редкометалльным гранитам. Одной из первых геохимических типизаций гранитоидов для различных геодинамических обстановок была классификация, разработанная Л.В. Таусоном [1977], развиваемая в работах В.И. Коваленко [1977] и М.И. Кузьмина [1985] и получившая в нашей стране широкое применение и развитие в дальнейшем. Ведущее место в ней занимают редкометалльные и, по Л.В. Таусону, плюмазитовые редкометалльные лейкограниты, геохимические характеристики которых отвечают гранитам *A*-типа [Loiselle, Wones, 1979; Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Eby, 1990; 1992; Frost et al., 2001; и др.]. Формирование редкометалльных лейкогранитов связывается с разнообразными обстановками — от активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов до континентальных рифтовых зон и областей внутрислитного магматизма [Зоненшайн и др., 1976; Коваленко, 1977; Кузьмин, 1985; Коваленко и др., 1999; Антипин и др., 1999]. В работах последних лет были установлены геохимические и минералогические отличия лейкогранитов, относимых к гранитам *A*-типа, по сравнению с лейкогранитами, которые отвечают характеристикам гранитов *S*-типа, образованных в синколлизийных условиях. Так, типичные представители последних, миоценовые пералюминиевые мусковит- и турмалиносодержащие лейкограниты Высоких Гималаев, а также двуслюдяные разности герцинского пояса в Западной Европе отличаются от лейкогранитов *A*-типа значительно меньшим обогащением железом относительно магния [Frost et al., 2001]. Их характеристики также отражены в схеме соотношений гранитоидных типов различных геодинамических обстановок, предложенной Б. Барбареном, в которой на сегодняшний день сведены данные по двум десяткам петрогенетических классификаций кислых интрузивных пород, базирующихся как на минералого-геохимической, так и генетической типизации гранитов [Barbarin, 1999]. Для гранитоидов *A*-типа характерно разнообразие минералогических составов, смешанные геохимические типы распределений редких элементов, объясняемые присутствием в магматическом источнике этих пород разных соотношений мантийной (деплетированной и обогащенной) и коровой компонент, а их типовые характеристики отвечают гранитам, сформированным во внутрислитной и постколлизийной обстановках [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996], или в переходных режимах [Barbarin, 1999]. Образование рассматриваемых магматических серий (*A*-гранитов и ассоциирующих с ними пород) в анорогенных обстановках (anorogenic settings), имеющих сходство геохимических составов, происходит как внутри плит, так и вдоль их окраин, где эти события связываются с затухающими субдукционными процессами [Eby, 1990, 1992]. Именно субдукция океанской плиты и достижение ею астеносферы могли привести к формированию нового щелочного магматического источника (плюм-источника). В результате поступления таких расплавов и взаимодействия их с континентальным коровым материалом образовались разнообразные породы анорогенного татарского магматического комплекса Енисейского кряжа, имеющие как коровые, так мантийно-коровые и мантийные источники [Верниковский, Верниковская, 2006]. Тогда как на заключительных этапах коллизии континентальных блоков в этом регионе сформировались лейкограниты постколлизийного глушихинского комплекса, магматические источники которых отвечают преимущественно коровым характеристикам [Верниковский и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковская и др., 2003, 2006].

В настоящей статье приводится анализ комплексных, в том числе новых геохимических и изотопно-геохимических данных для неопротерозойских лейкогранитов (гранитов *A*-типа), широко распространенных на Енисейском кряже; характеризуется их геодинамическая природа (коллизийная и анорогенная) и уточняются тектонические модели образования. Комплексные данные, базирующиеся на прецизионных геохронологических и геохимических исследованиях, впервые получены для субщелочных лейкогранитов Чистопольского массива Ангаро-Канского террейна (Южно-Енисейский кряж), размещенного в пределах южного фрагмента Татарской тектонической зоны. Результаты этих исследований позволяют расширить наше представление о природе и временном интервале формирования анорогенного татарского магматического комплекса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В пределах Енисейского кряжа, имеющего аккреционно-коллизийную природу, выделяются гранитометаморфические, островодужные, офиолитовые и другие террейны, которые аккретировали к западной окраине платформы в течение неопротерозоя. Восток-северо-восточным Ангарским разломом, имеющим сдвиговую природу, Енисейский кряж разделен на два сегмента — Заангарский и Южно-Енисейский. Граниты *A*-типа входят в состав трех неопротерозойских гранитоидных комплексов (рис. 1), размещаясь преимущественно в Центральном-Ангарском террейне Заангарья [Верниковский и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковская и др., 2002; 2003; 2006; Верниковская, 2005]: 1) синколлизийного аяхтинского, приуроченного к восточной — Ишимбинской шовной коллизийной зоне, образованного

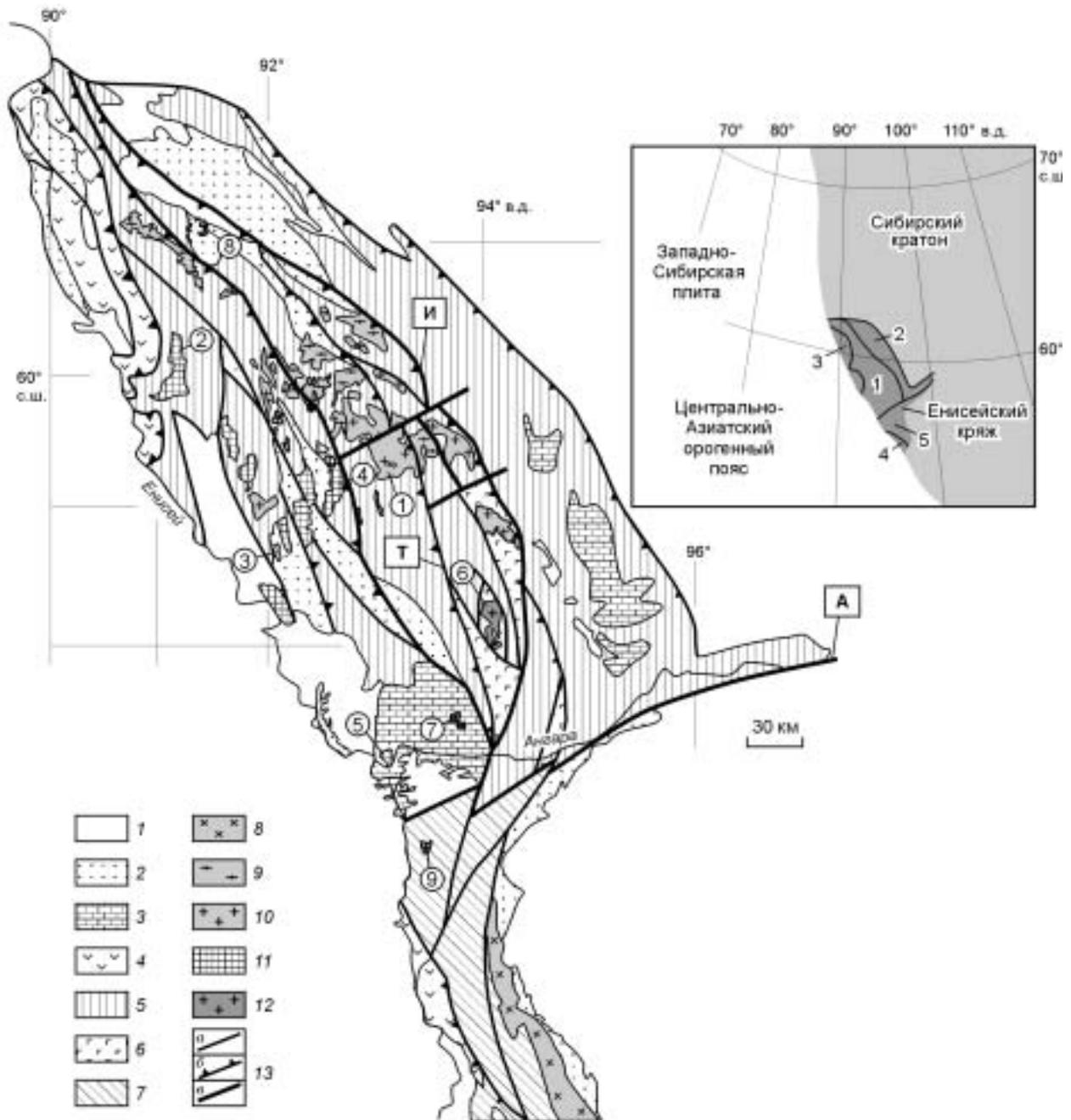


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Енисейского кряжа.

1 — чехол (PZ—CZ); 2 — молассы (NP₂₋₃); 3 — преимущественно карбонатные отложения; 4 — офиолитовые и островодужные комплексы Приенисейского пояса (NP₂); 5 — метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций флишеидные отложения (MP(?)—NP); 6 — офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса (MP—NP); 7 — гранулит-амфиболитовые комплексы (PP₃). *Гранитоиды*: 8 — таракские (1840 млн лет), 9 — тейские и ерудинские (880—865 млн лет), 10 — аяхтинские (760—750 млн лет), 11 — глушихинские (750—720 млн лет), 12 — татарские граниты, сиениты, нефелиновые сиениты (696—630 млн лет); 13 — тектонические нарушения: *a* — разломы, *б* — надвиги, *в* — главные разломы. А — Ангарский разлом, И — Ишимбинский надвиг, Т — Татарский надвиг. *Цифры в кружках* — гранитоидные и сиенитовые массивы: 1 — Чиримбинский, 2 — Гаревский, 3 — Глушихинский, 4 — Лендахский, 5 — Стрелковский, 6 — Татарский, 7 — Среднетатарский, 8 — Захребетниинский, 9 — Чистопольский. *Цифры на врезке* — террейны: 1 — Центрально-Ангарский, 2 — Восточно-Ангарский, 3 — Исаковский, 4 — Прединвинский, 5 — Ангаро-Канский.

760—750 млн лет назад вследствие коллизии этого террейна с Сибирским кратоном; 2) постколлизийного глушихинского с возрастом 750—720 млн лет, широко распространенного в пределах западной части террейна; 3) анорогенного татарского, сформированного в позднем неопротерозое, размещенного в центральной его части и сопряженного в пространстве с Татарской тектонической зоной. Гранитоиды аяхтинского синколлизийного комплекса формируют крупные по площади массивы (>300 км²), состоящие как из гранитов *A*-, так и переходного *S-I*-типов. Лейкограниты, находящиеся в подчиненном количестве в этом комплексе, ассоциируют с кварцевыми сиенитами, субщелочными гранитами и гранитами нормальной щелочности (Чиримбинский массив) — продуктами дифференциации гранитной магмы *A*-типа [Верниковская и др., 2002]. Эти породы доминируют в постколлизийном глушихинском комплексе, формируя небольшие по размерам (10—270 км²), вытянутые в меридиональном направлении массивы (Лендахский, Стрелковский, Глушихинский, Гаревский и др.), состоящие из лейкогранитов субщелочного и нормальной рядов [Верниковская и др., 2003, 2006]. Лейкограниты широко распространены в анорогенном татарском комплексе, отличающимся широким разнообразием входящих в его состав пород — от основных и ультраосновных до средних и кислых, включая щелочные, а также карбонатиты [Верниковский, Верниковская, 2006]. Продукты магматических расплавов *A*-типа в нем образуют небольшие гранитоидные и сиенитовые массивы округлой формы (10—180 км²). В наиболее крупном Татарском гранитоидном массиве этого магматического комплекса лейкограниты устанавливаются примерно в равных соотношениях с ассоциирующими с ними гранитами и сиенитами, а в пределах Южно-Енисейского кряжа к этому комплексу отнесен самостоятельный лейкогранитный массив — Чистопольский. Если образование постколлизийных лейкогранитов происходило вслед за породами синколлизийного аяхтинского комплекса на заключительном этапе коллизийного процесса, то вопросы формирования татарского магматического комплекса на сегодняшний день остаются во многом дискуссионными [Vernikovskiy et al., 2003; Верниковская, 2005; Верниковский, Верниковская, 2006]. Большой интерес вызывает также тот факт, что с гранитоидами и сиенитами этих двух магматических комплексов связаны разнообразные проявления апатитового, глиноземистого (нефелиновые сиениты), ниобиевого, редкометалльного, титаномагнетитового, оловянного, литиевого, а также золотого и вольфрамового оруденений [Динер, 2000; Минеральные..., 2002].

ПЕТРОГРАФИЯ

Описание лейкогранитов Енисейского кряжа даны в многочисленных работах [Петров, Решетова, 1967; Авдеевский, 1975; Даценко, 1984; Кузнецов, 1988; Ножкин, Туркина, 1989; и др.], которые касаются преимущественно пород только одного — глушихинского комплекса Заангарья. В Гаревском массиве, отнесенном недавно к этому комплексу [Vernikovskiy et al., 2003; Верниковская и др., 2006], помимо массивной широко проявлена гнейсовидная текстура, что долгое время служило одним из критериев выделения этих пород в самостоятельный гаревский комплекс, близкий по возрасту палеопротерозойским таракским гранитам Южно-Енисейского кряжа [Региональные..., 1999; Ножкин и др., 2003]. Глушихинский комплекс (Лендахский, Стрелковский, Глушихинский и Гаревский массивы) представлен биотитовыми лейкогранитами нормальной щелочности и субщелочными лейкогранитами, включая аляскиты [Верниковская и др., 2003, 2006], структура которых меняется от мелко- до крупнозернистой. Содержание плагиоклаза альбит-олигоклазового состава в них колеблется от 5—15 до 0—5 % в аляскитах, а биотита в массивных породах не более 1—3 %. Щелочной полевой шпат большей частью пелитизирован, образует порфирировидные вкрапленники с немногочисленными включениями серицитизированного плагиоклаза. В лейкогранитах нередко присутствуют флюорит и турмалин, образующий гнездовые выделения, а в грейзенизированных породах отмечается топаз. Мусковит устанавливается лишь в единичных зернах и наряду с хлоритом нередко замещает высокожелезистый биотит, содержащий включения рудного минерала — ильменита, окруженного лейкоксеном, а также ортита с эпидотовой каймой. Среди аксессуарных минералов присутствуют апатит, монацит и циркон. В аляскитах в заметных количествах находится магнетит (до 0.5 %). Среди рудных минералов в лейкогранитах в отдельных случаях устанавливаются зерна касситерита и молибденита [Даценко, 1984]. Отметим также, что в лейкогранитах Стрелковского массива присутствуют шлировые обособления овальной формы (от 5—10 см до 1 м в диаметре), которые сложены чаще всего более светлыми мелкозернистыми субщелочными лейкогранитами.

В лейкогранитах татарского комплекса по сравнению с глушихинскими породами содержание плагиоклаза возрастает до 20—25 % и распространена мирмекитовая структура. В мелко-, среднезернистых лейкогранитах Татарского гранит-сиенитового массива этого комплекса среди темноцветных минералов помимо биотита (2—3 %) встречаются единичные зерна амфибола. Последний наряду с биотитом является характерным минералом сиенитов—субщелочных гранитов, в которых изредка отмечается структура рапакиви. Она проявлена в наличии вкрапленников калиевого полевого шпата, окаймленных плагиоклазом и содержащих множество пойкилитовых включений амфибола. В гранитоидах отмечалось присутствие пирохлора, который распространен в карбонатитах, щелочных основных породах

и фенитах из контактовой зоны массива [Забродин, Малышев, 1975; Лапин и др., 1987]. Мусковит, как и в породах глушихинского комплекса, имеет вторичную природу и встречается в гранитах Татарского массива в небольшом количестве. Примечательно, что в породах массива устанавливаются неоднородности, проявленные в присутствии темных округлых включений мелкозернистого амфиболизированного габбро диаметром 5—10 см, как отмечалось В.М. Даценко [1984]. Среди аксессуаров встречены сфен, апатит, монацит, циркон, ортит с эпидотовой каймой, в небольших количествах флюорит. Чистопольский массив татарского комплекса представляют среднезернистые субщелочные лейкограниты с порфирированной структурой. Среди темноцветных минералов в этих породах в небольших количествах присутствуют биотит и находящийся с ним в сростании мусковит, а из аксессуарных минералов преобладает флюорит.

Таким образом, исследуемые лейкограниты, относящиеся к двум гранитоидным комплексам, демонстрируют отчетливые различия минералогического состава как полевых шпатов, так темноцветных и аксессуарных минералов. Лейкограниты татарского комплекса — это биотитовые, иногда амфибол-биотитовые, двуполошпатовые породы, нередко с отчетливо проявленной гибридной природой ассоциирующих с ними амфибол-биотитовых гранитов и сиенитов (наличие включений пород основного состава, структура рапакиви). Среди биотитовых гранитоидов глушихинского комплекса присутствуют турмалиносодержащие лейкограниты, грейзенизированные топазсодержащие разности и обогащенные магнетитом аляскиты. В этих лейкогранитах не устанавливаются ясные признаки гибридного происхождения (неоднородности представлены шлировыми образованиями, состоящими из более обогащенных щелочами мелкозернистых субщелочных лейкогранитов).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и фтора в породах выполнено соответственно рентгенофлуоресцентным и фотометрическим методами (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) с относительной погрешностью 1—5 %, а редкоземельных и других малых элементов — методом ICP-MS с относительной погрешностью 5—10 % (г. Санкт-Петербург). Для решения принципиального вопроса о возрасте формирования лейкогранитов Лендахского и Чистопольского массивов нами были выполнены изотопные анализы U, Th и Pb в цирконах на приборе „Perth Consortium SHRIMP II ion microprobe“ (г. Перт, Австралия). U-Th-Pb отношения и абсолютные содержания элементов были определены относительно стандарта циркона CZ₃ ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.09143$; 564 млн лет; 550 г/т ^{238}U) согласно [Nelson, 1997], для отбраковки анализов использовались методики по [Compston et al., 1984; Clauoué-Long et al., 1995; Nelson, 1997]. Используемые аналитические приемы описаны в работах [Compston et al., 1984; Hanley, Wingate, 2000]. Поправки на обычный свинец были выполнены с использованием нерадиогенного ^{204}Pb [Cumming, Richards, 1975]. Изотопный анализ U, Pb, цирконов из гранитов Татарского массива выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 (г. Санкт-Петербург). Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике [Krogh, 1973]. Точность определения U/Pb 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]. Экспериментальные данные обрабатывались по программам PbDAT и ISOPLOT [Ludwig, 1991a,b, 1999]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный анализ минералов выполнен на масс-спектрометре Noble gas 5400. Минеральные фракции крупностью не менее 0.15 мм были упакованы в алюминиевую фольгу и после предварительной откачки запаяны в кварцевых ампулах. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского ВВР-К реактора Томского политехнического института. Для калибровки нейтронного потока между каждыми двумя образцами была помещена навеска биотита МСА-11. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт ^{40}Ar при 1200 °C в течение 40 мин не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Двукратная очистка выделенного аргона проводилась с использованием Ti и ZrAlSAES геттеров.

ГЕОХИМИЯ

Химические анализы гранитоидов глушихинского и татарского комплексов представлены в табл. 1 и 2. Составы глушихинских пород варьируют от металюминиевых до высокопералюминиевых, тогда как в татарских они отвечают металюминиевым-слабопералюминиевым разностям (рис. 2). Возрастание величины индекса A/CNK в породах глушихинского комплекса происходит в соответствии с ростом содержаний нормативного корунда от 0.7 до 4.5 %, а значения последних в гранитоидах татарского

Таблица 1. Химический состав представительных проб лейкогранитов глушихинского комплекса

| Компонент | E-625-4 | E-625-5 | E-625-7 | 7.15 | 99716 | 619 | 619-3 | 619-1 | A03-13-2 | A03-13-1 | A03-13-5 | 00-3 | 00-4 | 00-10 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|----------|----------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| SiO ₂ , мас. % | 75.14 | 75.72 | 75.16 | 75.95 | 77.01 | 74.96 | 75.91 | 75.25 | 73.54 | 74.76 | 73.01 | 74.97 | 75.04 | 76.08 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.1 | 0.17 | 0.12 | 0.13 | 0.22 | 0.23 | 0.25 | 0.25 | 0.27 | 0.38 | 0.24 | 0.25 | 0.09 |
| Al ₂ O ₃ | 14.57 | 13.36 | 13.32 | 13.18 | 12.62 | 12.68 | 12.6 | 12.3 | 13.13 | 12.9 | 13.49 | 13.24 | 13.34 | 12.8 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.54 | 2.26 | 1.8 | 1.41 | 1.78 | 2.33 | 2.08 | 2.17 | 2.46 | 2.36 | 2.87 | 2.16 | 1.9 | 1.65 |
| MnO | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.11 | 0.11 | 0.11 |
| MgO | 0 | 0 | 0.11 | 0.11 | 0.04 | 0.21 | 0.22 | <0.1 | 0.26 | 0.15 | 0.24 | 0.06 | 0.06 | 0.03 |
| CaO | 0.47 | 0.3 | 0.64 | 0.1 | 0.16 | 0.37 | 0.76 | 0.71 | 0.89 | 0.82 | 1.1 | 0.37 | 0.5 | 0.94 |
| Na ₂ O | 2.5 | 1.75 | 2.2 | 0.09 | 1.44 | 1.78 | 1.21 | 2.31 | 2.26 | 2.14 | 2.33 | 2.34 | 2.37 | 2.42 |
| K ₂ O | 4.81 | 5.52 | 5.66 | 7.93 | 5.85 | 6.18 | 6.19 | 6.2 | 6.08 | 5.71 | 5.57 | 5.91 | 5.71 | 4.95 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.1 | 0.08 | 0.05 | 0.04 | 0.11 | 0.11 | 0.069 | 0.13 | 0.1 | 0.11 | 0.03 | 0.04 | 0.05 |
| П.п.п. | 0.68 | 0.74 | 0.7 | 0.96 | 0.84 | 0.9 | 0.72 | 0.72 | 0.87 | 0.66 | 0.77 | 0.32 | 0.46 | 0.71 |
| Сумма | 99.97 | 99.96 | 99.96 | 100.01 | 100.03 | 99.74 | 100.03 | 99.98 | 100 | 99.99 | 99.99 | 100 | 100 | 100.01 |
| F, г/т | 840 | 2870 | 1740 | 780 | 450 | 290 | 1010 | 570 | — | — | — | 300 | 400 | 4920 |
| Li | 74 | 83.9 | 36.9 | 22.46 | 13.62 | 44.9 | 57.6 | 27.9 | 36.87 | 38.47 | 29.12 | 6.25 | 8.29 | 5.78 |
| Be | 17.2 | 1.88 | 5.12 | 2.56 | 10.08 | — | — | — | 2.16 | 3.92 | 1.78 | 2.4 | 2.87 | 3.93 |
| Sc | 1.53 | 2.06 | 3.24 | 3.14 | 3.76 | 2.05 | 1.64 | 1.34 | 2.02 | 2.02 | 2 | 2.4 | 2.87 | 3.93 |
| V | <0.02 | <0.02 | <10 | <10 | <10 | <0.5 | <0.5 | <50 | 8.73 | 12.06 | 17.46 | 1.26 | 2.27 | <0.02 |
| Cr | <0.1 | <0.1 | <2 | 6.21 | 14.34 | 114 | 5.51 | 11 | 15.72 | 10.59 | 20.12 | 13.8 | 20.7 | 6.52 |
| Co | 1.25 | 0.78 | 1.88 | 0.84 | 1.52 | 2.2 | 2.13 | 2.27 | 2.96 | 2.88 | 3.09 | 1.86 | 1.67 | 1.62 |
| Ni | 3.72 | 3.31 | 1.82 | 1.06 | 4.75 | 25.9 | 3.9 | 3.05 | 6.29 | 10.63 | 19.66 | 15.85 | 10.77 | 20.9 |
| Cu | 6.98 | 14.5 | 12.22 | 3.14 | 6.95 | 9.7 | 23.4 | 5.36 | 6.71 | 4.99 | 11.28 | 5.92 | 6.18 | 10.1 |
| Zn | 39 | 73 | 41.83 | 7.25 | 16.58 | 32.2 | 60.7 | 55.8 | 66.64 | 55.43 | 57.67 | 23.4 | 32.5 | 12.9 |
| Ga | 24.6 | 21.6 | 20.16 | 20.69 | 19.21 | 19.2 | 19.9 | 17.9 | 17.3 | 17.26 | 17.18 | 16.4 | 18.5 | 20.5 |
| Rb | 437.00 | 459.00 | 384.33 | 521.39 | 462.18 | 287.00 | 300.00 | 285.00 | 421.00 | 415.00 | 386.00 | 424.00 | 425.00 | 523.00 |
| Sr | 5.08 | 4.86 | 25.93 | 7.67 | 10.07 | 52.5 | 30 | 27.9 | 26.34 | 21.68 | 28.65 | 19.5 | 24.7 | 13 |
| Y | 12.3 | 30.3 | 45.18 | 24.67 | 37.37 | 23.5 | 25.5 | 16.6 | 18.59 | 14.08 | 17.43 | 27.6 | 39 | 17.43 |
| Zr | 31.3 | 60.8 | 99.49 | 87.06 | 97.7 | 167 | 160 | 234 | 149.12 | 134.77 | 483.81 | 183 | 216 | 127 |
| Nb | 9.95 | 22 | 14.07 | 10.63 | 12.4 | 14.8 | 14.7 | 13.4 | 12.17 | 12.75 | 16.04 | 12.2 | 15.9 | 23.9 |
| Cs | 19.91 | 23.1 | 14.86 | 14.73 | 9.52 | 5.6 | 11 | 6.11 | 5.61 | 8.06 | 3.65 | 3.84 | 9.91 | 3.91 |
| Ba | 14.83 | 17.2 | 170.3 | 122.75 | 70.41 | 178 | 155 | 97.4 | 151.5 | 116.7 | 188.8 | 144 | 140 | 53 |
| La | 3.78 | 12.3 | 26.74 | 14.33 | 14.31 | 31.5 | 45.6 | 55.6 | 41.38 | 41.4 | 80.23 | 22.3 | 69.3 | 14 |
| Ce | 9.27 | 30.5 | 60.78 | 50.25 | 38.66 | 67.5 | 92.7 | 127 | 93.55 | 90.8 | 133.98 | 67 | 103 | 37 |
| Pr | 1.13 | 3.63 | 6.72 | 3.9 | 3.6 | 7.87 | 11.2 | 14.1 | 10.64 | 10.6 | 15.83 | 4.9 | 13.99 | 3.73 |
| Nd | 3.75 | 13.1 | 24.18 | 13.04 | 12.12 | 27.2 | 39.2 | 49.5 | 36.59 | 38.22 | 58.16 | 15.8 | 45 | 12.5 |
| Sm | 1.24 | 4.31 | 6.02 | 3.33 | 3.39 | 6.76 | 9.02 | 11 | 8.46 | 8.21 | 11.94 | 3.08 | 7.04 | 2.72 |
| Eu | 0.03 | 0.08 | 0.43 | 0.09 | 0.1 | 0.4 | 0.43 | 0.32 | 0.36 | 0.28 | 0.45 | 0.24 | 0.38 | 0.05 |
| Gd | 1.32 | 4.68 | 6.25 | 3.37 | 3.6 | 5.77 | 7.9 | 8.87 | 6.51 | 6.04 | 8.69 | 3.05 | 5.72 | 2.45 |
| Tb | 0.38 | 1.09 | 1.28 | 0.7 | 0.86 | 0.8 | 1.03 | 1.21 | 0.98 | 0.86 | 1.15 | 0.67 | 1.04 | 0.51 |
| Dy | 2.33 | 6.44 | 7.95 | 4.3 | 5.84 | 4.36 | 4.7 | 4.15 | 4.08 | 2.97 | 3.95 | 4.4 | 6.21 | 3.3 |
| Ho | 0.48 | 1.02 | 1.58 | 0.88 | 1.25 | 0.73 | 0.71 | 0.65 | 0.67 | 0.48 | 0.62 | 1.04 | 1.37 | 0.67 |
| Er | 1.43 | 2.27 | 4.46 | 2.57 | 3.91 | 1.88 | 1.72 | 1.26 | 1.49 | 1.08 | 1.28 | 3.12 | 4.71 | 1.91 |
| Tm | 0.26 | 0.25 | 0.67 | 0.47 | 0.6 | 0.25 | 0.24 | 0.16 | 0.2 | 0.14 | 0.14 | 0.48 | 0.75 | 0.33 |
| Yb | 1.95 | 1.39 | 3.96 | 2.76 | 3.58 | 1.45 | 1.27 | 0.98 | 1.25 | 0.86 | 1.03 | 3.51 | 4.95 | 2.05 |
| Lu | 0.29 | 0.15 | 0.5 | 0.35 | 0.49 | 0.21 | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.1 | 0.13 | 0.53 | 1.02 | 0.29 |
| Hf | 2.16 | 2.75 | 3.31 | 3.25 | 3.52 | 4.89 | 4.74 | 7.27 | 4.7 | 3.86 | 9.62 | 6.58 | 7.05 | 5.59 |
| Ta | 1.9 | 2.46 | 1.56 | 1.58 | 1.58 | 1.15 | 1.13 | 0.92 | 0.83 | 0.9 | 0.95 | 1.66 | 2.46 | 3.59 |
| Pb | 22.9 | 20.9 | 31.32 | 8.6 | 23.68 | 29.6 | 35.6 | 35.4 | 39.35 | 33.53 | 37.63 | 26.6 | 36.9 | 21.9 |
| Th | 13.4 | 17.1 | 22.5 | 29.24 | 28.9 | 37.4 | 35.7 | 56 | 28.99 | 28.3 | 52.32 | 47.1 | 58.1 | 27.8 |
| U | 7.86 | 6.15 | 4.5 | 9.05 | 7.81 | 1.77 | 3.76 | 4.98 | 1.77 | 3.18 | 4.29 | 5.94 | 8.42 | 5.05 |
| (La/Yb) _{CN} | 1.3 | 6 | 4.6 | 3.5 | 2.7 | 14.7 | 24.2 | 38.2 | 23.45 | 34.1 | 55.17 | 4.5 | 9.92 | 4.84 |
| Eu/Eu* | 0.07 | 0.10 | 0.37 | 0.09 | 0.11 | 0.33 | 0.30 | 0.19 | 0.25 | 0.20 | 0.26 | 0.20 | 0.25 | 0.06 |

Примечание. Лендахский массив: 1—3 — лейкограниты; Глушихинский массив: 4 — аляскит, 5 — лейкогранит; Стрелковский массив: 6, 7 — лейкограниты; шлировые образования Стрелковского массива: 8, 9 — субщелочные лейкограниты, 10, 11 — лейкограниты; Гаревский массив: 12 — аляскит, 13 — субщелочной лейкогранит, 14 — лейкогранит. Содержания элементов здесь и в табл. 2 нормированы согласно [Evensen et al., 1978]: $(La/Lu)_{CN}$, $Eu/Eu^* = (Eu_{CN})/(Sm_{CN} \cdot Gd_{CN})^{0.5}$. Прочерк — нет данных.

Таблица 2. Химический состав представительных проб гранитоидов татарского комплекса

| Компонент | 620 | 620-2 | 620-3 | 620-1 | 04-4 | 04-5 | 04-6 | 04-8 | 623 | 623-1 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ , мас.% | 69.57 | 69.20 | 69.59 | 76.06 | 73.95 | 74.48 | 74.89 | 75.50 | 76.22 | 76.66 |
| TiO ₂ | 0.44 | 0.40 | 0.40 | 0.10 | 0.21 | 0.16 | 0.15 | 0.04 | 0.12 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 15.07 | 15.46 | 15.44 | 13.20 | 13.75 | 13.66 | 13.67 | 13.75 | 12.42 | 12.54 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.49 | 3.23 | 3.37 | 0.77 | 2.45 | 2.10 | 2.21 | 0.95 | 1.7 | 1.28 |
| MnO | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.03 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.11 |
| MgO | 0.76 | 0.74 | 0.78 | 0.10 | 0.23 | 0.05 | 0.10 | 0.00 | 0 | 0 |
| CaO | 2.24 | 2.31 | 2.19 | 1.02 | 1.12 | 0.77 | 0.91 | 0.71 | 0.53 | 0.36 |
| Na ₂ O | 3.26 | 3.02 | 3.00 | 3.42 | 3.45 | 3.27 | 3.58 | 3.46 | 2.87 | 3.14 |
| K ₂ O | 4.32 | 4.27 | 4.66 | 4.69 | 4.14 | 4.68 | 3.85 | 5.03 | 5.28 | 5.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.12 | 0.11 | 0.03 | 0.10 | 0.10 | 0.07 | 0.06 | 0.01 | 0.72 |
| П.п.п. | 0.90 | 0.32 | 0.42 | 0.36 | 0.49 | 0.62 | 0.46 | 0.40 | 0.7 | 0.72 |
| Сумма | 100.26 | 99.13 | 100.04 | 99.78 | 100.02 | 100.01 | 100.01 | 100.01 | 99.96 | 99.99 |
| Li, г/т | 22.60 | 36.20 | 39.50 | 5.64 | 43.85 | 42.85 | 35.38 | 12.80 | 26.3 | 21.1 |
| Be | — | — | — | — | 6.72 | 5.47 | 7.56 | 5.57 | — | — |
| Sc | 4.40 | 2.47 | 4.21 | 0.61 | 2.05 | 2.18 | 0.28 | 0.99 | 2.67 | 2.59 |
| V | 13.00 | <50.00 | 10.90 | <0.50 | 11.57 | 10.47 | 8.10 | 0.33 | <0.5 | <0.5 |
| Cr | 12.20 | 53.00 | 13.90 | 84.80 | 3.01 | 5.70 | 9.11 | 12.47 | 8.58 | 113 |
| Co | 5.95 | 4.88 | 5.15 | 1.28 | 2.85 | 2.12 | 2.12 | 1.22 | 0.421 | 1.2 |
| Ni | 59.00 | 10.40 | 7.93 | 19.70 | 2.96 | 5.06 | 10.46 | 4.79 | 5.75 | 19.2 |
| Cu | 6.96 | 7.67 | 6.23 | 12.40 | 3.80 | 13.07 | 2.46 | 7.94 | 5.62 | 7.67 |
| Zn | 25.30 | 41.10 | 39.70 | 8.12 | 41.28 | 38.32 | 35.26 | 14.52 | 58 | 40.7 |
| Ga | 17.90 | 18.20 | 20.60 | 16.20 | 20.34 | 20.20 | 21.03 | 20.49 | 29.7 | 30.6 |
| Rb | 160.00 | 152.00 | 168.00 | 201.00 | 325.69 | 420.11 | 300.06 | 438.96 | 304 | 331 |
| Sr | 314.00 | 229.00 | 262.00 | 77.80 | 108.89 | 72.60 | 80.17 | 63.18 | 4.91 | 9.79 |
| Y | 18.00 | 12.40 | 17.20 | 5.46 | 12.85 | 16.50 | 8.65 | 4.72 | 120 | 54.50 |
| Zr | 222.00 | 156.00 | 227.00 | 69.70 | 150.76 | 122.75 | 144.08 | 39.46 | 210 | 211 |
| Nb | 35.70 | 28.30 | 34.60 | 12.60 | 50.50 | 56.29 | 52.98 | 22.64 | 91.3 | 121 |
| Cs | 2.35 | 4.91 | 5.03 | 2.76 | 7.88 | 5.93 | 5.61 | 5.51 | 3.02 | 4.47 |
| Ba | 736.00 | 750.00 | 818.00 | 166.00 | 326.98 | 253.72 | 248.91 | 160.58 | 24.8 | 15.7 |
| La | 26.20 | 26.20 | 50.00 | 6.16 | 13.89 | 31.98 | 13.40 | 1.11 | 83.9 | 33.8 |
| Ce | 52.70 | 72.10 | 66.40 | 20.20 | 39.08 | 74.36 | 26.70 | 12.71 | 164 | 69.5 |
| Pr | 6.23 | 5.27 | 9.56 | 1.27 | 2.83 | 5.95 | 2.45 | 0.34 | 24 | 8.22 |
| Nd | 20.90 | 17.50 | 32.20 | 4.12 | 10.06 | 19.45 | 7.47 | 1.70 | 94.8 | 30.6 |
| Sm | 4.00 | 3.06 | 5.55 | 0.89 | 2.11 | 3.36 | 1.35 | 0.56 | 25.1 | 7.91 |
| Eu | 0.99 | 0.88 | 1.06 | 0.34 | 0.47 | 0.44 | 0.37 | 0.30 | 0.36 | 0.15 |
| Gd | 3.88 | 307 | 4.58 | 0.96 | 1.90 | 3.00 | 1.03 | 0.67 | 23.3 | 7.76 |
| Tb | 0.54 | 0.50 | 0.57 | 0.15 | 0.30 | 0.47 | 0.17 | 0.13 | 3.7 | 1.29 |
| Dy | 3.32 | 2.46 | 3.07 | 0.84 | 1.79 | 2.59 | 1.13 | 0.80 | 23 | 8.73 |
| Ho | 0.62 | 0.51 | 0.57 | 0.18 | 0.40 | 0.57 | 0.24 | 0.16 | 4.5 | 1.97 |
| Er | 1.78 | 1.39 | 1.66 | 0.47 | 1.25 | 1.46 | 0.79 | 0.49 | 10.8 | 6.41 |
| Tm | 0.28 | 0.21 | 0.24 | 0.08 | 0.19 | 0.27 | 0.16 | 0.08 | 1.49 | 1.05 |
| Yb | 1.69 | 1.35 | 1.73 | 0.55 | 1.67 | 1.85 | 1.37 | 0.65 | 8.11 | 8.1 |
| Lu | 0.28 | 0.18 | 0.25 | 0.10 | 0.23 | 0.27 | 0.24 | 0.10 | 1.14 | 1.01 |
| Hf | 5.48 | 4.25 | 5.79 | 2.40 | 4.09 | 3.79 | 4.63 | 1.52 | 7.48 | 9.04 |
| Ta | 2.29 | 184 | 2.05 | 1.32 | 6.96 | 6.63 | 10.06 | 6.53 | 5.46 | 7.13 |
| Pb | 15.00 | 20.10 | 14.30 | 29.70 | 31.47 | 29.58 | 28.09 | 31.65 | 15.7 | 15.8 |
| Th | 27.80 | 20.80 | 28.10 | 24.90 | 35.31 | 38.48 | 35.48 | 17.32 | 33.8 | 44.7 |
| U | 1.52 | 0.99 | 0.77 | 2.05 | 5.86 | 8.49 | 9.28 | 5.12 | 5.75 | 4.3 |
| (La/Yb) _{CN} | 10.98 | 13.75 | 20.47 | 7.93 | 5.89 | 12.24 | 6.93 | 1.21 | 7.33 | 2.96 |
| Eu/Eu* | 0.77 | 0.70 | 0.88 | 0.51 | 0.51 | 0.35 | 0.48 | 0.57 | 0.19 | 0.12 |

Примечание. Татарский массив: 1—3 — граниты, 4, 8 — субщелочные лейкограниты, 5—7 — лейкограниты; Чистопольский массив: 9,10 — субщелочные лейкограниты.

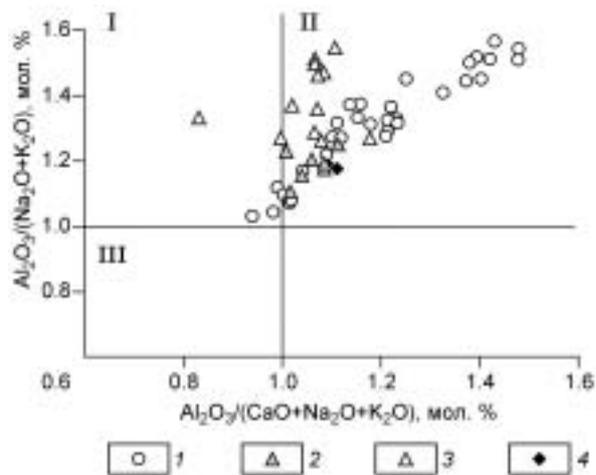


Рис. 2. Диаграмма A/NK—A/CNK для гранитоидов и сиенитов глушихинского и татарского комплексов.

Поля по [Shand, 1943; Zen, 1986]. Гранитоиды: I — металуминиевые, II — пералуминиевые, III — перщелочные. Породы глушихинского комплекса: 1 — лейкограниты Глушихинского, Лендахского, Стрелковского и Гаревского массивов, включая данные [Верниковская и др., 2003, 2006]; 2, 3 — породы татарского комплекса: 2 — лейкограниты Татарского массива, 3 — сиениты и граниты Татарского массива, включая данные [Даценко, 1984]; 4 — лейкограниты Чистопольского массива.

Такие значения K_2O/Na_2O (мол. %) при $K_2O > 3$ мас.% отмечаются в редко встречаемых щелочных породах, относимых к ультракалиевым, в том числе шохонитах, трахитах, а также сиенитах и гранитах, имеющих как мантийную, так и коровую природу [Foley et al., 1987; Волюнец и др., 1987; Rajesh et al., 2000]. В породах татарского комплекса величины K_2O/Na_2O не поднимаются выше 1.2. Лейкограниты исследуемых комплексов относятся как к известково-щелочной, так и к щелочно-известковой магматическим сериям (рис. 3, а). Преобладающая их часть имеет высокие значения FeO^*/MgO (до 67), $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ (до 1), отвечающие особенностям гранитов А-типа (см. рис. 3, б). На диаграмме FeO^*/MgO —($Zr + Nb + Ce + Y$), согласно [Whalen et al., 1987], породы Татарского массива образуют два тренда (рис. 4), в которых пробы находятся как в поле фракционированных гранитов (FG), так и гранитов А-типа. Присутствие разностей FG среди пород Татарского массива может быть объяснено фракционированием в процессе эволюции сиенит-гранитной магмы (расплав А-типа) таких акцессорных минералов, как монацит, циркон, апатит и, вероятнее всего, пироклор. Установленные на этой диаграмме два тренда фракционной кристаллизации гранитоидов (более крутой для пород нормальной щелочности (от гранитов к лейкогранитам) и слабонаклонный для субщелочных разностей) хорошо согласуются с данными распределений в них редких элементов. Так, в породах массива установлены как небольшие аномалии Eu и Ce, так и более контрастные их величины (Eu/Eu^* меняется от 0.35 до 0.88) (рис. 5, а, табл. 2). Последние, наблюдаемые в субщелочных лейкогранитах, связаны с фракционированием в процессе эволюции расплавов, церийсодержащего аксессуара — монацита. Гранитоиды этого массива отличаются слабофракционированными спектрами ТРЗЭ и имеют как умеренно, так и слабофракционированные спектры РЗЭ

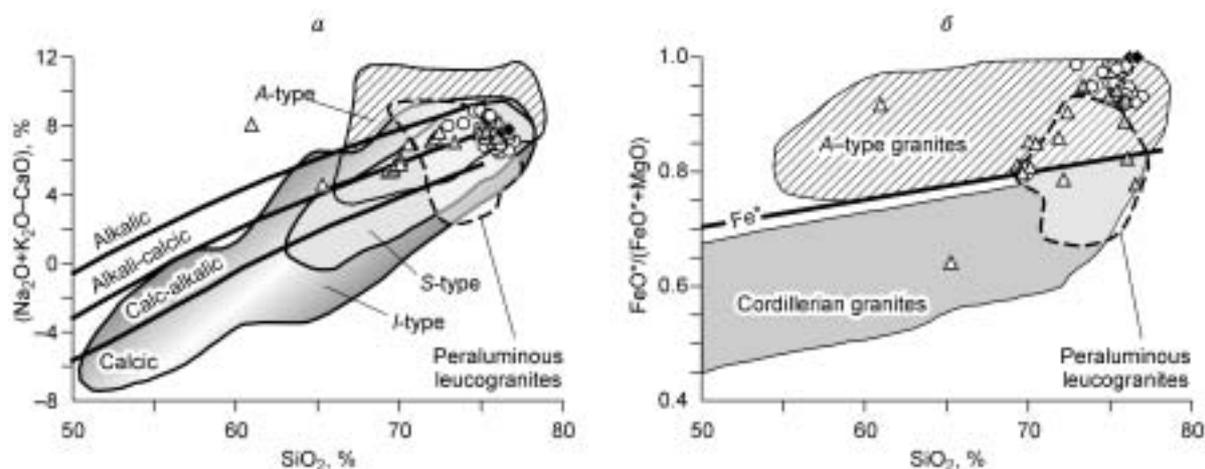
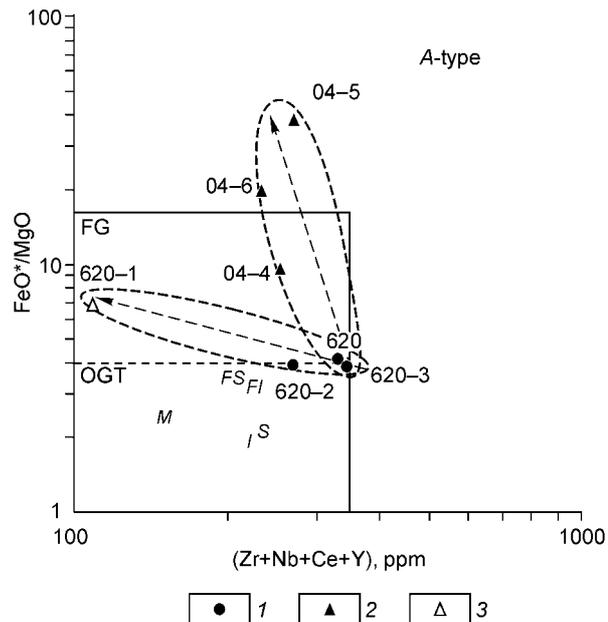


Рис. 3. Диаграммы $(Na_2O + K_2O - CaO)$ — SiO_2 (а) и $(FeO^*/(FeO^* + MgO))$ — SiO_2 (б) по [Frost et al., 2001] для гранитоидов и сиенитов глушихинского и татарского комплексов.

а — поля известковой (calcic), известково-щелочной (calc-alkalic), щелочно-известковой (alkali-calcic) и щелочной (alkalic) магматических серий, а также гранитов А-, S-, I-типов (А-type, S-type, I-type); б — выше линии Fe^* расположено поле железистых гранитоидов, соответствующих А-типу, ниже линии Fe^* — магнезиальных кордильерских гранитов (Cordillerian granites), соответствующих I-типу; $FeO^* = FeO_{общ}$. Поле пералуминиевых лейкогранитов (Peraluminous leucogranites) ограничено штриховой линией. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Рис. 4. Диаграмма FeO^*/MgO — $(Zr + Nb + Ce + Y)$ по [Whalen et al., 1987] для гранитоидов Татарского массива Енисейского кряжа.

1 — гранит; 2 — лейкогранит; 3 — субщелочной лейкогранит. A-type — поле гранитов A-типа; FG — поле фракционированных гранитов; OGT — поле нефракционированных гранитов I-, M- и S-типов; M, I и S — средние значения для гранитов M-, I- и S-типов; FI и FS — средние значения для фракционированных гранитов I- и S-типов. Цифры — номера проб согласно табл. 2. Штриховые линии со стрелкой указывают направление предполагаемых трендов фракционной кристаллизации субщелочных расплавов для полей гранитов-лейкогранитов.



и ЛРЗЭ: $(La/Yb)_{CN} = 1.2—19.5$, $(La/Sm)_{CN} = 1.2—6.2$ и $(Gd/Yb)_{CN} = 0.6—1.9$. На мультикомпонентных диаграммах породы Татарского массива демонстрируют высокие содержания Nb и Ta, а типы распределений этих элементов сходны с гранитами, образующимися как во внутриплитных (скергаардский тип), так и коллизионных обстановках по [Pearce et al., 1984]. В лейкогранитах Чистопольского массива выявлены высокие концентрации большинства редких элементов, в том числе Nb и Ta, что характерно для пород татарского комплекса. В то же время они имеют однотипный характер распределений редких элементов с высокодифференцированными породами глушихинского комплекса. Эти породы отличаются от других гранитоидов Енисейского кряжа прежде всего резкими отрицательными аномалиями Eu (величина Eu/Eu^* опускается до 0.06—0.12), а также крайне низкими содержаниями CaO, Ba и Sr (см. рис. 5 а, б, табл. 1 и 2). При этом в лейкогранитах, глушихинского комплекса наряду с K_2O устанавливаются более высокие концентрации Rb, U, Th и значения Ga/Al по сравнению с породами Чистопольского массива. Отметим также, что в топаз-слюдисто-кварцевых грейзенах из массивов глушихинского комплекса выявлены повышенные содержания F и Sn. В глушихинских лейкогранитах отмечены умеренно- или слабофракционированные спектры распределений РЗЭ. Величины нормированных по хондриту отношений РЗЭ (см. табл. 1) возрастают от пород Лендахского, Гаревского и Глушихинского массивов к породам Стрелковского массива: $(La/Yb)_{CN} = 1.3—38.2$, $(La/Sm)_{CN} = 1.9—3.7$, $(Gd/Yb)_{CN} = 1.0—7.3$. В мелкозернистых лейкогранитах из шпировых образований Стрелковского массива устанавливаются более фракционированные спектры РЗЭ, по сравнению с вмещающими их крупно-, среднезернистыми лейко-

гранитами. Отметим также, что в топаз-слюдисто-кварцевых грейзенах из массивов глушихинского комплекса выявлены повышенные содержания F и Sn. В глушихинских лейкогранитах отмечены умеренно- или слабофракционированные спектры распределений РЗЭ. Величины нормированных по хондриту отношений РЗЭ (см. табл. 1) возрастают от пород Лендахского, Гаревского и Глушихинского массивов к породам Стрелковского массива: $(La/Yb)_{CN} = 1.3—38.2$, $(La/Sm)_{CN} = 1.9—3.7$, $(Gd/Yb)_{CN} = 1.0—7.3$. В мелкозернистых лейкогранитах из шпировых образований Стрелковского массива устанавливаются более фракционированные спектры РЗЭ, по сравнению с вмещающими их крупно-, среднезернистыми лейко-

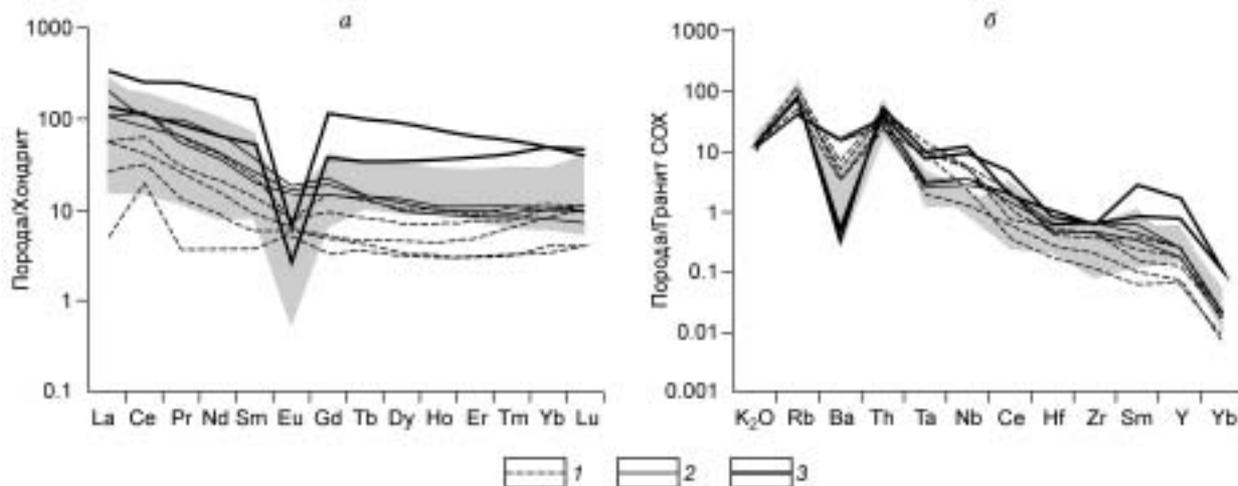


Рис. 5. Распределение содержаний РЗЭ (а) и спайдердиаграммы (б) для пород глушихинского и татарского комплексов.

Содержания элементов нормированы по хондриту согласно [Evensen et al., 1978] и по среднему составу гранитов COX согласно [Pearce et al., 1984]. Породы татарского комплекса: 1 — лейкограниты, 2 — граниты Татарского массива, 3 — лейкограниты Чистопольского массива. Породы глушихинского комплекса: серое поле (18 проб) — лейкограниты Лендахского, Глушихинского, Стрелковского, Гаревского массивов, включая данные [Верниковская и др., 2003, 2006].

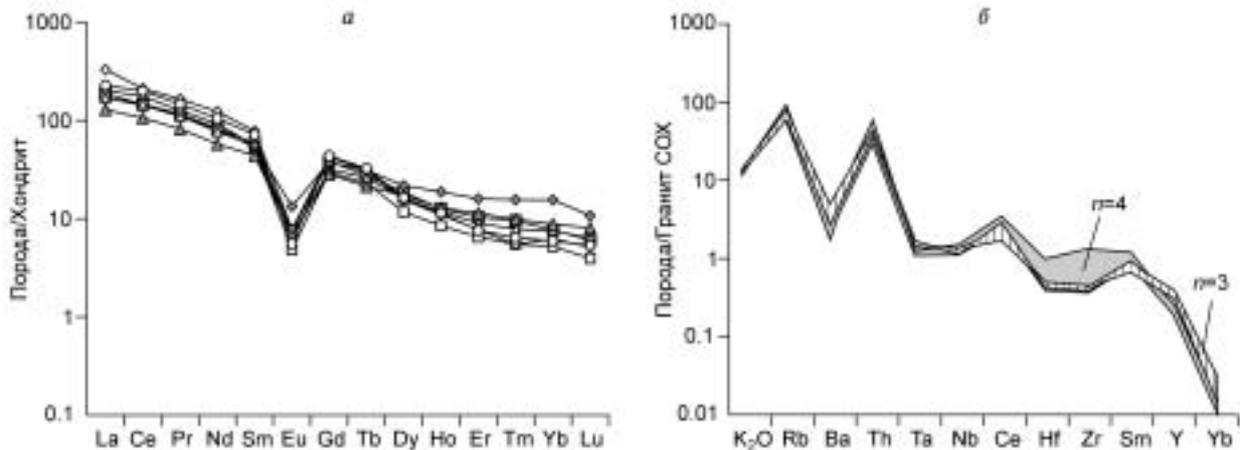


Рис. 6. Распределение содержаний РЗЭ (а) и спайдердиаграмма (б) для пород Стрелковского массива, включая данные [Верниковская и др., 2003].

а — породы Стрелковского массива: залитые знаки — крупно-, среднезернистые лейкограниты, полые — мелкозернистые лейкограниты шлировых образований; б — поле: заштрихованное — крупно-, среднезернистые лейкограниты, серое — мелкозернистые лейкограниты шлировых образований; n — число проб.

гранитами (рис. 6): лейкограниты шлировых образований — $(La/Yb)_{CN} = 22.3—52.6$, $(La/Sm)_{CN} = 3.1—4.2$, $(Gd/Yb)_{CN} = 4.2—6.8$, крупносреднезернистые лейкограниты — $(La/Yb)_{CN} = 13.0—24.2$, $(La/Sm)_{CN} = 2.9—3.6$, $(Gd/Yb)_{CN} = 2.4—5.0$. При этом породы шлировых образований, обогащенные Zr (до аномально высоких концентраций — 483.81 г/т), а также ЛРЗЭ и обедненные ТРЗЭ, вероятно, являются наиболее ранними дифференциатами лейкогранитных расплавов Стрелковского массива. В лейкогранитах глушихинского комплекса с уменьшением щелочности наблюдается снижение концентраций РЗЭ, что характерно для гранитоидов редкометалльного геохимического типа, образующихся в процессе фракционной кристаллизации субщелочных расплавов [Коваленко, 1977]. Плоское распределение тяжелых РЗЭ, характерное для пород глушихинского комплекса, является к тому же особенностью протерозойских оловоносных гранитов А-типа в Центральной Амазонской провинции [Dall'Agnolet al., 1994] и редкометалльных литий-фтористых гранитов, онгонитов и топазитов Южного Прибайкалья [Антипин и др., 1999]. Лейкограниты глушихинского комплекса на спайдер-диаграммах демонстрируют смешанный тип распределений, что прежде всего характеризует уровень концентраций в них Ta, Yb, Rb и Nb, отвечающий геохимическим особенностям гранитоидов коллизионной, островодужной и внутриплитной обстановок [Pearce et al., 1984] (см. рис. 5, б). Подобные неопределенности чаще всего отмечаются в постколлизионных гранитах, что связано с разнообразием магматических источников этих пород и главным образом с характером предшествующего коллизионного процесса (континент—континент или континент—островная дуга), а также с его последующей эволюцией [Pearce, 1996]. Исследуемые лейкограниты,

относящиеся к гранитам А-типа, двух гранитоидных комплексов хорошо различаются по геохимическим характеристикам на диаграмме Nb—Y—Zr/4 согласно [Eby, 1992]. Большинство гранитоидов анорогенного татарского комплекса находится в поле A_1 (мантийный источник), что может говорить о мантийной или смешанной мантийнокоровой природе этих пород, тогда как лейкограниты постколлизионного глушихинского комплекса, находясь в подавляющем большинстве в поле A_2 , отвечают преимущественно коровым характеристикам (рис. 7).

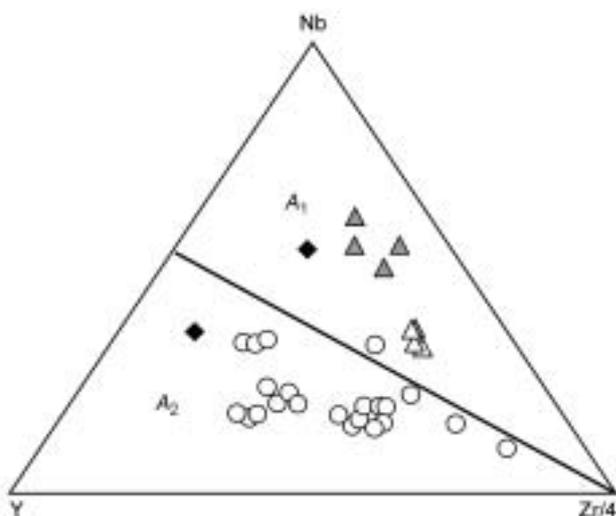


Рис. 7. Диаграмма Nb—Y—Zr/4 по [Eby, 1992] для гранитов А-типа глушихинского и татарского комплексов.

Тип гранитов: A_1 — мантийных, A_2 — коровых. Усл. обозн. см. на рис. 2.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

По результатам проведения одной серии измерений в цирконах (SHRIMP-метод) из лейкогранита Лендахского массива (обр. E-625-5) было получено 15 изотопных анализов (табл. 3). Содержание урана в них варьирует от 87 до 3851 г/т при среднем значении 401 г/т, а величина отношения Th/U — в пределах 0.14—1.13. Пропорция обычного ^{206}Pb достигает 1.77 % при среднем значении 0.14%. За исключением одного анализа (5.1) из реликтового зерна, имеющего значительно более древнюю конкордантную оценку $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1891 млн лет, и другого, значительно более молодого анализа (4.1), связываемого с потерями радиогенного свинца, а также зерна с содержанием урана 3851 г/т (6.1), оставшиеся 12 анализов имеют конкордантный возраст 745 ± 6 млн лет (рис. 8, а). Эта оценка возраста позволяет уверенно отнести лейкограниты Лендахского массива к постколлизийному глушихинскому комплексу, формирование которого происходило в интервале 750—720 млн лет назад [Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2003, 2006]. Она близка к полученной ранее предварительной оценке U-Pb возраста для этих лейкогранитов по монациту, составившей 749 ± 5.5 млн лет и рассчитанной по отношению $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (СКВО = 2.7) [Верниковская и др., 2003].

Таблица 3. U-Pb аналитические данные для цирконов из лейкогранитов глушихинского (обр. E-625-5) и татарского (обр. 623) комплексов

| Зерно, область | ^{238}U , г/т | Th/U | f_{204} , % | $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\sigma$) | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 1\sigma$) | Возраст | | | |
|------------------------|------------------------|------|---------------|--|---|----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|
| | | | | | | $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | |
| | | | | | | млн лет | $\pm 1\sigma$ | млн лет | $\pm 1\sigma$ |
| <i>Образец E-625-5</i> | | | | | | | | | |
| 1.1 | 87 | 1.13 | -0.24 | 8.025 (0.123) | 0.0656 (0.0014) | 757.1 | 11.0 | 793 | 44 |
| 2.1 | 698 | 0.24 | 1.13 | 8.139 (0.103) | 0.0632 (0.0014) | 747.0 | 8.9 | 714 | 46 |
| 3.1 | 401 | 0.22 | 0.00 | 8.131 (0.105) | 0.0638 (0.0005) | 747.7 | 9.1 | 735 | 15 |
| *4.1 | 689 | 0.52 | 1.77 | 8.611 (0.111) | 0.0639 (0.0017) | 708.2 | 8.6 | 737 | 55 |
| *5.1 | 183 | 0.63 | 0.01 | 2.923 (0.039) | 0.1157 (0.0006) | 1897 | 22 | 1891 | 10 |
| *6.1 | 3851 | 0.14 | 0.10 | 7.721 (0.094) | 0.0639 (0.0002) | 785.1 | 9.0 | 739 | 6 |
| 7.1 | 361 | 0.31 | 0.22 | 8.108 (0.106) | 0.0640 (0.0008) | 749.7 | 9.2 | 742 | 25 |
| 8.1 | 415 | 0.39 | -0.04 | 8.250 (0.108) | 0.0640 (0.0005) | 737.5 | 9.1 | 742 | 16 |
| 9.1 | 469 | 0.24 | 0.14 | 8.102 (0.104) | 0.0637 (0.0005) | 750.3 | 9.1 | 733 | 17 |
| 10.1 | 243 | 0.63 | 0.33 | 8.292 (0.113) | 0.0621 (0.0014) | 734.0 | 9.5 | 679 | 48 |
| 11.1 | 464 | 0.19 | 0.81 | 7.964 (0.122) | 0.0626 (0.0022) | 762.5 | 11.0 | 694 | 74 |
| 12.1 | 298 | 0.88 | 1.77 | 8.302 (0.111) | 0.0670 (0.0022) | 733.2 | 9.3 | 837 | 69 |
| 13.1 | 373 | 0.60 | 0.15 | 8.164 (0.106) | 0.0635 (0.0006) | 744.9 | 9.1 | 725 | 19 |
| 14.1 | 442 | 0.76 | 0.02 | 8.046 (0.103) | 0.0642 (0.0005) | 755.2 | 9.2 | 749 | 16 |
| 15.1 | 152 | 0.60 | 0.04 | 8.020 (0.115) | 0.0640 (0.0012) | 757.5 | 10.2 | 740 | 40 |
| <i>Образец 623</i> | | | | | | | | | |
| 1.1 | 1860 | 0.28 | 0.23 | 8.891 (0.126) | 0.0627 (0.0004) | 687.1 | 9.3 | 698 | 15 |
| 2.1 | 2847 | 0.25 | 0.02 | 9.234 (0.130) | 0.0626 (0.0003) | 662.8 | 8.9 | 696 | 9 |
| 3.1 | 416 | 0.35 | 0.21 | 9.004 (0.135) | 0.0617 (0.0007) | 678.9 | 9.7 | 663 | 23 |
| 4.1 | 1685 | 0.29 | 0.09 | 9.014 (0.128) | 0.0623 (0.0004) | 678.2 | 9.2 | 686 | 14 |
| 5.1 | 862 | 0.86 | 0.13 | 8.938 (0.131) | 0.0625 (0.0006) | 683.7 | 9.5 | 690 | 20 |
| 6.1 | 1065 | 0.44 | 0.37 | 9.087 (0.131) | 0.0624 (0.0007) | 673.0 | 9.2 | 689 | 26 |
| 7.1 | 105 | 0.29 | 0.21 | 8.905 (0.160) | 0.0631 (0.0020) | 686.0 | 11.7 | 712 | 67 |
| 8.1 | 1290 | 0.86 | 0.11 | 9.104 (0.130) | 0.0628 (0.0005) | 671.9 | 9.1 | 703 | 18 |
| 9.1 | 1696 | 0.27 | 0.03 | 9.000 (0.129) | 0.0621 (0.0003) | 679.2 | 9.2 | 679 | 12 |
| *10.1 | 1742 | 0.31 | 0.38 | 9.349 (0.134) | 0.0621 (0.0016) | 655.1 | 8.9 | 679 | 56 |
| *11.1 | 4262 | 0.24 | 0.00 | 8.750 (0.123) | 0.0623 (0.0002) | 697.6 | 9.3 | 685 | 6 |
| *12.1 | 4747 | 0.27 | 0.00 | 8.489 (0.120) | 0.0622 (0.0002) | 717.9 | 9.6 | 683 | 8 |

Примечание. f_{204} — пропорции обычного ^{206}Pb в сумме измеренного ^{206}Pb . Все отношения откорректированы на обычный Pb, с использованием измеренных $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Неопределенности в $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и возрастах не включают калибровочную погрешность (1σ) 0.43 %. Анализы, не включенные в расчеты среднего возраста по образцу, отмечены звездочкой.

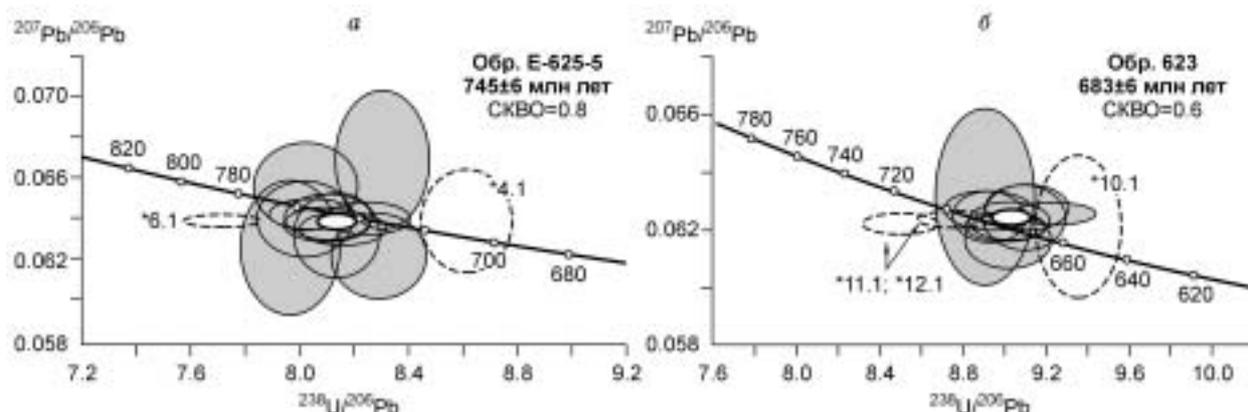


Рис. 8. Tera-Wasserburg $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранитов Енисейского края (данные SHRIMP).

Пробы лейкогранитов Лендахского (а) и Чистопольского (б) массивов. Анализы, не включенные в расчет возраста, ограничены овалами, околтуренными штриховой линией (1σ).

В результате изотопно-геохимических исследований цирконов (SHRIMP-метод) из субшелочного лейкогранита (обр. 623) Чистопольского массива было получено 12 изотопных анализов (см. табл. 3). Большинство зерен цирконов обогащены ураном, содержание которого варьирует от 105 до 4747 г/т, при среднем значении 1691 г/т. Отношение Th/U варьирует в пределах 0.24—0.86. Пропорция обычного ^{206}Pb (f_{204}) достигает 0.38 %, при среднем значении 0.12 %. Два анализа (*11.1, *12.1) имеют содержание U более 4000 г/т и более древний, чем у основной группы анализов, U-Pb возраст. Один из анализов (*10.1) имеет более молодой возраст, что связано, вероятно, с потерями радиогенного Pb. За исключением этих трех точек, девять из двенадцати анализов характеризуются конкордантным возрастом [Ludwig, 1998] 683 ± 6 млн лет (см. рис. 8, б).

Цирконы из гранита Татарского массива (обр. 620-3) представлены субидiomорфными и идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами светло-коричневого и коричневого цвета призматической и короткопризматической формы гиацитного габитуса с магматической зональностью. Основными элементами огранки являются грани призмы {100}, {110} и дипирамиды {101}, {111}. Размер зерен циркона варьирует от 30 до 1000 мкм; $K_{\text{удл.}} = 1.5—2.5$. Для изотопного анализа, выполненного на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261, были отобраны три навески наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона различных фракций (табл. 4). При этом цирконы одной из навесок были подвергнуты аэробразивной обработке (см. табл. 4, № 3). На диаграмме с конкордией (рис. 9) точки изотопного состава исследованного циркона Татарского массива образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 629 ± 7 млн лет, а нижнее близко к нулю — 81 ± 160 млн лет (СКВО = 0.2). Учитывая морфологические особенности исследованного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, значение возраста, полученное по верхнему пересечению дискордии с конкордией (629 ± 7 млн лет), можно интерпретировать как возраст образования гранитов Татарского массива.

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранита Татарского массива (обр. 620-3)

| № п/п | Размер фракции (мкм) и ее характеристика | Навеска, мг | Содержание, мг/г | | Изотопные отношения | | | | | Rho | Возраст, млн лет | | |
|-------|--|-------------|------------------|------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | | | Pb | U | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| 1 | -65+45 | 0.63 | 275 | 2724 | 1506 | 0.06089 ± 3 | 0.1190 ± 1 | 0.8015 ± 16 | 0.0955 ± 2 | 0.92 | 597.7 ± 1.2 | 587.8 ± 1.2 | 635.2 ± 1.2 |
| 2 | -100+85 | 0.31 | 198 | 2025 | 2831 | 0.06084 ± 4 | 0.1021 ± 1 | 0.8034 ± 16 | 0.0958 ± 2 | 0.89 | 598.7 ± 1.2 | 589.6 ± 1.2 | 633.5 ± 1.4 |
| 3 | >100, А 30 % | 0.73 | 53.6 | 508 | 1199 | 0.06080 ± 4 | 0.1081 ± 1 | 0.8387 ± 17 | 0.1001 ± 2 | 0.89 | 618.4 ± 1.2 | 614.7 ± 1.2 | 632.1 ± 1.3 |

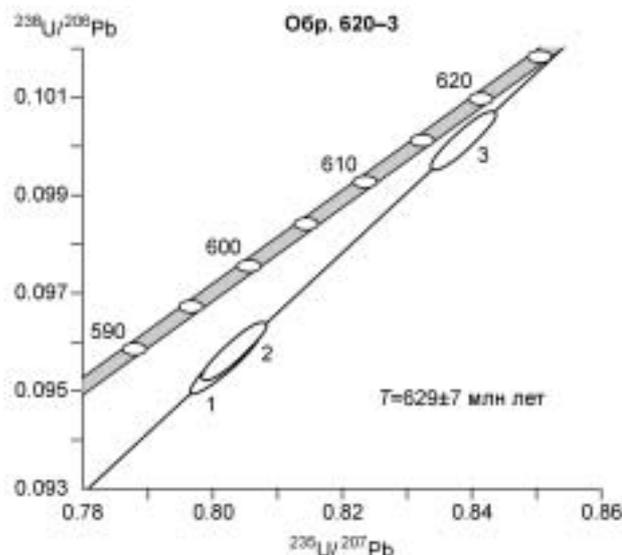
Примечание. А 30 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после точки. Rho — коэффициент корреляции U-Pb отношений.

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранита (обр. 620-3) Татарского массива.

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 4.

Полученный возраст субщелочного лейкогранита Чистопольского и гранита Татарского массивов согласуется с геохронологическими данными о времени формирования разнообразных магматических пород, объединяемых нами в анорогенный татарский комплекс Енисейского кряжа [Верниковская, 2005; Верниковский, Верниковская, 2006]. Они включают результаты геохронологических исследований, полученные ранее Rb-Sr, Sm-Nd и K-Ar методами для карбонатитов татарской тектонической зоны, нефелиновых сиенитов Среднетатарского массива, отвечающих интервалу 675—620 млн лет [Свешникова и др., 1976; Собаченко и др., 1986; Врублевский и др., 2003]. Они также сопоставимы с оценками возраста пород захребетнинского комплекса (устанавливаемого в северной части Заангарья) щелочных сиенитов, составляющих 690 ± 19 млн лет по данным K-Ar исследований [Динер, 2000], а также биотита и пироксена из трахидолерита — около 696 и 675 млн лет соответственно, полученных Ar-Ar методом [Постников и др., 2004].



Ar-Ar методом ступенчатого прогрева по биотиту и мусковиту из пробы лейкогранита (обр. E-625-5) Лендахского массива получены возрастные спектры соответственно 712.3 ± 6.0 и 733.4 ± 6.0 млн лет (рис. 10, а, б). Эти данные указывают на время остывания этих интрузивных пород.

Ar-Ar возраст биотита из субщелочного лейкогранита Чистопольского массива (обр. 623-1) соответствует 477.9 ± 3.2 млн лет (см. рис. 10, в), что отвечает времени более поздних наложенных тектонотермальных событий, проявленных в пределах Ангаро-Канского террейна Южно-Енисейского кряжа и связанных с раннепалеозойскими коллизионными событиями, происходившими в интервале 510—455 млн лет назад [Верниковская и др., 2004].

Анализ имеющихся геохронологических данных позволяет установить, что формирование гранитоидов татарского анорогенного комплекса происходило 680—630 млн лет назад, т. е. синхронно с

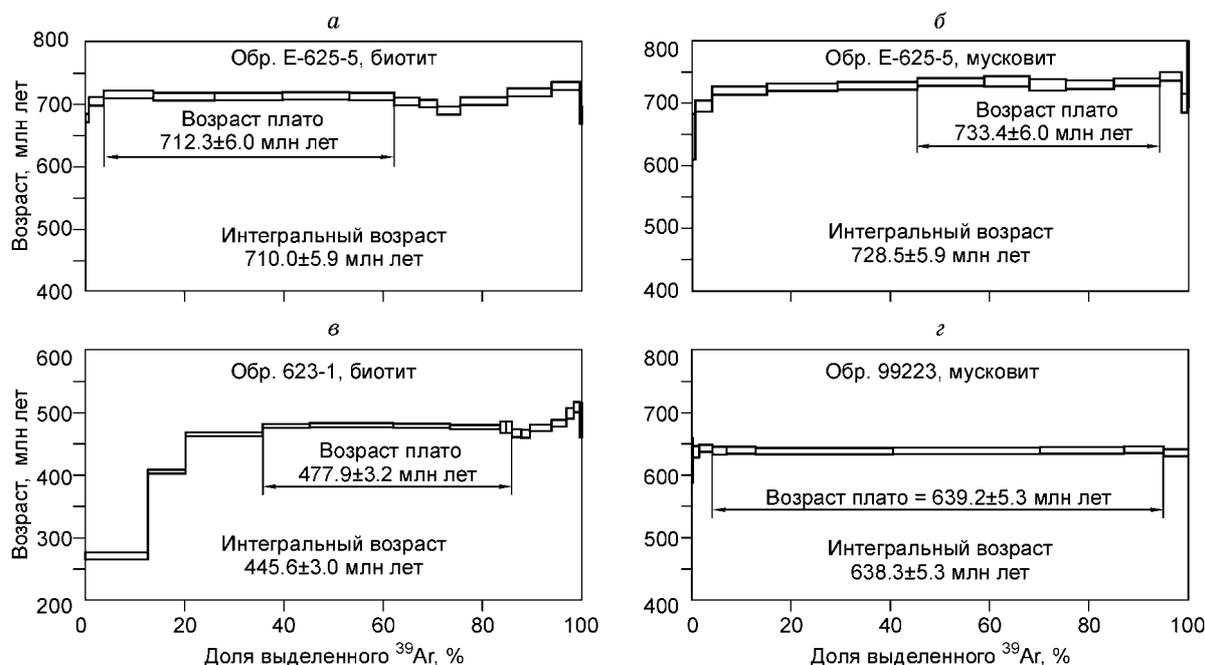


Рис. 10. Ar-Ar возрастные спектры биотитов и мусковитов из гранитоидов Енисейского кряжа.

Пробы из массивов: а, б — Лендахского (E-625-5), в — Чистопольского (623-1), г — Порожнинского (99223).

процессами субдукции океанской плиты под континент, происходившей со стороны западной окраины Сибирского кратона около 700—630 млн лет назад [Верниковский и др., 1999; 2001; Vernikovsky et al., 2003], и последующими за ней тектонотермальными событиями — обдукции на континент офиолитовых и островодужных образований приенисейского комплекса, имевшей место 630—600 млн лет назад согласно K-Ar и Rb-Sr исследованиям по датированию гранатовых амфиболитов из подошвы аллохтона [Верниковский и др., 1994]. Последнее согласуется с новыми Ar-Ar исследованиями мусковита из плагиогранита (обр. 99223) Порожнинского массива островодужно-офиолитового Исаковского террейна, имеющего возрастной спектр с четким плато, которому соответствует 93 % выделенного ^{39}Ar и значение возраста 639.2 ± 5.3 млн лет (см. рис. 10, з).

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Анализ имеющихся в литературе материалов, а также проведенные комплексные, в том числе прецизионные геохимические и геохронологические, исследования выявили характеристики неопротерозойских лейкогранитов (гранитов *A*-типа) Енисейского кряжа, образование которых происходило в периоды двух разных геодинамических событий — постколлизийного и анорогенного. Рассматриваемые гранитоиды глушихинского и татарского комплексов отличаются как по геолого-тектонической позиции интрузий, так и по минералогическому и химическому составам. Первые расположены преимущественно в западной части Центрально-Ангарского террейна в Заангарье, тогда как вторые приурочены к Татарской тектонической зоне, размещаясь в центральной части как Центрально-Ангарского, так и Ангаро-Канского (Южно-Енисейский кряж) террейнов. Глушихинский комплекс составляют самостоятельные лейкогранитные массивы, а в татарский включены разнообразные магматические породы — от ультраосновного до кислого составов, где лейкограниты также формируют массивы в ассоциации с сиенитами и гранитами. Для установления возраста этих пород принципиальным явилось проведение изотопных анализов U, Th и Pb в зернах циркона из лейкогранитов Лендахского и Чистопольского массивов на приборе SHRIMP II. Результаты согласуются с временем формирования постколлизийного глушихинского лейкогранитного комплекса, варьирующего в интервале 750—720 млн лет [Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2003, 2006], и определяют интервал формирования гранитоидов анорогенного татарского комплекса 680—630 млн лет, согласующийся с временем образования разнообразных магматических пород татарской тектонической зоны [Свешникова и др., 1976; Собаченко и др., 1986; Врублевский и др., 2003; Постников и др., 2004].

Новые данные показывают, что формирование пород татарского комплекса происходило синхронно с образованием гранитов *I*-типа островодужного приенисейского комплекса с возрастом 700—630 млн лет [Верниковский и др., 1999, 2001; Vernikovsky et al., 2003]. Формирование пород анорогенного татарского комплекса, таким образом, происходило субпараллельно и синхронно с процессами субдукции океанской плиты под континент со стороны западной окраины Сибирского кратона.

Лейкограниты, образующие самостоятельные массивы и входящие в состав разных магматических комплексов, в значительной степени обогащены калием (до ультракалиевых составов в глушихинских породах), железом, фтором и обеднены европием. При этом в породах постколлизийного глушихинского комплекса устанавливаются наибольшие концентрации Rb, Th, U и крайне низкие Ba и Sr, а в анорогенном татарском — наиболее высокие содержания Ta, Nb, Y, Sm и TPЗЭ. Лейкогранитные магмы глушихинского и татарского комплексов могли формироваться на поздних этапах эволюции сиенит-гранитных расплавов. Последние, согласно геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам, являются продуктами плавления смешанного в разных соотношениях разновозрастного материала пород континентальной коры с небольшими порциями мантийного продукта — от палеопротерозойского и мезопротерозойского до неопротерозойского возраста [Vernikovsky et al., 2003; Верниковская и др., 2003, 2006; Верниковская, 2005]. В качестве мантийного источника при образовании смешанных мантийно-коровых лейкогранитных магм *A*-типа рассматривается обогащенная мантия. Подъем астеносферных струй, играющих одновременно роль магматического и теплового источников (плюм-источник) при формировании пород татарского анорогенного комплекса, был инициирован погружением субдуцирующей океанической плиты под континент со стороны западной его окраины, что объясняет образование в период 700—630 млн лет разнообразных пород — от известково-щелочной (толеитовой), щелочно-известковой до щелочной серий, включая ультраосновные, основные, средние и кислые разности.

Таким образом, на основании геохимических и геохронологических исследований показаны отличительные особенности лейкогранитов *A*-типа двух неопротерозойских комплексов Енисейского кряжа — глушихинского и татарского. Установлено увеличение мантийного вклада в процессе формирования континентальной коры Енисейского кряжа в период от 750 до 630 млн лет назад. Показана возможность формирования гранитов *A*-типа в условиях активной континентальной окраины при достижении субдуцируемой океанической плитой астеносферного слоя.

Авторы благодарны С.З. Яковлевой за помощь в выполнении аналитических работ, а также В.М. Даценко, А.М. Ясеневу и Н.Ю. Матушкину за помощь в выполнении исследований и подготовку рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 03-05-65090, 06-05-64400, 04-05-64317), гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ РФ № НШ-1247.2003.5 и комплексного интеграционного проекта СО РАН № 6.7.1.

ЛИТЕРАТУРА

Авдеевский Ю.Ф. Геолого-геохимические особенности Гремихинского и Лендахского гранитных интрузивов в заангарской части Енисейского кряжа // Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975, с. 45—52.

Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И. Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 141—155.

Верниковская А.Е. Геохимия и геохронология неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа и Таймыра: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2005, 40 с.

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., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Ясенев А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 54—68.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Ковач В.П., Котов А.Б., Травин А.В. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 3, с. 374—379.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и обстановка формирования // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 50—61.

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., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 169—180.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного 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., Федосеенко 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., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750—720 млн лет // Докл. РАН, 2002, т. 384, № 2, с. 221—226.

Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б., Антипин В.С. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки — проявление пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика, 1987 (11), с. 41—50.

Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 145—163.

Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1984, 120 с.

Динер А.Э. Эталон Захребетнинского трахибазальт-щелочно-трахитового комплекса (Енисейский кряж). Красноярск, Изд-во КНИИГиМС, 2000, 110 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.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 206 с.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // *Петрология*, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // *Материалы по геологии Западной Сибири*. Вып. 15 (57). Томск, Зап.-Сиб. геол. упр., 1941, 250 с. (Избранные труды, Т. 1. Новосибирск, Наука, 1988, 221 с.).

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985, 199 с.

Лапин А.В., Плошко В.В., Малышев А.А. Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже // *Геология рудных месторождений*, 1987, 1, с. 30—45.

Минеральные ресурсы Красноярского края: Кадастр месторождений полезных ископаемых. Т. 2. Красноярск, Изд-во КНИИГиМС, 2002, 581 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия и оловоносность лейкогранитной формации (Енисейский кряж) // *Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах*. Новосибирск, Наука, 1989, с. 37—67. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, Вып. 778).

Ножкин А.Д., Бибикина Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологические (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) исследования субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (9), с. 881—891.

Петров С.Г., Решетова С.А. Геология и петрография татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа // *Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та*, Т. 112. Л., Недра, 1967, с. 108—139.

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 чингисанской и вороговской серий Енисейского кряжа // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. науч. совещ. (тез. докл.)*. Т. 1. Иркутск, 2004, с. 71—74.

Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области: Матер. VI Западно-Сибирского петрографич. совещ., ноябрь 1998 г. / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, Изд-во СНИИГиМС, 1999, 261 с.

Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М., Наука, 1976, 80 с.

Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А. Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско-Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // *Докл. АН СССР*, 1986, т. 287, № 5, с. 1220—1224.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 605—626.

Claoué-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning C.M. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon ages with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis // *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*, S.E.P.M. Special Publication 54 / Eds. W.A. Kent, D.V. M.-P. Aubrey, J. Hardenbol. Berggren, 1995, p. 3—21.

Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: experimental constraints // *Amer. Miner.*, 1986, v. 71, p. 317—314.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1982, v. 80, № 2, p. 189—200.

Compston W., Williams I.S., Meyer C. U—Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe // *J. Geophys. Res. (Supplement)*, 1984, v. 89, p. B525—B534.

Cumming G.L., Richards J.R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, p. 155—171.

Dall'Agnol R., Laton J.-M., Macambira M.J.B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects // *Miner. Petrol.*, 1994, № 50, p. 113—138.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26, p. 115—134.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, 1992, v. 20, p. 641—644.

- Evensen N.M., Hamilton P.S., O’Nions R.K.** Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, № 8, p. 1199—1212.
- Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Sci. Rev.*, 1987, v. 24, p. 81—134.
- 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, № 11, p. 2033—2048.
- Hanley L.M., Wingate M.T.D.** SHRIMP zircon age for Early Cambrian dolerite dyke: an intrusive phase of the Antrim Plateau volcanics of northern Australia // *Austr. J. Earth Sci.*, 2000, v. 47, p. 1029—1040.
- 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.
- Loiselle M.C., Wones D.R.** Characteristics and origin of anorogenic granites // *Geol. Soc. Amer. (Abstract with programs)*, 1979, v. 11, p. 468.
- Ludwig K.R.** PbDAT for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 1991a, № 88-542, 35 p.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT for MS-DOS, version 2.5 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 1991b, № 88-557, 64 p.
- Ludwig K.R.** On the treatment of concordant uranium-lead ages // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, p. 665—676.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkley Geochronology Center Sp. Publ*, 1999, № 1a, 49 p.
- Mattinson J.M.** A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 117—129.
- Nelson D.R.** Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronological data, 1996, Western Australia. Geological Survey. Record 1997/2. Perth, 1997, 189 p.
- Pearce J.A.** Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*, 1996, v. 19, № 4, p. 120—125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, № 25, p. 956—983.
- Rajesh H.M.** Characterization and origin of an ultrapotassic aluminous A-type granitoid from southwestern India (*Journal of Conference Abstracts*, v. 5(2). September 3rd—8th. 2000). Oxford, UK, Goldschmidt, 2000, p. 827.
- Shand S.J.** *Eruptive rocks*. Revised second edition. London, J. Willey and Sons Ltd., 1943, 444 p.
- 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., Jager E.** Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.
- 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, Issues 1—4, p. 147—168.
- Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, № 95, p. 407—419.
- Zen E-An.** Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constrains // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, part 5, p. 1095—1117.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*