

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЛАГИОГРАНИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук, О.В. Мурзин*, С.П. Шокальский**, Н.И. Гусев**,
Т.И. Киринозова***, А.В. Травин

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия

** Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия*

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

**** Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия*

Приводятся данные по геологической позиции, возрасту, вещественному составу и петрогенезису мезоабиссальных плагиогранитов северной части Рудного Алтая, возраст которых ранее считался ранне-среднедевонским.

Комплексом изотопно-геохронологических данных (U-Pb по цирконам, Ar-Ar по амфиболу и биотиту) обоснован среднекаменноугольный (322—318 млн лет) возраст гранитоидов. В результате геолого-структурных исследований установлено, что внедрение гранитоидов соответствовало моменту смены тектонических напряжений от сжатия к левому сдвигу. На этом основании сделан вывод о формировании гранитоидов на пике коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов.

Геохимические и изотопные исследования показали, что большинство проанализированных плагиогранитов относятся к высокоглиноземистому (континентальному) типу и сформированы при глубинном плавлении ($P \approx 15$ кбар) метабазитовых субстратов, состав которых, судя по результатам геохимического моделирования и изучения изотопного состава Nd, приближается к N-MORB. В то же время в составе постгранитной дайковой серии присутствуют плагиограниты низкоглиноземистого (океанического) типа, что свидетельствует о плавлении гетерогенной коры Рудного Алтая на разных уровнях глубинности в условиях ее коллизионного утолщения.

Коллизионный магматизм, каменноугольные диорит-тоналит-плагиогранитные комплексы, геохимические параметры, Рудный Алтай.

GEOLOGIC POSITION, AGE, AND PETROGENESIS OF PLAGIOGRANITES IN NORTHERN RUDNY ALTAI

M.L. Kuibida, N.N. Kruk, O.V. Murzin, S.P. Shokal'skii, N.I. Gusev, T.I. Kirnozova, and A.V. Travin

The geologic position, age, petrologic composition, and petrogenesis of mesoabyssal plagiogranites in northern Rudny Altai, dated earlier to the Early–Middle Devonian, are considered.

The Middle Carboniferous (322–318 Ma) age of granitoids has been substantiated by isotope-geochronological data (U–Pb zircon dating and Ar–Ar amphibole and biotite dating). Geologic-structural studies showed that the intrusion of granitoids took place at the time when compression was changed by sinistral faulting. This led to the conclusion that the granitoids formed at the peak of the collision between the Siberian and the Kazakhstan paleocontinents.

Geochemical and isotope studies showed that most of the analyzed plagiogranites belong to high-alumina (continental) type and resulted from the deep melting (~15 kbar) of metabasic substrates compositionally similar to N-MORB (judging from results of geochemical modeling and the Nd isotope composition). The presence of plagiogranites of low-alumina (oceanic) type in the postgranite dike series testifies to the melting of the Rudny Altai heterogeneous crust at different depths during its collisional thickening.

Collisional magmatism, Carboniferous diorite–tonalite–plagiogranite complexes, geochemical parameters, Rudny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Территория Рудного Алтая характеризуется масштабным проявлением средне- и позднепалеозойских гранитоидов, геодинамическая природа и возраст которых являются предметом многолетней дискуссии. Первоначально Н.А. Елисеевым [1938] был выделен змеиногорский комплекс, объединивший все массивы амфиболсодержащих гранитоидов с натриевой специализацией щелочей. Позднее В.С. Кузевый [1975] и другие исследователи расчленили гранитоиды Рудного Алтая на два комплекса — зме-

иногорский и калбинский; возраст первого из которых они считали каменноугольным, а второго — пермским. Другой группой специалистов [Чернов, 1957; Хисамутдинов и др., 1972; Конников, 1974; Магматические комплексы..., 1983; Щерба и др., 1984; Никонов, Шокальский, 1988; Козлов, 1995; Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001] была предложена более дробная схема расчленения гранитоидов Рудного Алтая, основанная на взаимоотношениях гранитоидов с девонскими вулканогенно-осадочными и каменноугольными терригенными толщами, а также на минералого-петрографических особенностях гранитоидов.

Результаты геологических, геохимических и геохронологических исследований, проведенных в последние десятилетия [Ротараш, Трубников, 1983; Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001; Куйбида, 2009], показали, что большинство плагиогранитных интрузивов, объединенных в змеиногорский комплекс, имеют позднедевонский возраст и связаны с эволюцией активной окраины Сибирского континента в девоне—раннем карбоне. Однако два ключевых вопроса эволюции гранитоидного магматизма Рудного Алтая до последнего времени оставались нерешенными.

Первый из этих вопросов касается объемов и специфики вещественного состава гранитоидов, сопровождавших косую коллизию Сибирского и Казахстанского континентов в середине карбона. Традиционно [Берзин и др., 1994; Щерба и др., 2000; Шокальский и др., 2000] считалось, что этому этапу соответствует внедрение крупных Калба-Нарымского и Жарминского батолитов Восточного Казахстана, сложенных преимущественно гранитоидами S-типа. Однако результаты проведенных в последние годы геолого-геохронологических исследований гранитоидов, а также математического моделирования коллизионных процессов [Владимиров и др., 2008; Куйбида и др., 2009; Котлер и др., 2012] показали, что масштабный гранитоидный магматизм Калба-Нарымской и, по-видимому, Жарма-Саурской зон Восточного Казахстана имеет внутриплитную природу и обусловлен, в первую очередь, активностью Таримского плюма. Таким образом, единственным проявлением коллизионного гранитоидного магматизма оставалось считать лишь мелкие интрузивы известково-щелочных гранитоидов [Никонов, Шокальский, 1988], внедрение которых происходило на фоне развития мощных сдвиговых деформаций [Владимиров и др., 2003].

Второй вопрос касался объемов, возраста и природы наиболее древних плагиогранитов Рудного Алтая. В.С. Кузбный [1975] на основе детального изучения взаимоотношений гранитоидов с вулканическими толщами и друг с другом пришел к выводу о том, что древние (довулканические или «дозмеиногорские») плагиограниты проявлены лишь в южной части Рудного Алтая, в районе г. Риддер (периферическая часть Лениногорско-Синюшинского интрузива и его сателлиты). Однако ряд геологических фактов (многочисленные находки ксенолитов лейкократовых плагиогранитов в породах змеиногорского комплекса, а также наличие галек плагиогранитов в базальных конгломератах вулканогенно-осадочных толщ, начиная с эйфеля) заставляли предполагать значительно более широкое распространение древних плагиогранитов. Как следствие, в ходе геологических съемок последнего поколения разнообразные мезоабиссальные плагиограниты Рудного Алтая были объединены в довулканический алейский комплекс условно раннедевонского возраста, в то время как гипабиссальные — отнесены к змеиногорскому комплексу позднего девона [Шокальский и др., 2000; Мурзин и др., 1999].

Первые попытки изотопного датирования плагиогранитов [Владимиров и др., 2001] не позволили разделить по возрасту мезоабиссальные и гипабиссальные плагиограниты (полученные возрастные оценки имели большие ошибки и почти полностью перекрывались).

Для решения перечисленных вопросов проведены геолого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования ряда массивов мезоабиссальных плагиогранитов Рудного Алтая.

Результаты этих работ, частично опубликованные [Куйбида и др., 2007, 2008, 2012; Крук и др., 2012], доказали вещественную и возрастную неоднородность изученных интрузивов. Для ряда массивов U-Pb методом были установлены позднедевонские возрасты, аналогичные оценкам возраста змеиногорских гранитоидов, и доказана идентичность их вещественного состава. В двух случаях для плагиогранитов близкого состава были установлены более древние возрасты (389 ± 4 и 395 ± 3 млн лет [Куйбида и др., 2012]). Наконец, при изучении плагиогранитов северной части Алейского массива (северная часть Алейского антиклинория) было установлено, что эти породы резко отличаются от девонских плагиогранитов по вещественному составу и имеют более молодой (раннесреднекаменноугольный) возраст. Полученные геологические, структурные, геохимические и геохронологические данные позволили авторам выделить изученные породы в отдельный гилевский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс, соответствующий самостоятельному этапу магматизма (C₁₋₂), описанию которого посвящена настоящая работа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ ГРАНИТОИДОВ

Изученные плагиогранитные интрузивы расположены в центральной части Рудного Алтая и приурочены к Алейскому поднятию (антиклинорию). На современном уровне эрозионного среза они проявлены в виде отдельных небольших обнажений на северном берегу Гилевского водохранилища к запа-

ду от г. Змеиногорск, в бассейнах ручьев Моховушка, Березовка, Дальняя и Ближняя Щелчиха. По геофизическим данным и результатам геокартирования, они представляют собой выходы единого крупного интрузива, в настоящее время разделенного на Гилевский и Алейский массивы. Интрузив — субгоризонтальное плоское тело с неровной подошвой мощностью 1—3 км, протягивается более чем на 100 км с юго-востока на северо-запад при ширине 10—30 км [Мурзин и др., 1999] (рис. 1).

Массив сложен мезоабиссальными габброидами и плагиогранитами при резком преобладании последних. Петрографические особенности, минеральный и вещественный состав плагиогранитов обнаруживают значительные латеральные вариации. Так, в северной части (Рубцовско-Змеиногорский ареал) преобладают амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты, в большинстве случаев насыщенные глиноземом. В центральной части, вблизи границы России и Казахстана, широко распространены амфиболовые разновидности, резко недосыщенные глиноземом. По данным [Мурзин и др., 1999], эти вариации состава имеют фациальный характер. Однако результаты авторских исследований плагиогранитов в северной части Алейского массива (северный борт Гилевского водохранилища), представленные в настоящей работе, свидетельствуют о том, что здесь совмещены плагиограниты, различные не только по составу, но и по возрасту.

Коренные обнажения интрузивных пород в северной части Алейского массива имеют крайне малую площадь выхода на поверхность, обычно в бортах мелких ручьев, вскрывших их из-под четвертичных отложений (рис. 2, а). Регионально эти интрузивы приурочены к локальным зонам тектонических деформаций, проявленных в пределах Алейского антиклинория: Центральная зона деформаций (ЦЗД), имеющая северо-западную ориентировку, и оперяющая ее Субмеридиональная зона деформаций (СЗД). В пределах последней тектоническому преобразованию подвержены интрузивные породы с возрастным диапазоном от девона до раннего карбона, включая позднедевонские меланократовые плагиограниты змеиногорского комплекса и дайки позднедевонских-раннекаменноугольных долеритов. Зона деформаций «запечатана» гранитами Первокаменского массива, возраст которого предполагается позднекаменноугольным [Никонов, Шокальский, 1993; Крук и др., 2012].

При полевых работах в пределах ЦЗД были исследованы кварцевые диориты, тоналиты и амфиболовые плагиограниты, а в СЗД — биотитовые плагиограниты, интродуцированные серией плагиогранитных даек. Кварцевые диориты, расположенные в бассейне руч. Березовка (см. рис. 2), прорывают меланократовые плагиограниты змеиногорского комплекса (378 ± 6 млн лет) [Куйбида, 2008]). В эндоконтактной зоне кварцевых диоритов наблюдается уменьшение зернистости минералов, непосредственно в зоне контакта зафиксированы мелкие апофизы и прожилки кварцевых диоритов внутри вмещающих плагиогранитов.

Кварцевые диориты, тоналиты и амфиболовые плагиограниты, расположенные в долинах ручьев Ближняя и Дальняя Щелчиха, прорывают метаморфические сланцы корболихинской толщи (S-D₁). Породы характеризуются ярко выраженной гнейсовидной текстурой, ориентировка которой идентична таковой во вмещающих сланцах, конформна интрузивным контактам и совпадает с ориентировкой ЦЗД (азимут простираения ~ 310°). Контакт интрузивных пород с вмещающими сланцами в точке наблюдения осложнен маломощной дайкой тоналит-порфиоров. В этом же районе (правый берег руч. Дальняя Щелчиха) наблюдался интрузивный контакт кварцевых диоритов с равномерно-зернистыми биотитовыми гранит-лейкогранитами Павловского массива, принадлежащими, по данным [Шокальский и др., 2000; Мурзин и др., 1999], к боровлянскому комплексу (D₃-C₁). В зоне контакта все разновидности гранитоидов интенсивно разгнейсованы и катаклазированы.

Гнейсовидные биотитовые плагиограниты проявлены в долине руч. Моховушка (см. рис. 2), где их контакты с вмещающими породами перекрыты четвертичными отложениями. Ориентировка гнейсовидности в плагиогранитах субмеридиональная (~ 335—350°, угол падения ~ 50—60°), совпадает с направлением зоны деформаций. Биотитовые плагиограниты прорваны большим количеством плагиогранитных даек, различающихся по мощности, степени гнейсовидности и соотношениями с тектоническими деформациями. По петрографическим особенностям плагиогранитные дайки принципиально не различаются и представлены порфировыми разновидностями с незначительными вариациями кварца и биотита. Среди даек выделено IV генерации (см. рис. 2, б). I генерация имеет мощность 1—3 см и простираение 70—75°. Дайки интенсивно разгнейсованы, ориентировка гнейсовидности совпадает с таковой во вмещающих плагиогранитах и направлением тектонической зоны (~ 335°, угол падения ~ 65—70°), что позволяет рассматривать эти дайки как додеформационные. II генерация даек мощностью 10—50 см по структурно-текстурным особенностям, простираению и ориентировке гнейсовидности идентична I. Критерием для ее выделения послужил химический состав самих пород (см. ниже). Для даек этой генерации в обнажениях фиксируются хрупкие деформации (разрывы) со смещением по левосторонним сдвигам на 10—25 см.

III генерация даек сложена мелкозернистыми порфировидными плагиогранитами, их мощность составляет 25—40 см. Тела этой генерации секут предшествующие дайки, а в зонах «срывов» для них

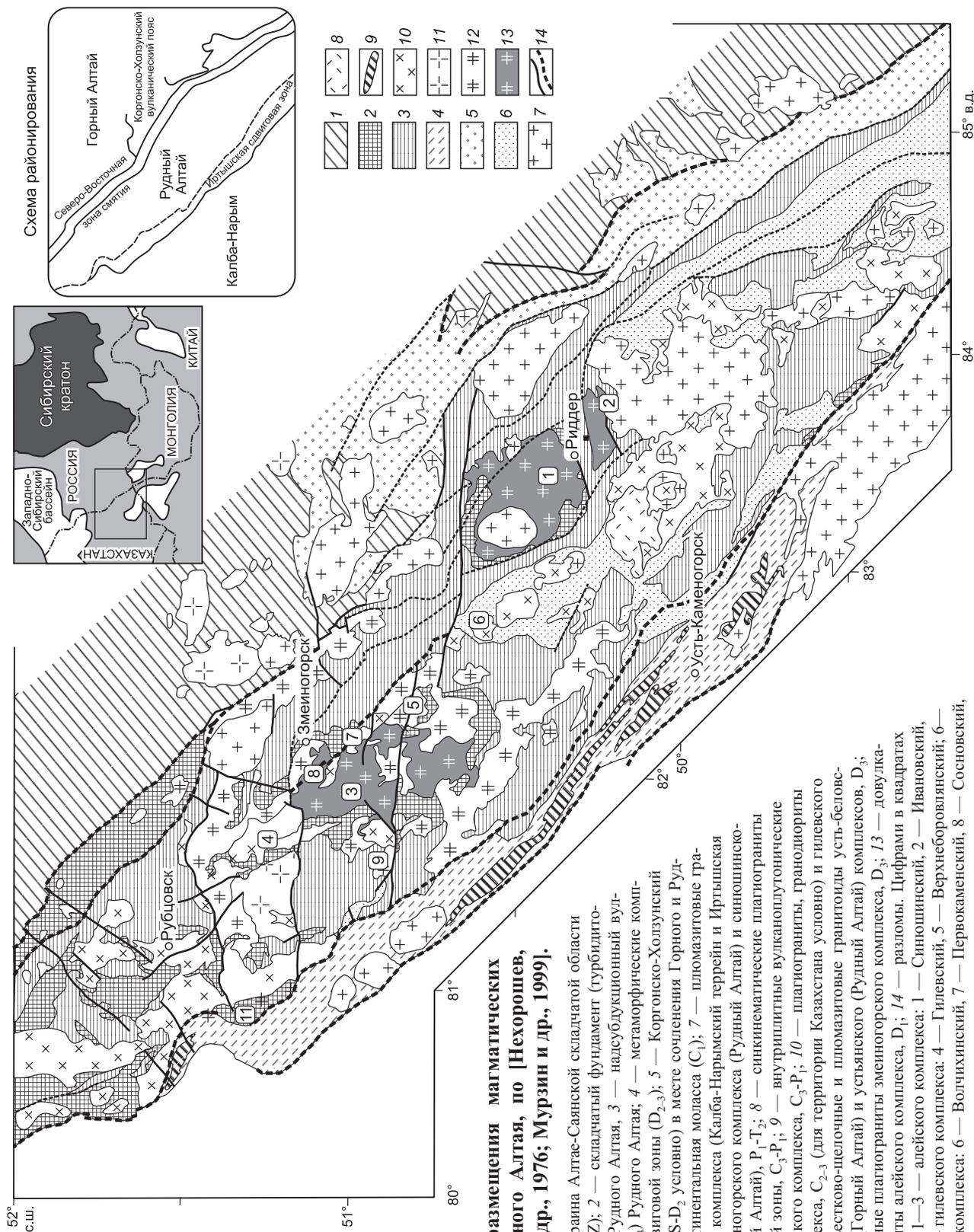


Рис. 1. Схема размещения магматических комплексов Рудного Алтая, по [Нехорошев, 1956; Ротараш и др., 1976; Мурзин и др., 1999].

1 — юго-западная окраина Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай, PR-PZ); 2 — складчатый фундамент (турбидитовый бассейн, S-D₁?) Рудного Алтая, 3 — надсубдукционный вулканический пояс (D₁₋₃) Рудного Алтая; 4 — метаморфические комплексы Иртышской свиговой зоны (D_{2,3}); 5 — Коргонско-Холзунский вулканический пояс (S-D, условно) в месте сочленения Горного и Рудного Алтая; 6 — континентальная моласса (C₁); 7 — пломазитовые гранитоиды калбинского комплекса (Калба-Нарымский террей и Иртышская свиговая зона), ленингорского комплекса (Рудный Алтай) и синиошского комплекса (Горный Алтай), P₁-T₂; 8 — синкинематические плагиограниты Иртышской свиговой зоны, C₃-P₁; 9 — внутрилпные вулканоплутонические интрузивы сержихинского комплекса, C₃-P₁; 10 — плагиограниты, гранодиориты волчихинского комплекса, C₂₋₃ (для территории Казахстана условно) и гилевского комплекса; 11 — известково-щелочные и пломазитовые гранитоиды усть-беловского, боровлянского (Горный Алтай) и устьянского (Рудный Алтай) комплексов, D₃; 12 — надсубдукционные плагиограниты змеиногорского комплекса, D₃; 13 — довулканические плагиограниты алейского комплекса, D₁; 14 — разломы. Цифрами в квадратах обозначены массивы: 1—3 — алейского комплекса; 4 — Гилевский, 5 — Верхнеборовлянский; 6 — 3 — Алейский; 4, 5 — гилевского комплекса; 4 — Гилевский, 5 — Верхнеборовлянский; 6 — 11 — волчихинского комплекса; 6 — Волчихинский, 7 — Первокаменский, 8 — Сосновский, 9 — Антошихинский.

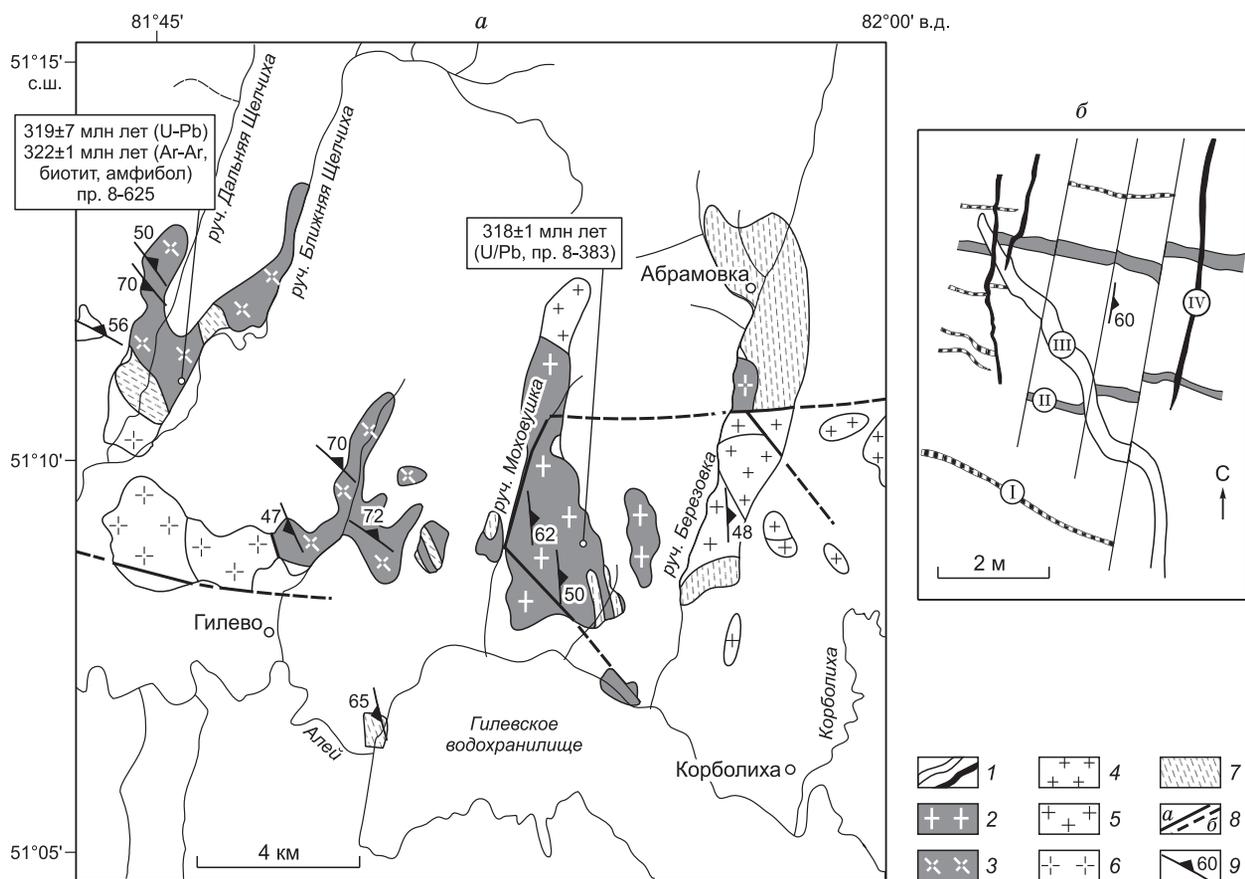


Рис. 2. Схема размещения интрузивных пород гилевского комплекса (северная часть Алейского массива [Мурзин и др., 1999]) (а) и взаимоотношения даек плагиогранитов в руч. Моховушка, по данным авторов (б).

1—3 — гилевский комплекс, C_{2-3} : 1 — дайки плагиогранитов (цифрами в кружках обозначена последовательность внедрения от ранних к поздним), 2 — биотитовые плагиограниты (Центральная зона деформаций), 3 — амфиболовые плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты (Субмеридиональная зона деформаций), 4, 5 — змеиногорский комплекс, $D_{2-3}z$: 4 — плагиолейкограниты; 5 — меланократовые плагиограниты; 6 — гранитоиды усть-беловского (D_{3ub}) и боровлянского (D_3-C_1) комплексов, объединенные; 7 — корболихинской свита, S- D_1 ?kg (зеленые сланцы); 8 — разломы: а — наблюдаемые, б — предполагаемые; 9 — направление падения гнейсовидности.

устанавливаются признаки пластических деформаций с образованием характерных S-образных структур и складок волочения, что указывает на внедрение магм непосредственно в момент реализации сдвиговых напряжений левосторонней кинематики. Азимут простирания даек этой генерации варьирует от 75 до 125°.

Дайки IV генерации (заключительной) сложены мелкосреднезернистыми порфировидными биотитовыми плагиогранитами. Мощность их составляет ~ 5 см, азимут простирания варьирует от 355 до 0°, совпадая с гнейсовидностью вмещающих биотитовых плагиогранитов главной фазы. В коренных обнажениях эти породы выглядят наиболее массивными, наименее деформированными и, вероятно, являются постдеформационными.

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Для определения возраста пород гилевского комплекса были отобраны пробы амфиболовых плагиогранитов из коренных обнажений в придорожном карьере руч. Ближняя Щелчиха и биотитовых плагиогранитов из коренных обнажений руч. Моховушка. Цирконы из пр. 8-625 амфиболовых плагиогранитов представлены тонкозональными короткопризматическими зернами ($k \sim 2.5-3$) с гранями призмы {100} и дипирамиды {101}. Внутреннее строение цирконов характеризуется наличием тонкой магматической зональности, в некоторых зернах устанавливаются ядра (рис. 3, а). Возраст цирконов определен U-Pb методом на масс-спектрометре SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-

Рис. 3. Катодно-люминесцентные изображения зерен цирконов с точками датирования из амфиболовых плаггиогранитов гилевского комплекса (пр. 8-625) (а) и результаты их U-Pb изотопного датирования (б).

Морфогенетический анализ цирконов выполнил С.Н. Руднев (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Петербург, аналитик Е.Н. Лепехина). Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. U-Pb отношения измерялись по стандартной методике [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 5 нА, диаметр кратера — 25 мкм (светло-серые круги, см. рис. 3, а). Данные обрабатывались с использованием программы SQUID. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) рассчитаны на уровне 1σ, погрешности вычисленного возраста приведены на уровне 2σ. Конечная обработка аналитических данных и построение диаграмм выполнено с использованием программы ISOPLOT/EX.

Всего было проанализировано десять зерен цирконов: пять — в краевых частях и пять — в промежуточных зонах. Ядра не анализировались. Практически все точки оказались дискордантными. Оценки возраста, полученные по краевым и промежуточным зонам, оказались неразличимы (табл. 1). Значение конкордантного возраста, рассчитанное по всем 10 аналитическим точкам, составило 319 ± 7 млн лет (СКВО = 0.995, см. рис. 3, б). Учитывая высокую дискордантность аналитических точек, дополнительно были выполнены оценки средневзвешенного возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Для краевых зон цирконов (см. табл. 1) значение возраста составило 320 ± 16 млн лет (СКВО = 0.3), для промежуточных зон — 316 ± 17 млн лет (СКВО = 1.5), для всей аналитической выборки — 318 ± 12 млн лет (СКВО = 0.83). Таким образом, все оценки U-Pb возраста, полученные с использованием разных алгоритмов, синхронны в пределах ошибки.

Из этой же пробы дополнительно были выделены мономинеральные фракции породообразующих амфибола и биотита. Их датирование выполнено ^{40}Ar - ^{39}Ar методом ступенчатого прогрева на приборе Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) по методике [Травин и др., 2009]. В возрастных спектрах обоих минералов после лестницы вверх выделяются плато, по которым рассчитаны значения возраста: 322.5 ± 2.3 млн лет (65 % выделенного ^{39}Ar) и 321.8 ± 2.3 млн лет (84 % выделенного ^{39}Ar) соответственно (рис. 4).

Цирконы, выделенные из амфиболовых плаггиогранитов (пр. 8-383), по морфологии оказались аналогичны цирконам из биотитовых плаггиогранитов пр. 8-625. Их возраст был определен по навескам классическим U-Pb методом в ГЕОХИ РАН, г. Москва (аналитик Т.И. Киризова). Разложение цирконов проводилось по методике [Krogh, 1983]. Аналитические исследования выполнены на масс-спектрометре TSN 206А фирмы CAMECA методом термоионной эмиссии с применением алюмосиликатного геля в качестве эмиттера ионов. Содержания U и Pb определены методом изотопного разбавления с точностью ± 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 0.5 нг Pb. Обработка экспериментальных данных проводилась по программе ISOPLOT, версия 2.5 [Ludwig, 1991]. При расчете возрастов использо-

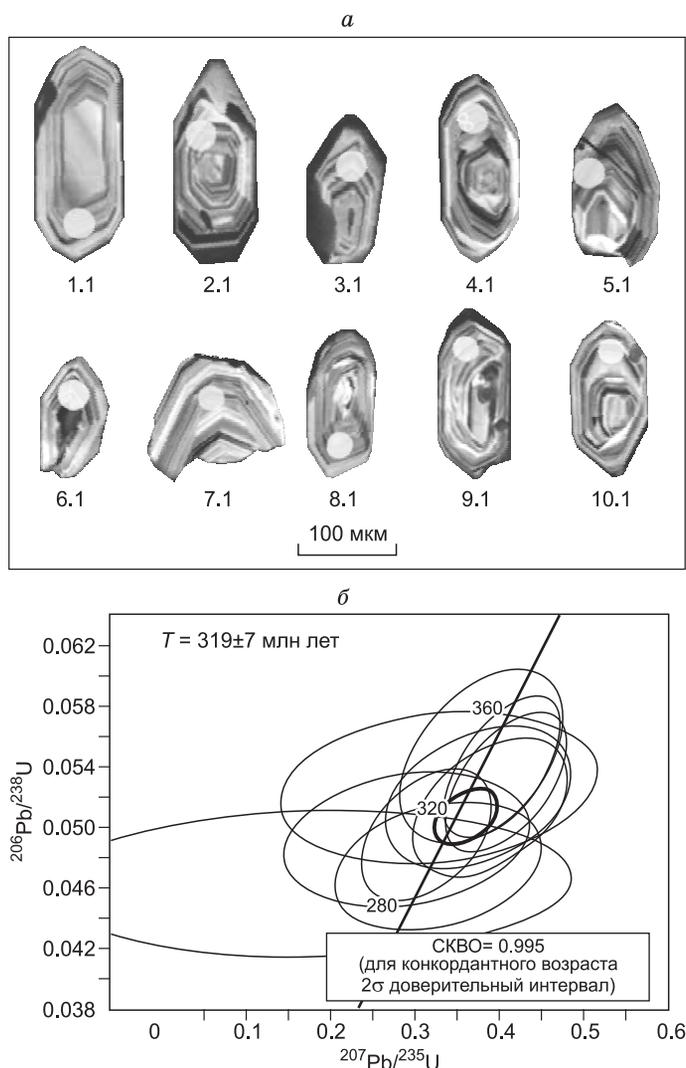


Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного исследования цирконов из амфиболового плаггиогранита гилевского комплекса, пр. 8-625

Номер точки	Зона	Содержание			Дискордантность, %	Изотопный состав свинца		Изотопные отношения		Коэффициент корреляции	Возраст, млн лет				
		$^{206}\text{Pb}/\text{Pb}_c$, %	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$ (общее)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \pm \%$ (1)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$ (1)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$ (1)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$ (1)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$ (1)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$ (2)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$ (3)	
															г/г
1.1	Кр.	0.44	144	59	6.36	61	0.0612 ± 4	0.0577 ± 7.4	0.0514 ± 3.6	0.409 ± 8.2	0.440	520 ± 160	323 ± 11	321 ± 11	336 ± 12
2.1	Пр.	2.03	108	52	4.97	-59	0.0651 ± 5.7	0.0487 ± 19	0.0526 ± 3.9	0.354 ± 20	0.199	134 ± 450	331 ± 13	333 ± 12	353 ± 13
3.1	»	0.24	169	79	7.85	41	0.0585 ± 3.4	0.0566 ± 4.9	0.054 ± 3.5	0.422 ± 6	0.584	477 ± 110	339 ± 12	338 ± 12	356 ± 13
4.1	Кр.	0.23	173	72	7.91	62	0.0601 ± 4.1	0.0583 ± 5.3	0.053 ± 3.5	0.426 ± 6.4	0.558	539 ± 120	333 ± 11	331 ± 12	346 ± 12
5.1	Пр.	3.25	125	64	5.16	-380	0.0604 ± 4.4	0.034 ± 53	0.0463 ± 4.3	0.22 ± 53	0.080	820 ± 1500	292 ± 12	299 ± 11	318 ± 12
6.1	»	0.47	177	94	8.39	-5	0.0567 ± 3.5	0.0529 ± 8	0.0547 ± 4.2	0.399 ± 9.1	0.467	326 ± 180	344 ± 14	344 ± 14	365 ± 15
7.1	Кр.	0.72	121	48	5.44	28	0.061 ± 4.4	0.0552 ± 9.5	0.052 ± 3.7	0.396 ± 10	0.362	420 ± 210	327 ± 12	326 ± 12	340 ± 12
8.1	»	0.56	145	58	6.22	-40	0.0543 ± 4.3	0.0498 ± 7.6	0.0495 ± 3.6	0.34 ± 8.4	0.430	187 ± 180	312 ± 11	313 ± 11	324 ± 12
9.1	Пр.	1.00	143	66	5.91	23	0.0619 ± 4.1	0.0539 ± 12	0.0475 ± 3.7	0.353 ± 13	0.286	367 ± 280	299 ± 11	299 ± 11	316 ± 11
10.1	Кр.	1.71	197	86	8.45	-83	0.0609 ± 3.6	0.0471 ± 17	0.0492 ± 3.7	0.319 ± 17	0.216	53 ± 390	310 ± 11	312 ± 11	328 ± 12

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb* — общая и радиогенная составляющая соответственно. Ошибка стандартной калибровки составляет 1.05 %. Зоны кристаллов циркона: Кр. — красная, Пр. — промежуточная. Автор пробы Н.Н. Крук.

- (1) — поправка на обычный свинец вводимая с использованием измеренного ^{204}Pb .
 (2) — поправка на общий свинец вводимая с использованием $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, конкордантный возраст.
 (3) — поправка на общий свинец вводимая с использованием $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, конкордантный возраст.

ваны общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Ошибки измеренных изотопных отношений (2σ) в процентах составили 0.5; коэффициент корреляции ошибок $r = 0.95$. Поправки на обычный свинец даны в соответствии с работой [Stacey, Kramers, 1975].

Всего было проанализировано две фракции циркона (+75 и -75 мкм). Одна из двух аналитических точек, соответствующая более крупной фракции, оказалась конкордантной, вторая — субконкордантной. Возраст, рассчитанный по двум точкам, составил 318 ± 0.8 млн лет (рис. 5, табл. 2). Полученная датировка полностью согласуется с возрастом амфиболовых плаггиогранитов.

Суммируя результаты геохронологических исследований, необходимо отметить два момента. Во-первых, хорошее совпадение оценок U-Pb возраста по цирконам, полученных с использованием разных методик, позволяет уверенно определить возраст плаггиогранитоидов гилевского комплекса как раннесреднекаменноугольный (верхи серпуховского—низы башкирского веков). Во-вторых, совпадение U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировок по трем минералам, характеризующимся различной температурой закрытия изотопной системы, свидетельствует в пользу синхронности (в рамках ошибки изотопных методов) процессов внедрения и кристаллизации плаггиогранитоидов, с одной стороны, и тектонотермальных процессов, вызвавших заложение локальных зон деформаций и интенсивное тектоническое преобразование гранитоидов, с другой.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, МИНЕРАЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Приуроченность интрузивов гилевского комплекса к локальным зонам тектонических деформаций и синкинематический характер внедрения магм определили внешний облик и структурно-текстурные особенности пород. Гранитоиды повсеместно превращены в blastsмилониты и гнейсы. Это явилось одной из причин, заставлявших ранее исследователей рассматривать их как самые древние интрузивные образования на Рудном Алтае.

Тоналиты катаклазированы, обладают blastоцементной структурой, в которой фенокристы короткопризматического зонального плаггиоклаза (35 %) и кварца (10 %) закручены в более мелкозернистой плаггиоклаз-кварцевой основной массе, а зерна тем-

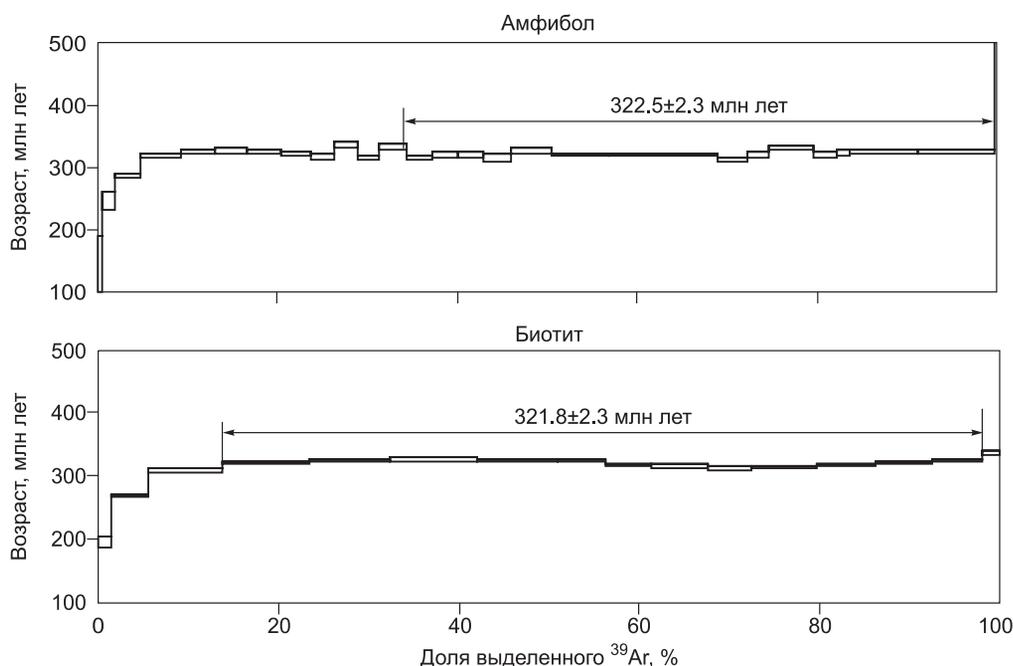


Рис. 4. Результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопного датирования амфибола и биотита из амфиболовых плагиогранитов гилевского комплекса (пр. 8-625).

Аналитик А.В. Травин (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

ноцветных минералов (биотит 5—10 % и зеленый амфибол до 5 %) ориентированы в одном направлении. В пределах небольшого участка интрузии кварцевых диоритов на руч. Дальняя Щелчиха количественные соотношения кварца и темноцветных минералов в породах варьируют так, что их химический состав заметно модифицируется, хотя и без особого изменения внешнего вида пород и без видимых фазовых взаимоотношений. Микроскопически это выражено в увеличении доли кварца от 5 до 20 %, уменьшении гнейсовидности пород, призматически-зернистые структуры приобретают облик гранитных, а зональный плагиоклаз сменяется на полисинтетический. В наименее кремнекислых разновидностях присутствует только длиннопризматический зеленый амфибол (20—30 %), количество которого уменьшается до 10 %, а доля биотита, в свою очередь, возрастает до 10 %. Соответственно, от низко- до высококремниевых разновидностей кварцевых диоритов ($\text{SiO}_2 = 55.29\text{—}63.87$ мас. %) увеличивается К/Na отношение (от 0.11 до 0.38) и уменьшаются (мас. %): Al_2O_3 (от 17.97 до 15.79), CaO (от 7.81 до 5.21) и Fe_2O_3^* (от 7.4 до 5.47) (табл. 3, рис. 6). Однотипными минеральными и петрохимическими составами обладают кварцевые диориты с руч. Березовка. На графиках редких элементов (рис. 7) для всех кварцевых диоритов характерны однотипные слабоасимметричные спектры REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.1\text{—}6.5$), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9\text{—}0.8$ и высокие отношения $\text{Sr}/\text{Y} = 30\text{—}31$.

Амфиболовые и биотитовые плагиограниты макроскопически схожи, отличаясь небольшими вариациями содержаний биотита (5—10 %) и амфибола (1—5 %), в связи с чем их петрографическое разделение носит условный характер. Для пород типичны гнейсовидные гранитные структуры, образование

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного исследования цирконов из биотитового плагиогранита гилевского комплекса, пр. 8-383

№ п/п	Фракция, мкм	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	-75	11.92	229.83	4200	0.05257	6.442	0.05006	0.3628	314.9	313.3	310.1
2	+75	11.59	217.30	2300	0.05280	6.207	0.05067	0.3689	318.7	318.8	319.9

Примечание. Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, г. Москва, аналитик Т.И. Кирнозова. Автор пробы Н.Н. Крук.

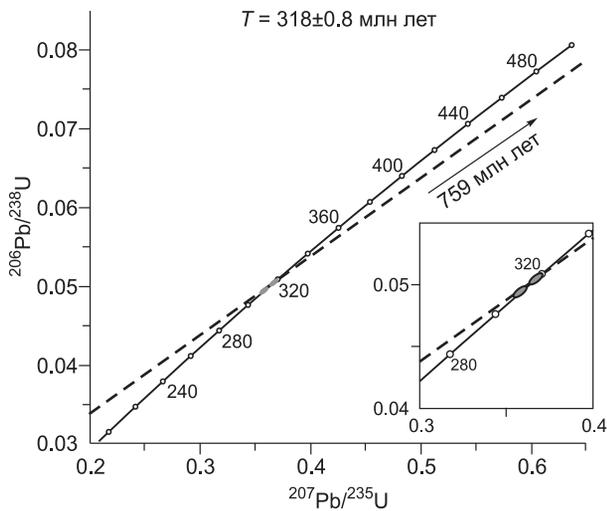


Рис. 5. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из биотитовых плаггиогранитов гилевского комплекса (пр. 8-383).

которых обусловлено синкинематическим характером внедрения гранитных интрузий. В минеральном составе преобладают короткопризматический зональный плаггиоклаз (55—60 %) и ксеноморфный кварц (25—30 %). Вещественные составы этих разновидностей также близки. На петрохимических диаграммах точки их составов формируют единые поля, повсеместно отличные от полей составов кварцевых диоритов (см. рис. 6): $\text{SiO}_2 = 66.39\text{—}70.39$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.25\text{—}16.96$ мас. %, $\text{CaO} = 2.98\text{—}4.57$ мас. % и $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 2.9\text{—}4.77$ мас. %.

На графиках редких элементов (см. рис. 7) для пород характерны однотипные левые части спектров с близкими значениями Rb, Ba и LREE (кроме Sm), концентрирующихся в биотите, Sr и Eu — в плаггиоклазе, Zr и Hf — в амфиболе. Значительные отличия обнаруживаются в правой части спектров. За счет резкого обеднения лантаноидами иттриевой группы спектры биотитовых плаггиогранитов сильно фракционированы ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 21.5$, $\text{Sr}/\text{Y} = 103$), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.05\text{—}1.63$. Резкое различие концентраций HREE (в 3—5 раз) в двух типах плаггиогранитов (при близости остальных геохимических свойств) не может быть следствием одних только вариаций содержания темноцветных минералов. Такое поведение HREE логичнее объяснять условиями формирования первичных расплавов, а именно вариациями содержания граната в рестите (подробнее см. раздел «Обсуждение результатов»).

Тоналиты по редкоэлементному составу близки к амфиболовым плаггиогранитам. Обе группы пород имеют близкие слабоасимметричные спектры REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.1\text{—}7$), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.11$ и однотипные спектры HREE. За счет максимума по Sr тоналиты отличаются более высоким отношением $\text{Sr}/\text{Y} = 48$ (табл. 4, см. рис. 7).

Интрузивные породы дайковой серии по составу делятся на две группы: плаггиограниты даек I, III и IV генераций обладают высоким содержанием SiO_2 (74.28—76.28 мас. %) и низкими Al_2O_3 (13.43—14.15 мас. %), CaO (0.61—1.89 мас. %), а плаггиограниты II генерации — низким содержанием SiO_2 (69.69—71.37 мас. %) и высокими Al_2O_3 (16.14—17.54 мас. %), CaO (2.84—3.25 мас. %) (см. табл. 3,

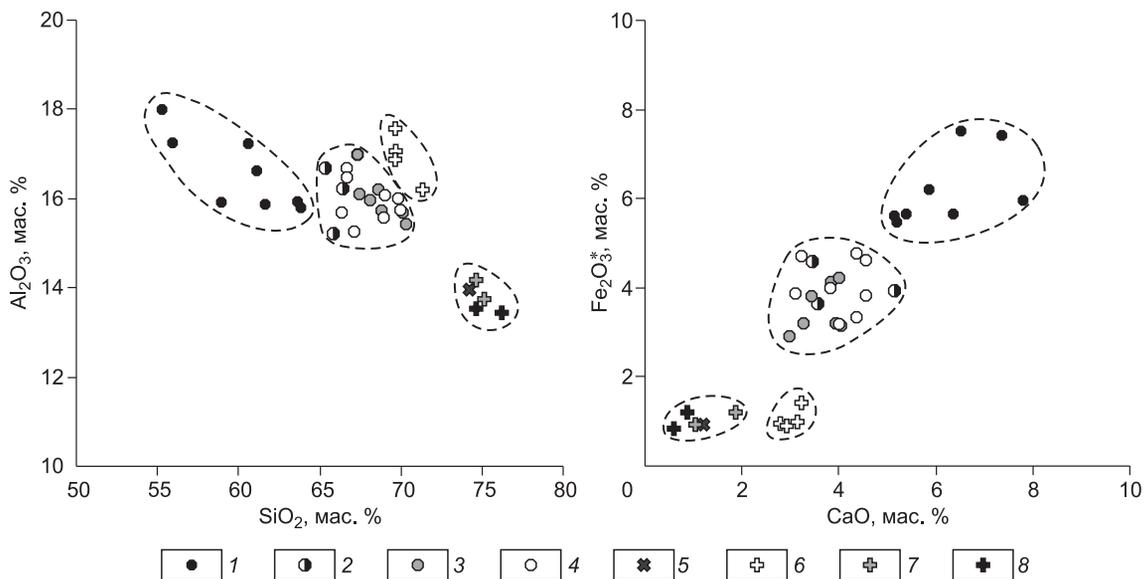


Рис. 6. Вариационные диаграммы для интрузивных пород гилевского комплекса.

1 — кварцевые диориты; 2 — тоналиты; 3 — амфиболовые плаггиограниты; 4 — биотитовые плаггиограниты; 5—8 — плаггиогранитные дайки: 5 — I генерации, 6 — II генерации, 7 — III генерации, 8 — IV генерации.

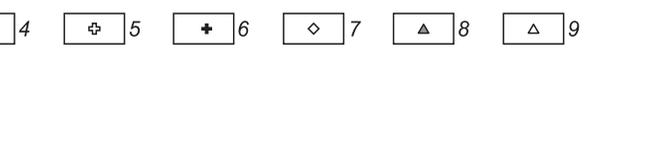
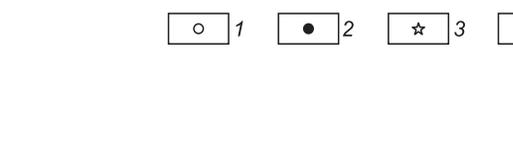
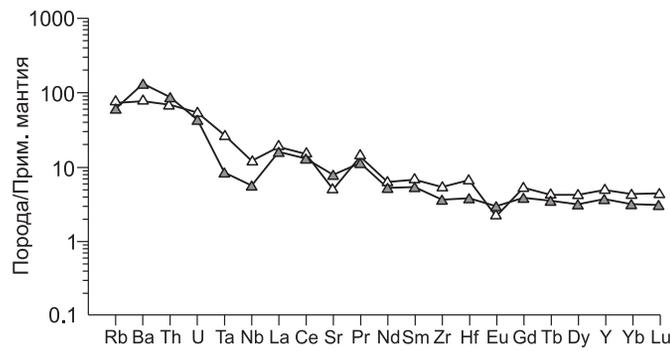
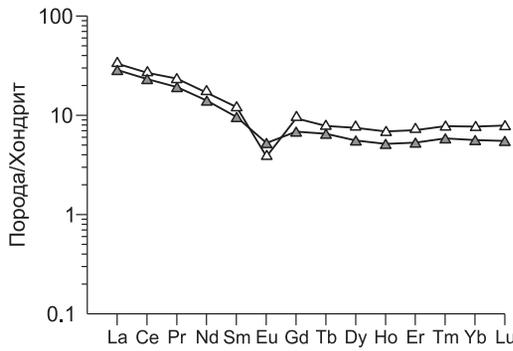
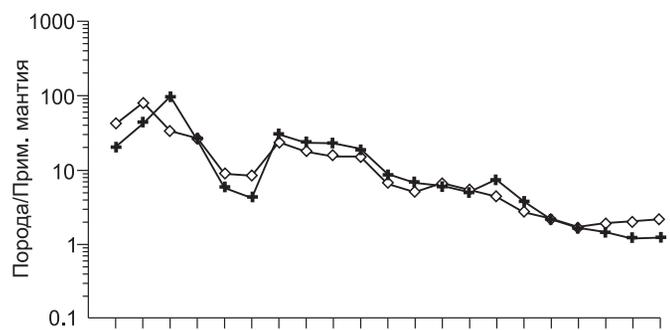
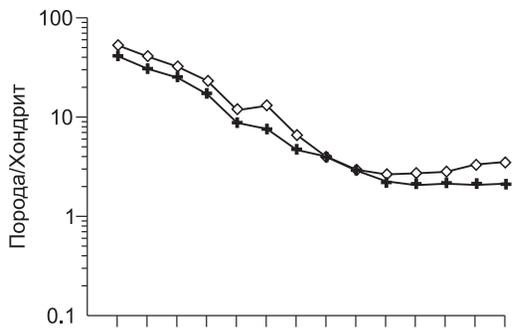
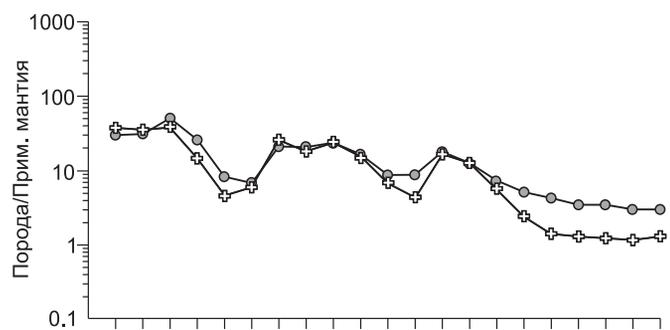
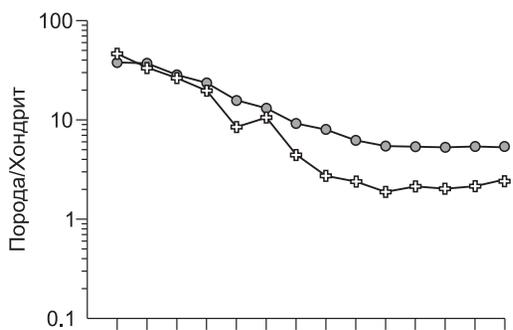
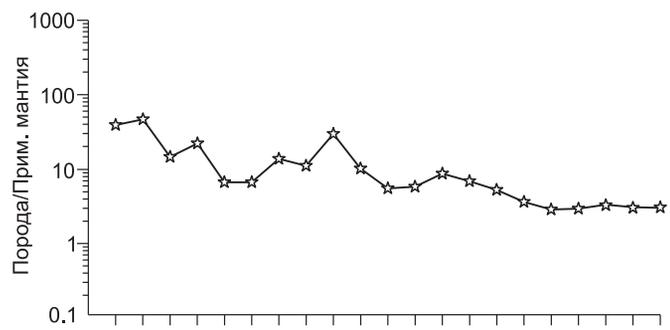
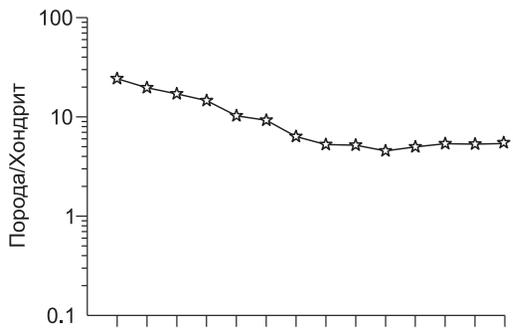
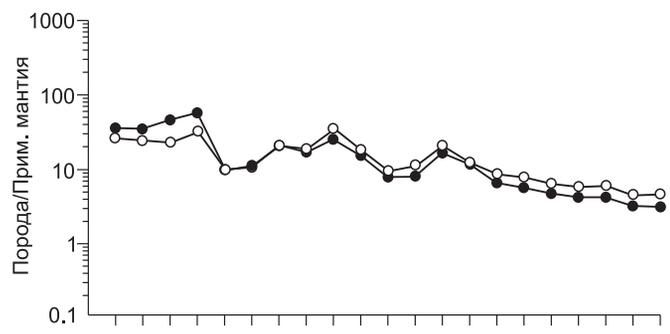
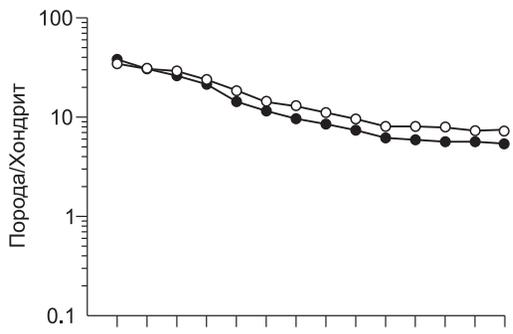
Таблица 3. Содержания петрогенных элементов (мас. %) в интрузивных породах гилевского комплекса

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	Автор пробы
Кварцевые диориты, руч. Щелчиха													
7-604	55.29	0.96	17.97	7.4	0.13	4.13	7.38	4.23	0.7	0.2	1.53	100.01	1
8-06-6	59	0.64	15.9	5.96	0.11	5.18	7.81	3.55	0.4	0.14	1.2	99.97	2
7-613	60.66	0.62	17.22	5.64	0.1	2.83	6.38	4.17	0.97	0.16	1.2	100.03	1
7-609	61.65	0.89	15.85	6.19	0.1	2.98	5.89	3.99	1.52	0.18	0.66	99.96	1
7-607	63.69	0.74	15.89	5.47	0.09	2.56	5.21	4.17	1.5	0.15	0.5	100.04	1
7-612	63.87	0.71	15.79	5.63	0.09	2.59	5.4	3.99	0.8	0.14	0.96	100.07	1
Кварцевые диориты, руч. Березовка													
mx-973/2	55.99	1.21	17.22	7.54	0.12	3.55	6.51	3.64	1.57	0.25	0.4	99.98	1
mx-973/3	61.18	0.71	16.56	5.6	0.09	3.3	5.19	3.86	1.22	0.14	0.3	99.91	1
Тоналиты, руч. Щелчиха													
7-603	65.34	0.33	16.67	3.92	0.1	1.46	5.14	4.84	0.88	0.11	1.17	100.05	1
8-06-5	65.91	0.58	15.2	4.57	0.07	2.07	3.45	4.58	1.33	0.16	1.96	99.99	2
7-606	66.49	0.47	16.21	3.64	0.06	1.74	3.58	4.62	1.6	0.14	1.37	100.02	1
Амфиболовые плагиограниты, руч. Щелчиха													
32823	67.38	0.46	16.96	4.2	0.06	2	4.02	3.4	0.99	0.15	0.28	99.92	3
8-626	67.48	0.43	16.1	3.18	0.06	1.84	4.05	4.25	0.99	0.12	0.4	98.91	2
a203	68.1	0.3	15.93	3.83	0.07	1.31	3.43	4.9	1.2	0.11	1.27	100.6	4
8-625	68.63	0.43	16.18	3.2	0.06	1.42	3.99	4.78	0.91	0.12	0.01	99.75	2
32822	68.82	0.38	15.71	4.13	0.07	1.46	3.84	4.4	0.88	0.11	0.46	100.29	3
e2117	70.14	0.33	15.68	3.17	0.04	0.84	3.26	4.8	0.9	0.12	0.59	99.91	4
e2116	70.39	0.28	15.42	2.9	0.03	0.55	2.98	4.39	2.08	0.09	0.77	100.02	4
Биотитовые плагиограниты, руч. Моховушка													
32804-1	66.39	0.51	15.68	4.77	0.07	2.12	4.39	3.9	1.09	0.13	0.64	99.69	3
7-213-03	66.71	0.42	16.68	3.31	0.05	1.56	4.37	5.71	1.01	0.11	0.57	100.51	1
32804	66.74	0.43	16.46	4.59	0.07	2.26	4.57	4.02	0.97	0.13	0.28	100.53	3
8-380	68.92	0.5	15.56	3.84	0.13	1.39	3.14	4.66	0.49	0.16	1.18	98.79	2
8-382	68.99	0.39	16.04	3.8	0.12	1.36	4.56	3.59	0.96	0.18	0.72	99.99	2
8-383	69.88	0.4	15.97	3.17	0.11	1.3	4.01	3.42	1.08	0.17	0.05	99.56	2
32805	70.04	0.37	15.73	4	0.05	1.86	3.82	2.97	1.01	0.11	0.16	100.14	3
Дайка I генерации													
9-03.1 (I)	74.28	—	13.96	0.91	< 0.03	0.21	1.21	5.29	3.64	< 0.03	0.3	99.94	2
Дайка II генерации													
7-210-03	69.69	0.08	17.54	1.39	0.03	< 0.05	3.25	6.99	0.62	0.03	0.27	99.98	1
7-210/3-03	69.7	0.07	17.07	0.99	< 0.03	0.45	3.15	7.56	0.77	< 0.03	0.34	100.12	1
9-03.1(II)	69.72	0.06	16.89	0.89	< 0.03	0.46	2.95	7.59	0.83	< 0.03	0.32	99.72	2
7-209/2-03	71.37	0.06	16.14	0.92	< 0.03	0.53	2.84	7.4	0.77	< 0.03	0.34	100.4	1
Дайка III генерации													
7-212/4-03	74.65	0.07	13.53	1.2	0.03	0.23	0.89	5.65	3.32	0.03	0.34	99.98	1
9-03.1(III)	76.28	0.06	13.43	0.81	0.03	0.1	0.61	3.94	4.48	0.03	0.32	99.97	2
Дайка IV генерации													
7-208/4-03	75.15	0.05	13.73	0.91	0.03	0.22	1.05	5.62	3.29	0.03	0.16	100.24	1
9-03.1(IV)	74.72	0.1	14.15	1.18	< 0.03	0.44	1.89	5.66	1.57	< 0.03	0.32	100.09	2

Примечание. Анализ содержаний петрогенных элементов выполнен методом РФА на спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS) (аналитики А.Л. Финкельштейн, А.К. Климова, ИГХ СО РАН, г. Иркутск).

Прочерк — нет данных. Авторы проб: 1 — М.Л. Куйбида, 2 — Н.Н. Крук, 3 — О.В. Мурзин, 4 — В.П. Ходарев.

* Суммарное железо определено в форме Fe₂O₃.



- 1
- 2
- ☆ 3
- ◉ 4
- ⊕ 5
- + 6
- ◇ 7
- ▲ 8
- △ 9

Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ (содержания нормированы к хондриту C1 [Boynnton, 1984]) и спайдер-диаграммы (содержания нормированы к примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]) для интрузивных пород гилевского комплекса.

1, 2 — кварцевые диориты: 1 — пр. 7-604, 2 — пр. мх-973/3; 3 — тоналит, пр. 7-603; 4 — амфиболовый плагиогранит, пр. 8-625; 5 — биотитовый плагиогранит, пр. 8-383; 6 — дайка II генерации, пр. 7-210-03; 7 — дайка IV генерации, пр. 9-03.1; 8 — дайка I генерации, пр. 9-03.1; 9 — дайка III генерации, пр. 7-212/4-03.

рис. 7). Наиболее близкими по редкоэлементному составу к вмещающим биотитовым плагиогранитам главной фазы руч. Моховушка оказались породы II и IV генераций. Для плагиогранитов I и III генераций характерны слабоасимметричные спектры REE с $(La/Yb)_n = 4.3-5$ и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.3-0.6$), а также наличие минимума по Sr на спайдер-диаграммах.

Изотопный состав неодима в биотитовых плагиогранитах ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.09186$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512795$, $\epsilon_{Nd}(0) = +3.1$, $\epsilon_{Nd}(T) = +7.4$, $T_{Nd}(DM)-2 = 485$ млн лет; табл. 5) близок к таковому в деплетированной мантии [Goldstein, Jacobsen, 1988] и океанических базальтах N-MORB [Фор, 1989].

На диаграмме Ab—An—Or [O'Connor, 1965; Barker, 1979] составы пород гилевского комплекса формируют трондьемитовый тренд кристаллизации, направленный из области тоналитов в область трондьемитов (рис. 8). По классификации Г. Арта [1983], рассматриваемые плагиогранитоиды принадлежат к высокоглиноземистому типу ($SiO_2 < 70$ мас. %, $Al_2O_3 > 15$ мас. %). Высокие отношения Sr/Y (18—48 до 104), дефицит HREE ($Yb = 0.42-1.59$ г/т для тоналитов и плагиогранитов), повышенная магнезиальность ($\#Mg = 16-46$) и изотопные характеристики ($\epsilon_{Nd}(T) = +7.4$, $T_{Nd}(DM2-st) = 485$ млн лет) в породах гилевского комплекса позволяют сравнивать их с породами высокоглиноземистых ТТГ серий.

Геохимические характеристики пород дайковой серии обнаруживают широкие вариации. Плагиограниты даек II и IV генераций по вещественному составу близки к породам главных фаз. Плагиограниты даек I и III генераций по редкоэлементным характеристикам соответствуют породам низкоглиноземистого типа, по [Арт, 1983].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Тектоническая обстановка формирования гранитоидов

Результаты изотопно-геохронологических исследований указывают на практически синхронное внедрение гранитоидов и проявление тектонических процессов, вызвавших формирование локальных зон смятия. В этом случае наблюдаемая в обнажениях последовательная смена ориентировки систем даек и их взаимоотношений с деформациями позволяет определить ориентировку тектонических напряжений и ее изменение во времени.

Дайки I и II генераций, как указывалось выше, являются деформационными. Их ориентировка, идентичная в разных частях массива и перпендикулярная направлению гнейсовидности во вмещающих гранитоидах и простиранию «хрупких» срывов, позволяет считать, что трещины, в которые внедрялись расплавы, формировались не в результате контракционной «усадки» массива при его остывании, а раскрывались перпендикулярно направлению преобладающего сжатия (с юго-запада в современных координатах).

Дайки III генерации, судя по особенностям ориентировки (направление под углом около 60° к направлению хрупких срывов) и особенностям морфологии (наличие S-образных структур и складок волочения), являются синкинематическими, внедренными в условиях левого сдвига. Сочетание зон срыва и пластического изгибания жильного материала свидетельствует, что продолжительность тектонических

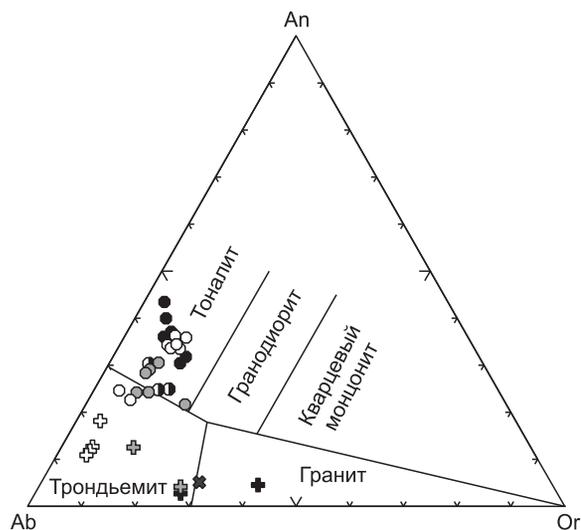


Рис. 8. Соотношение нормативных Ab, An, Or (мас. %) в интрузивных породах гилевского комплекса на диаграмме [O'Connor, 1965; Barker, 1979].

Усл. обозн. см. на рис. 6.

Таблица 4. Содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных образцах гилевского комплекса

Компонент	руч. Щелчиха					руч. Моховушка						руч. Березовка
	1		2	3		4		5	6	7	8	1
	7-604	7-607	7-603	32823	8-625	8-383	32805	9-03.1 (I)	7-210-03	7-212/4-03	9-03.1 (IV)	mx-973/3
SiO ₂	55.29	63.69	65.34	67.38	68.63	69.88	70.04	74.28	69.69	74.65	74.72	61.18
TiO ₂	0.96	0.74	0.33	0.46	0.43	0.4	0.37	—	0.08	0.07	0.1	0.71
Al ₂ O ₃	17.97	15.89	16.67	16.96	16.18	15.97	15.73	13.96	17.54	13.53	14.15	16.56
Fe ₂ O ₃	7.4	5.47	3.92	4.2	3.2	3.17	4	0.91	0.99	1.2	1.18	5.6
MnO	0.13	0.09	0.1	0.06	0.06	0.11	0.05	< 0.03	0.03	0.03	< 0.03	0.09
MgO	4.13	2.56	1.46	2	1.42	1.3	1.86	0.21	< 0.05	0.23	0.44	3.3
CaO	7.38	5.21	5.14	4.02	3.99	4.01	3.82	1.21	3.25	0.89	1.89	5.19
Na ₂ O	4.23	4.17	4.84	3.4	4.78	3.42	2.97	5.29	6.99	5.65	5.66	3.86
K ₂ O	0.7	1.5	0.88	0.99	0.91	1.08	1.01	3.64	0.62	3.32	1.57	1.22
P ₂ O ₅	0.2	0.15	0.11	0.15	0.12	0.17	0.11	< 0.03	0.03	0.03	< 0.03	0.14
П.п.п.	1.53	0.5	1.17	0.28	0.01	0.05	0.16	0.3	0.27	0.34	0.32	0.3
Сумма	100.01	100.04	100.05	99.92	99.75	99.56	100.14	99.94	99.98	99.98	100.09	99.91
Th	1.42	3.8	1	2	3.3	2.6	2.2	5.8	6.3	4.6	2.1	3
U	0.56	1.1	0.4	0.16	0.5	0.3	0.4	0.8	0.5	1	0.5	1.1
Rb	14.1	30	22	15.7	17	21	16	35	11	42	23	20
Ba	122	229	244	150	161	184	230	700	218	406	408	181
Sr	610	422	542	337	429	442	314	144	413	92	265	458
La	11.1	13.8	7.7	8.63	11.8	14	12.4	9.1	16.7	10.6	12.8	11.9
Ce	26	33	16	20	30	27	19.4	19	34	22	25	25
Pr	3.7	4.5	2.1	2.49	3.5	3.1	—	2.4	4	2.9	3.1	3.2
Nd	14.9	19.8	9	10.4	14.2	11.5	8.4	8.7	14.2	10.4	10.2	13
Sm	3.8	4.43	2.06	2.23	3.09	1.61	1.78	1.93	2.34	2.4	1.71	2.9
Eu	1.09	1.11	1	0.76	0.97	0.76	0.66	0.4	0.98	0.29	0.56	0.88
Gd	3.5	3.89	1.69	2.02	2.39	1.13	1.6	1.82	1.75	2.5	1.21	2.63
Tb	0.54	0.63	0.25	0.29	0.38	0.13	0.24	0.31	0.19	0.38	0.19	0.43
Dy	3.2	3.83	1.71	1.54	2.01	0.75	—	1.85	0.95	2.5	0.95	2.44
Ho	0.6	0.77	0.34	0.28	0.39	0.13	—	0.38	0.17	0.51	0.19	0.46
Er	1.74	2.2	1.08	0.76	1.13	0.44	—	1.15	0.44	1.53	0.57	1.3
Tm	0.26	0.34	0.18	0.12	0.17	0.06	—	0.19	0.07	0.26	0.09	0.19
Yb	1.59	2.26	1.14	0.72	1.13	0.44	0.42	1.21	0.44	1.66	0.7	1.22
Lu	0.25	0.33	0.18	0.1	0.17	0.08	0.06	0.18	0.07	0.26	0.11	0.18
Zr	169	216	74	19.2	151	142	—	31	51	46	54	142
Hf	3.7	5.5	2.2	0.68	4	4	2.6	1.2	1.6	2.1	1.6	3.8
Ta	0.39	0.45	0.28	0.23	0.34	0.19	0.2	0.36	0.24	1.14	0.36	0.42
Nb	6.2	7.2	3.8	3.2	3.9	3.4	—	3.3	2.4	7	4.6	6.3
Y	19.9	23.7	11.3	7.6	11.9	4.3	—	13	5	17.2	6.1	14.6
Eu/Eu*	0.9	0.8	1.11	1.07	1.05	1.63	1.17	0.64	1.42	0.36	1.13	0.95
(La/Yb) _n	4.68	4.11	4.57	8.11	7.02	21.57	19.9	5.09	25.39	4.31	12.35	6.57
Σ РЗЭ	72.26	91.11	44.51	50.33	71.34	60.91	44.96	48.93	76.13	58.5	57.22	65.8

Примечание. Анализ содержаний петрогенных элементов выполнен методом РФА на спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS) (аналитики А.Л. Финкельштейн, А.К. Климова, ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Анализ содержаний редких и редкоземельных элементов выполнен методом ICP-ms на приборе Finigan Element (аналитик И.В. Николаева, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Прочерк — нет данных. Отношения (La/Yb)_n и (Eu/Eu*) вычислены для значений, нормированных на содержание этих элементов в хондрите C1 [Boynnton, 1984]. Авторы проб Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида. 1 — кварцевые диориты, 2 — тоналиты, 3 — амфиболовые плагииграниты, 4 — биотитовые плагииграниты, 5 — дайка I генерации, 6 — дайка II генерации, 7 — дайка III генерации, 8 — дайка IV генерации.

Таблица 5.

**Результаты исследования изотопного состава неодима в биотитовом
плагииграните гилевского комплекса**

Номер образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma_{\text{изм.}})$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$t_{\text{Nd}}(\text{DM2-st})$, млн лет
	мкг/г							
32805	1.33	8.73	0.0919	0.512795 ± 9	3.1	7.4	446	485

Примечание. Изотопные исследования выполнены в ИГЕМ РАН, г. Москва (аналитик Д.З. Журавлев). Нормирование изотопных отношений неодима осуществлялось по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Точность определения Sm/Nd отношения составляла $\pm 0.2\%$. Параллельные анализы стандартного образца изотопного состава неодима LaJolla дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511842 \pm 14$ ($N = 17$). Значение параметра $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, Wessergburg, 1984]. Модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ вычислены по модели [Goldstein, Jacobsen, 1988] для резервуара деплетированной мантии с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$. При расчете возрастов протолитов по двустадийной модели [Keto, Jacobsen, 1987] среднекорневое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принято равным 0.12 [Taylor, McLennan, 1985].

деформаций была больше времени внедрения и кристаллизации расплавов. Наконец, наиболее поздние, недеформированные и практически неразгнейсованные дайки IV генерации имеют постдеформационную природу. Судя по их ориентировке (простираение даек совпадает с направлением гнейсовидности вмещающих плагиигранитов, аз. прост. = $355-0^\circ$), вектор преобладающего сжатия при их внедрении был перпендикулярен направлению сжатия, имевшего место при внедрении даек первых двух генераций.

Таким образом, внедрение гранитоидов и постгранитных даек маркирует смену направления тектонических деформаций от сжатия в СВ направлении (дайки I и II генераций, а возможно, и плагииграниты главной фазы) через левый сдвиг (дайки III генерации) до сжатия в СЗ или, соответственно, растяжения в СВ направлении (дайки IV генерации). При этом время формирования даек I—III генераций укладывается в узкий временной интервал между внедрением и кристаллизацией плагиигранитоидов и их тектоническим преобразованием (судя по данным геохронологических исследований, эти процессы субсинхронны), в то время как завершающие дайки, маркирующие эпизод растяжения, могут быть существенно оторваны по возрасту и соответствовать более поздним событиям.

Оценки возраста плагиигранитоидов гилевского комплекса (318—322 млн лет) соответствуют границе раннего и среднего отделов каменноугольного периода. В региональном плане этому рубежу отвечает начало накопления моллассоидных толщ в Западно-Калбинской зоне Восточного Казахстана, маркирующее коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов, которая привела к закрытию Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна.

Результаты последних геолого-структурных и изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют, что коллизионное взаимодействие Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов было длительным и сложным процессом. Ранние его стадии маркируются проявлениями умеренно щелочного габбро-гранитного магматизма в Западном Алтае [Крук и др., 2008], в то время как завершающим стадиям соответствует широкое развитие в Обь-Зайсанской системе и на прилегающих территориях тектонических деформаций левосдвиговой кинематики [Буслов, 2011]. Судя по приведенным выше данным, внедрение плагиигранитов гилевского комплекса произошло на пике коллизионных событий и совпало с моментом инверсии характера тектонических напряжений (переход от обстановки сжатия к условиям левого сдвига).

Источники и условия формирования гранитоидов

Существует несколько гипотез образования тоналитов и плагиигранитов: фракционная кристаллизация базальтовых магм, плавление более ранних генераций пород тоналит-плагиигранитного состава и плавление метабазитов (амфиболитов, эклогитов и гранатсодержащих гранулитов). Среди петрологов наиболее признанной считается последняя модель. Экспериментальные исследования [Arth et al., 1978; Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1991, 1995] показали возможность образования тоналит-плагиигранитных магм при дегидратационном плавлении метабазитов в диапазоне $P = 3-27$ кбар и $T = 900-1100$ °С, где редкоэлементный состав выплавки напрямую зависит от закономерной смены реститовых ассоциаций, равновесно сосуществующих с тоналит-плагиигранитной магмой при разных PT -условиях, в то время как вариации содержаний петрогенных элементов в источнике приводят лишь к незначительному смещению в PT -координатах линий реакций, фиксирующих смену одних реститовых парагенезисов другими [Туркина, 2000]. Таким образом, доказано, что высокоглиноземистые плагииграниты формируются в равновесии с гранатсодержащим реститом, устойчивым при давлении более 10—12 кбар.

Описанные выше условия образования плагиигранитных магм вполне соответствуют особенностям геологического строения Рудного Алтая. Древнейшими породами, проявленными на современном

уровне эрозионного среза в этом блоке, являются зеленосланцевые турбидиты корболихинской толщи (S-D₁), представленные преимущественно метапесчаниками с подчиненными количествами глинистых сланцев. Мощность этих отложений превышает 5 км, их основание нигде не вскрыто [Мурзин и др., 1999]. В то же время, по геофизическим данным, разрез земной коры Рудного Алтая характеризуется сокращенной мощностью «сиалического» слоя (8—14 км) с признаками «базификации» последнего, и наличием мощного (28—36 км) «базальтового» слоя [Фотиади, Каратаев, 1963; Ревакин, Кузубный, 1966; Кузубный и др., 1981; Щерба и др., 2000]. Поскольку плагиограниты высокоглиноземистого типа образуются на больших глубинах ($P > 10$ —12 кбар), то область их генерации должна лежать ниже поверхности раздела «сиалического» и «базальтового» слоев, т.е. турбидитовые толщи не могли являться для них субстратом. Такие факты как увеличенная мощность мафической коры и присутствие реликтов metabazaltov (MORB) в фундаменте Рудно-Алтайского террейна [Шокальский и др., 2000] заставляют предполагать, что metabazaltovое основание последнего было сложено океаническими базальтами (MORB), которые и послужили субстратом для выплавления первичных плагиогранитных магм. Возможность образования высокоглиноземистых плагиогранитов гилевского комплекса при плавлении мафического источника в условиях высоких давлений (более 10 кбар) подтверждается сравнением их редкоэлементного состава с составом модельных расплавов [Туркина, 2000], соответствующих выплавкам, полученным в ходе экспериментов [Wolf, Wyllie, 1991; Rapp, Watson, 1991; Sen, Dunn, 1994] в диапазоне PT -условий: 10 кбар (875 °C) — 16 кбар (1025 °C).

Модельные расчеты, проведенные авторами [Куйбида, 2009], показали, что амфиболовые и биотитовые плагиограниты были образованы при близких PT -параметрах (15 кбар, ~950 °C), однако содержание граната в рестите после образования их первичных расплавов отличалось (7 и 22 % соответственно), что и обусловило резкие различия в концентрациях HREE.

Редкоэлементные спектры плагиогранитов гилевского комплекса наиболее близки к модельным составам пород, полученным в экспериментах при плавлении базальтов (MORB), и отличаются от других типов (OIB, CAB, IAT).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования плагиогранитоидов северной части Рудного Алтая показали, что их формирование произошло в среднекаменноугольное время (амфиболовые плагиограниты — 321.6 ± 1.5 млн лет, биотитовые плагиограниты — 318 ± 1 млн лет). Оно было синхронно пику коллизионных событий между Сибирским и Казахстанским палеоконтинентами.

Специфика вещественного состава рассмотренных пород заключается в принадлежности их, в отличие от всех более древних плагиогранитоидов Рудного Алтая, к высокоглиноземистому (континентальному, по [Арт, 1983]) типу плагиогранитоидов, формирование которых связывается с плавлением metabazaltov (в данном случае близких по составу к N-MORB) при высоких давлениях ($P > 10$ кбар). В то же время среди пород дайковой серии присутствуют плагиограниты как высокоглиноземистого, так и низкоглиноземистого типов, что отражает плавление утолщенной в ходе коллизионных процессов коры Рудного Алтая на разных уровнях глубинности.

Необходимо отметить, что проявления среднекаменноугольного (коллизионного) гранитоидного магматизма не ограничиваются описанными интрузивами высокоглиноземистых плагиогранитов. Идентичный (в пределах ошибки) возраст установлен для известково-щелочных гранодиоритов волчихинского комплекса [Крук и др., 2012], что дает возможность выделить в Рудном Алтае типичную коллизионную ТТГ серию. Данные геолого-съёмочных работ ([Мурзин и др., 1999], устное сообщение С.И. Федака, Ю.И. Туркина) указывают на близкий возраст ряда гранит-лейкогранитных интрузий Рудного Алтая (Верхнеборовлянский и др. массивы). Таким образом, вполне вероятно, что объемы коллизионного гранитоидного магматизма в Рудном Алтае могут оказаться весьма значительными.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79) и РФФИ (проект № 12-05-00188-а).

ЛИТЕРАТУРА

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 99—105.

Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимир В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Елисеев Н.А. Петрография Рудного Алтая и Калбы // Петрография СССР. Серия I. Региональная петрография. М.: Л., Изд-во АН СССР, 1938, вып. 6, с. 5—87.

Козлов М.С. Палеотектоника и палеовулканизм среднего палеозоя Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 17—34.

Конников Э.Г. К вопросу о гетерогенности змеиногорского интрузивного комплекса Рудного Алтая // Геология и геофизика, 1974 (10), с. 143—147.

Котлер П.Д., Навозов О.В., Травин А.В., Владимир В.Г., Хромых С.В. Изотопное датирование (U-Pb, Ar-Ar) и геодинамическая интерпретация Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания (Иркутск, ИЗК СО РАН, 17—20 октября 2012 г.). Вып. 10, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, т. 1, с. 128—130.

Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А., Руднев С.Н., Куйбида М.Л. Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского ареала, Горный Алтай // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 548—568.

Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Гусев Н.И. Гранитоидный магматизм Рудного Алтая // Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2012, с. 43—44.

Кузевный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, Наука, 1975, с. 115—145.

Кузевный В.С., Ермолов П.В., Полянский Н.П., Лопатников В.В., Марьин А.М. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблемы их корреляции // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, Наука, 1981, с. 4—39.

Куйбида М.Л. Петрология плагиогранитоидов Алтая: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 16 с.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Бибикова Е.В., Травин А.В., Пресняков С.Л. Коллизионные плагиограниты Рудного Алтая // Строение литосферы и геодинамика: материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 2007, с. 135—136.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Падерин И.П. Плагиогранитный магматизм Рудного Алтая // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: материалы I Международной геологической конференции (Улан-Удэ, 26—29 августа 2008 г.). Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2008, с. 210—211.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимир А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В. U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН, 2009, т. 424, № 1, с. 84—88.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Гусев Н.И. Древнейшие плагиогранитоиды Рудного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 145—146.

Магматические комплексы Казахстана. Уральская и Зайсанская складчатые системы. Алма-Ата, Наука, 1983, 220 с.

Мурзин О.В., Чекалин В.М., Сыроежко Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Серия Алтайская, Лист М-44-Х, XI (российская часть). Объяснительная записка, 1999, 131 с.

Никонов О.И., Шокальский С.П. Геологическое положение и петрохимия гранитоидов змеиногорского комплекса в Западном Алтае в связи с возможностью их формационного расчленения // Геология и геофизика, 1988 (7), с. 35—43.

Ревякин П.С., Кузевный В.С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма // Сов. Геология, 1966, № 2, с. 5—20.

- Ротараш И.А., Трубников Л.М.** Рудно-Алтайский вулканический пояс // Геология и геофизика, 1983 (12), с. 29—35.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.
- Туркина О.М.** Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704—717.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И.** Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований // Геология и геофизика, 1963 (10), с. 5—19.
- Хисамутдинов М.Г., Авров Д.П., Васильева Е.Д.** Геологические формации Зайсанской складчатой системы. М., Недра, 1972, с. 21—32.
- Чернов В.И.** К истории палеозойского магматизма на Рудном Алтае // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957, т. 32, вып. 6, с. 10—12.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 187 с.
- Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.А., Сапаргалиев Е.М., Гавриленко О.Д.** Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы, РИО ВАК РК, 2000, 387 с.
- Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman I.** Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trochjemitic suite of southwest Finland and its implication for the origin of tonalitic and trochjemitic magmas // J. Petrol., 1978, v. 19, p. 289—316.
- Barker F.** Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam-Oxford-New York, Elsevier Scientific, 1979, 488 p.
- Beard J.S., Lofgren G.E.** Deghydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6—9 kb // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 365—401.
- Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.
- Keto L.S., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 84, p. 27—41.
- 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, 1983, v. 37, p. 485—494.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT for MS DOS, version 2.50 // US Geol. Survey Open-File report. 88-557, 1991, 64 p.
- O'Connor J.T.** A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U.S. Geol. Surv., Prof. Paper., 1965, v. 525B, p. 79—84.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // Precam. Res., 1991, v. 51, p. 1—25.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Partial melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol., 1995, v. 36, p. 891—931.
- Sen C., Dunn T.** Deghydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 117, p. 394—409.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, p. 207—221.
- Steiger R.H., Jager E.** Subcommittee of Geochronology: convection of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 36, p. 359—362.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.
- Williams I.S.** Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.
- Wolf M.B., Wyllie P.J.** Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas // Miner. Petrol., 1991, v. 44, p. 151—179.

*Поступила в редакцию
14 марта 2013 г.*