

ГРАНИТОИДЫ ГАМОВСКОГО ИНТРУЗИВА, ЕГО ОСОБЕННОСТИ, ИНДИКАТОРНАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РОЛЬ (*Южное Приморье*)

Н.Н. Крук¹, В.В. Голозубов², С.А. Касаткин², С.Н. Руднев¹, А.А. Вржосек²,
М.Л. Куйбида¹, Г.М. Вовна²

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Приведены данные изучения геологической позиции, минералого-петрографических особенностей, вещественного состава и возраста гранитоидов Гамовского батолита, локализованного в пределах Лаоелин-Гродековского террейна на крайнем юге Российского Приморья. Установлено, что массив сложен породами четырех интрузивных фаз от габбро до лейкогранитов. Результаты U-Pb датирования цирконов тоналитов второй фазы и лейкогранитов завершающей фазы (254 ± 4 и 259 ± 2 млн лет соответственно) показали, что внедрение гранитоидов происходило в поздней перми без существенного разрыва во времени. Результаты структурных исследований указывают на внедрение гранитоидов в обстановке субширотного сжатия.

Результаты геохимических исследований показывают, что в составе интрузива совмещены гранитоиды резко различных геохимических типов: габброиды, кварцевые диориты и тоналиты с характеристиками пород низкоглиноземистой TTG-серии, известково-щелочные гранодиориты и граниты I-типа, а также умеренно-щелочные лейкограниты.

Полученные данные в совокупности с результатами предшествующих исследований пермотриасовых гранитоидов Южного Приморья не позволяют связывать их формирование с эволюцией структур Солонкерского океана и заставляют предполагать реализацию более сложного тектонического сценария, природа которого требует дополнительных исследований.

Гранитоиды, геохимия, геохронология, Южное Приморье.

GRANITOIDS OF THE GAMOV INTRUSION (*southern Primorye*), ITS PECULIARITIES AND INDICATIVE AND GEODYNAMIC ROLE

N.N. Kruk, V.V. Golozubov, S.A. Kasatkin, S.N. Rudnev, A.A. Vrzosek, M.L. Kuibida, and G.M. Vovna

We studied the geologic position, mineralogy, petrography, chemical composition, and age of granitoids of the Gamov batholith located in the Laoelin–Grodekovo terrane, southern Primorye (Russia). The studies have revealed four intrusive rock phases, from gabbro to leucogranites, in the massif. U–Pb zircon dating of tonalites of phase II and leucogranites of phase IV (254 ± 4 and 259 ± 2 Ma, respectively) shows that the intrusion of granitoids took place in the Late Permian without a significant gap in time. Structural investigations gave evidence for the intrusion in the E–W compression setting.

Geochemical studies have revealed granitoids of strongly different compositional types in the intrusive massif: gabbroids, quartz diorites and tonalites with characteristics of low-alumina TTG, calc-alkalic granodiorites and I-type granites, and moderately alkaline leucogranites.

The obtained data, together with the results of previous research into the Permo-Triassic granitoids of southern Primorye, reject their formation as a result of the evolution of the Solonker oceanic structures and suggest a more intricate tectonic scenario, which calls for additional study.

Granitoids, geochemistry, geochronology, southern Primorye

ВВЕДЕНИЕ

Формирование интрузий гранитоидов, локализованных в домезозойских блоках Южного Приморья, традиционно связывалось с несколькими этапами эндогенной активности региона: раннепалеозойским (шкаковский и гродековский комплексы), позднепалеозойским (рязановский комплекс) и средне-мезозойским (гвоздевский комплекс). Однако полученные в последние годы многочисленные U-Pb изотопные датировки по цирконам из пород различных массивов заставили серьезно пересмотреть сло-

жившуюся точку зрения на этапы и масштабы гранитоидного магматизма, проявленного в южном обрамлении Сихотэ-Алиня. Так, для гранитоидов о. Русский, относившихся к позднепермскому рязановскому комплексу, были получены силурийские и раннетриасовые возрасты (422—432 и 249 ± 4 млн лет соответственно [Tsumi et al., 2014]). Для гранитоидов северной части Гродековского батолита, относившихся ранее к гродековскому (O-S), рязановскому (P₂) и гвоздевскому (J₂) комплексам, были получены сходящиеся позднепермские-раннетриасовые даты (265—240 млн лет), в то время как породы южной части батолита оказались преимущественно раннеордовикскими [Ханчук и др., 2010]. Таким образом, на сегодняшний день возникла необходимость коренного пересмотра существовавшей схемы интрузивного магматизма и соответствующей корректировки представлений об основных закономерностях геологического развития Южного Приморья в палеозое.

К сожалению, далеко не во всех случаях изотопно-геохронологические исследования сопровождались детальным изучением геологической позиции гранитоидных интрузий, описанием минералогическо-петрографических и геохимических особенностей слагающих их пород. Как следствие, до сих пор осталось неясным, какие типы гранитоидов и в каких масштабах проявились на разных этапах эволюции региона. Все изложенные факты обусловили необходимость ревизии наиболее представительных («ключевых») гранитоидных интрузий Южного Приморья и их всесторонней характеристики.

Объектом настоящего исследования являются гранитоиды Гамовского батолита, расположенного на крайнем юге Российского Приморья, вблизи побережья Японского моря между пос. Барабаш и Хасан. В тектоническом отношении Гамовский массив локализован в восточной части Лаоэлин-Гродековского террейна — фрагмента позднепалеозойской активной окраины (рис. 1, врезка) и относится к «сшивающим» комплексам, маркирующим амальгамацию этого террейна с раннепалеозойскими образованиями Бурья-Ханкинского орогенного пояса [Геодинамика..., 2006].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ГАМОВСКОГО БАТОЛИТА

В пределах Лаоэлин-Гродековского террейна гранитоидные интрузии, относившиеся ранее к позднепермскому рязановскому (гамовскому) и среднеюрскому гвоздевскому комплексам [Тектономагматические..., 1989; Левашев, 1991; Изосов, Коновалов, 2005], слагают крупный ареал, охватывающий также сопредельные территории Китая и Кореи. Суммарная площадь обнажений гранитоидов составляет не менее 5000 км². Вмещающими образованиями для гранитоидов являются преимущественно нижне- и верхнепермские терригенные отложения, в единичных случаях отмечаются интрузивные контакты с позднепермскими эффузивами. За счет развития более молодых комплексов и интенсивного проявления тектонических деформаций на современном эрозионном срезе гранитоиды обнажаются в виде отдельных массивов, размеры которых в большинстве случаев составляют в поперечнике несколько десятков километров.

Характерной особенностью этих массивов является их конформность со структурами рамы. С простираем основных складчатых структур совпадают контакты интрузивных тел, границы между фазами и фациями, типична также удлиненная форма и полосовидное расположение ксенолитов и ксеноблоков вмещающих пород, сохранившихся в кровле массивов. Отмеченные черты строения указывают на одновозрастность проявления складчатости и внедрения гранитоидов, позволяя рассматривать эти массивы как синкинематические образования.

Петротипическим массивом гранитоидов этого типа является Гамовский интрузив, обладающий всеми вышеописанными чертами внутреннего строения. Массив представляет собой удлиненное в плане тело, прослеживающееся в субмеридиональном направлении более чем на 40 км от побережья Японского моря в районе п-ова Гамова. Общая площадь массива превышает 700 км². Вмещающие массив отложения решетниковской свиты интенсивно ороговикованны, непосредственно вблизи контактов превращены в кордиерит-андалузитовые роговики, которые по удалению от контакта сменяются узловатыми, а затем пятнистыми сланцами мусковит-роговиковой фации метаморфизма. Судя по мощности роговиковых зон, массив имеет сравнительно пологую кровлю и слабо погружается на север. Иногда в непосредственной близости от контактов с гранитоидами в породах рамы фиксируются метаморфические сланцы с гранатом и силлиманитом, имеющие облик регионально-метаморфизованных пород.

Гамовский массив сложен породами четырех интрузивных фаз. К первой относятся мелкозернистые габбро, габбро-долериты и диориты, слагающие разновеликие ксенолиты и ксеноблоки среди более поздних гранитоидов. Блоки габброидов часто вовлекаются в совместные с гранитоидами тектонические деформации, в результате чего в тектонических зонах формируются образования, визуально схожие с проявлениями минглинга. Вторая фаза представлена среднезернистыми кварцевыми диоритами и тоналитами, слагающими крупные выходы в западной части массива (см. рис. 1). Породы третьей (главной) фазы — среднекрупнозернистые биотит-амфиболовые гранодиориты слагают основной объем интрузива. Среднекрупнозернистые граниты и лейкограниты четвертой (заклнчительной) фазы формируют

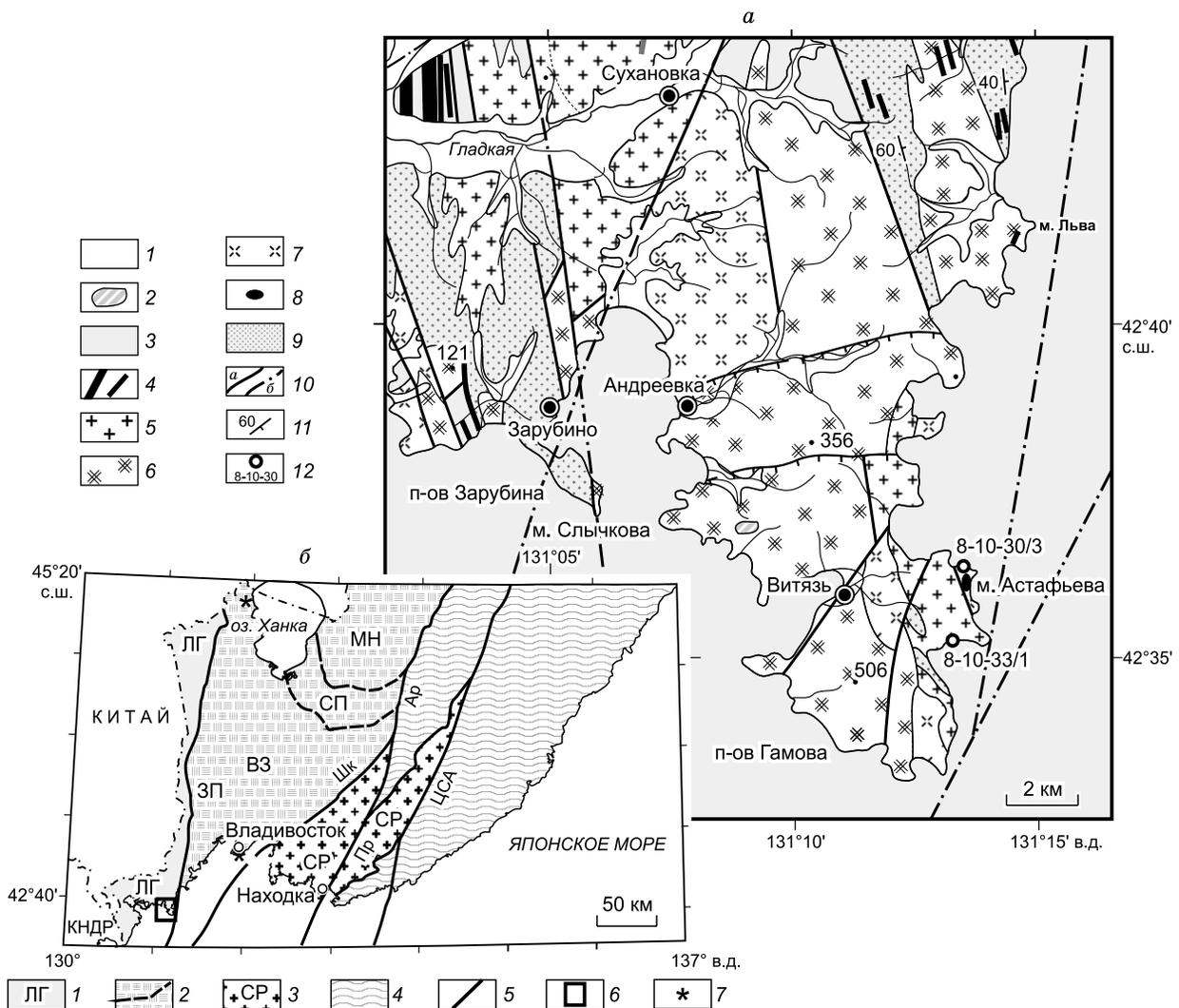


Рис. 1. а — геологическая схема п-ова Гамова, **б** — террейновая схема Южного Приморья (по [Государственная..., 2004] с дополнениями).

а: 1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые базальты и андезиты; 3 — пермские песчаники и алевролиты; 4–8 — магматические образования: дайки базальтов и долеритов (4), биотитовые (\pm амфибол) гранит-лейкограниты (5), амфибол-биотитовые гранодиориты (6), биотит-амфиболовые кварцевые диориты и тоналиты (7), габброиды и диориты (вне масштаба) (8); 9 — зоны роговиков; 10 — основные разломы (а — прослеженные, б — предполагаемые); 11 — элементы залегания пород; 12 — точки отбора проб для изотопно-геохронологических исследований.

б: 1 — Лаоэлин-Гродековский (ЛГ) террейн — фрагмент позднепалеозойской активной окраины; 2 — террейны раннепалеозойского Бурея-Ханкинского орогенного пояса: МН — Матвеевско-Нахимовский, СП — Спасский, ВЗ — Вознесенский; 3 — Сергеевский террейн — фрагмент палеозойской и мезозойской пассивной окраины, включенный в структуру мезозойского орогенного пояса; 4 — террейны позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; 5 — разломы, в т.ч. ЗП — Западно-Приморский, Шк — Шкотовский, Ар — Арсеньевский, Пр — Партизанский, ЦСА — Центральный Сихотэ-Алиньский; 6 — положение района исследований; 7 — проявления позднепермского—раннетриасового гранитоидного магматизма, обсуждаемые в тексте.

небольшие штокообразные тела, прорывающие породы главной фазы и в значительно меньшей мере подверженные тектоническим деформациям. Постгранитная жильная серия представлена дайками диоритовых порфиритов, аплитовидных гранитов и аплитов, приуроченных главным образом к зонам проявления интенсивных тектонических деформаций.

Вопросы пространственно-временных соотношений пород, слагающих батолит, трактовались разными геологами неоднозначно. Так, например, характер взаимоотношений кварцевых диоритов, тоналитов и гранодиоритов считается фаціальным: рядом авторов [Государственная..., 2004; Изосов, Коновалов, 2005] описаны постепенные переходы между этими разновидностями пород. Наблюдения авторов данной работы свидетельствуют, что границы между кварцевыми диоритами и гранодиоритами

приурочены в основном к зонам интенсивных деформаций, а видимость постепенных переходов создается за счет наличия зон тектонически преобразованных пород. Достоверных интрузивных контактов между этими фазами ни в одном случае обнаружено не было, однако в окрестностях д. Андреевка в гранодиоритах были обнаружены ксенолиты кварцевых диоритов, что свидетельствует о фазовом взаимоотношении этих разновидностей пород. В то же время тоналиты спорадически встречаются в полях развития кварцевых диоритов вне пространственной связи с гранодиоритами. Исходя из этого тоналиты были включены в состав второй фазы вместе с кварцевыми диоритами, а гранодиориты выделены в самостоятельную фазу.

Наибольшие дискуссии вызывали геологическая позиция и возраст завершающих гранит-лейкогранитов. Одни исследователи [Тектономагматические..., 1989; Левашев, 1991] рассматривали их в качестве поздней фазы рязановского (гамовского) комплекса, считая их позднепалеозойскими, другие [Государственная..., 2004; Изосов, Коновалов, 2005; Геодинамика..., 2006] предполагали мезозойский возраст гранит-лейкогранитов и относили их к гвоздевскому комплексу средней юры.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВНЕДРЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Для определения тектонических условий, в которых происходило внедрение гранитоидов, были проведены детальные исследования в восточной части п-ова Гамова, в береговых обнажениях бухты Спасения.

На изученном участке гранитоиды второй фазы (кварцевые диориты) прорывают мелкозернистые габброиды и меланодиориты первой фазы. Внедрение гранитоидов происходило по системе трещин субмеридионального простирания и сопровождалось дроблением и разгнейсованием вмещающих габброидов с образованием структур, визуально схожих с проявлениями минглинга (рис. 2, *а*). Как для гранитоидов, так и для вмещающих пород характерны интенсивно выраженные гнейсовидные текстуры. Простирание гнейсовидности устойчиво субмеридиональное (совпадает с простиранием контактов гранитоидных тел), падение западное под углом 80—85° (см. рис. 2, *б*). Фрагментарно в обнажениях отмечаются признаки правосторонних сдвигов.

Анализ геологической карты северо-западной части Гамовского массива показал, что кулисообразные островки субширотного простирания, сложенные преимущественно гранитоидами, формируют эшелонированные структуры северо-северо-восточного простирания, образованные по типу левого сдвига (рис. 3). В целом пространственное сочетание ориентировки правых и левых сдвигов, ориентировки интрузивных тел и гнейсовидности в породах указывает на внедрение гранитоидов в обстановке сжатия, ориентированного в субширотном (с востока на запад) направлении.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных компонентов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа в ИГМ СО РАН (аналитики Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) по стандартной методике. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом индуктивно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на приборе Finnigan ELEMENT (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский). Методика пробоподготовки и процедура анализа соответствовала описанной в [Николаева и др., 2008].

Акцессорные цирконы выделены С.Н. Рудневым в ИГМ СО РАН. U-Pb изотопное датирование проводилось по единичным зернам цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург; аналитик А.Н. Ларионов). 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. 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 вычисленных возрастов приведены на уровне 2σ. Конечная обработка аналитических данных и построение диаграмм выполнено с использованием программы ISO-PLLOT/EX [Ludwig, 1999].

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Габбро и диориты первой фазы, связанные между собой постепенными переходами, представляют собой мелкозернистые порфирированные породы черного или темно-серого цвета. Основная масса полнокристаллическая микродиоритовая, состоящая из мелких лейст плагиоклаза, буро-зеленого амфибола и часто ксеноморфного кварца. Во вкрапленниках (их количество не превышает 20 %) присутству-

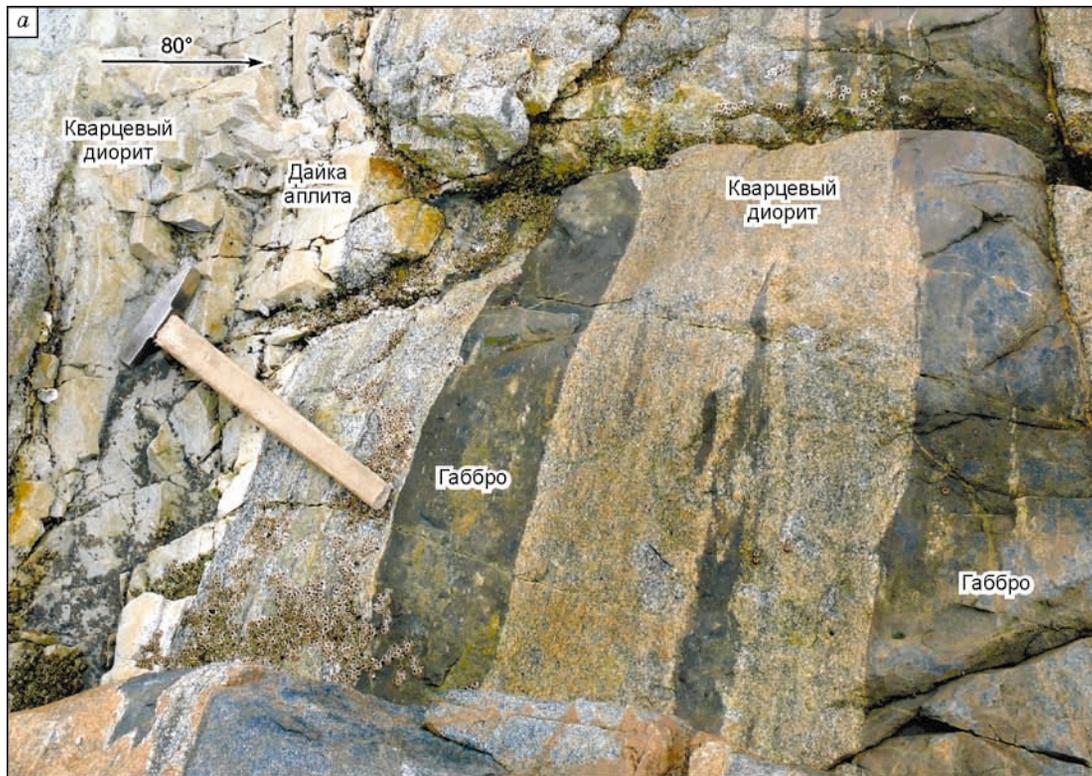
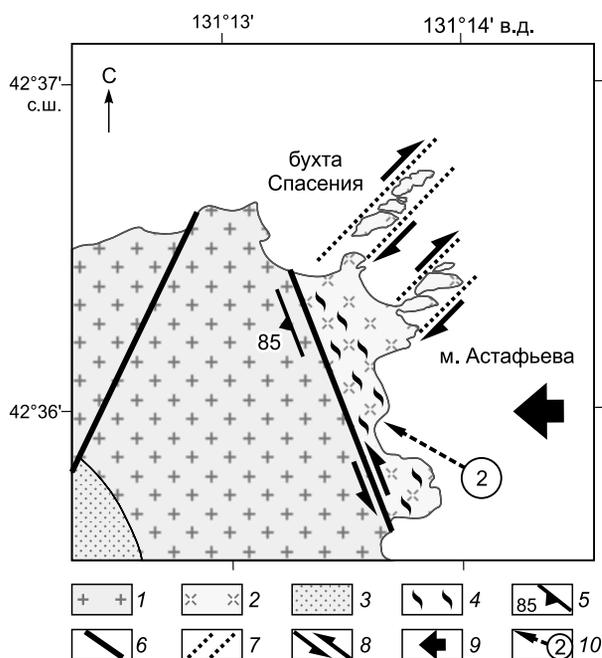


Рис. 2. Взаимоотношения габброидов первой фазы и кварцевых диоритов второй фазы.

Гамовский массив, мыс Астафьева, бухта Спасения. Пояснения см. в тексте.

Рис. 3. Структурно-геодинамическая схема северо-восточного обрамления п-ова Гамова (на основе [Государственная..., 2004]).

1 — биотитовые (\pm амфибол) гранит-лейкограниты; 2 — биотит-амфиболовые кварцевые диориты; 3 — зоны роговиков; 4 — зона синкинематического внедрения гранитоидов; 5 — элементы залегания метаморфической полосчатости и гнейсовидности; 6 — разломы; 7 — потенциальные границы сдвиговых зон; 8 — направления сдвиговых смещений; 9 — ориентировка палеозойского сжатия; 10 — номер рисунка в тексте и направление экспозиции (стрелка).



ют фенокристы зонального плагиоклаза и зерна буро-зеленой роговой обманки (главным образом в диоритах). Породы в большинстве случаев сильно тектонизированы и изменены (видимо, при внедрении гранитоидов).

Кварцевые диориты и тоналиты второй фазы — среднезернистые, реже крупнозернистые породы характерной серой или светло-серой окраски, почти постоянно обладающие гнейсовидной текстурой, от едва заметной до типично гнейсовой.

Породы, в наименьшей степени преобразованные тектоническими процессами, имеют субофитовую структуру. Основным силикатным минералом является плагиоклаз, образующий идиоморфные длиннопризматические и таблитчатые зерна, отвечающие по составу основному андезину в центре и олигоклазу — по периферии. Количество его в кварцевых диоритах достигает 70 %, в тоналитах — 60 %. Кварц присутствует в породах повсеместно (не менее 5 % в кварцевых диоритах, до 15 % в тоналитах). В кварцевых диоритах его выделения, как правило, ксеноморфны и находятся в интерстициях между зернами других минералов, в то время как в тоналитах присутствуют крупные зерна кварца. Калишпат в породах второй фазы редок: его количество не превышает 5 %, форма выделения интерстициальная.

Темноцветные минералы представлены коричнево-зеленой роговой обманкой и биотитом. Количество их варьирует от 20—25 % в кварцевых диоритах до 10—15 % в тоналитах, причем в кварцевых диоритах преобладает роговая обманка, а в тоналитах — биотит, развивающийся по амфиболу.

В краевых частях массива кварцевые диориты приобретают порфировидный облик с короткопризматическим зональным плагиоклазом во вкрапленниках. Основная масса пород представлена менее зональным плагиоклазом, бурой роговой обманкой, частично замещенной актинолитом, и ксеноморфным кварцем.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном (размеры — до 1.5 мм), ортитом, шеелитом и магнетитом.

Гранодиориты третьей (главной) фазы отличаются от кварцевых диоритов и тоналитов более крупнозернистым обликом и меньшей распространенностью гнейсовидных текстур. Минеральный состав характеризуется большим количеством кварца (до 20 %), часто образующего крупные зерна, часто трещиноватые и раздробленные, несущие следы катаклаза, иногда подверженные бластической перекристаллизации. Содержания и формы выделения калишпата резко варьируют (от 5—10 % интерстициальных образований в тоналитах до 15—20 % частично огранных зерен в гранодиоритах). Преобладающим темноцветным минералом является биотит, в меньших количествах присутствует буро-зеленая роговая обманка, также часто замещенная вторичным биотитом.

Роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты четвертой фазы обычно имеют желтоватую окраску. Породы обладают равномерно-зернистой или слабопорфировидной структурой, состоят из кварца (35—45 %), решетчатого микроклина (25—35 %) и кислого плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками (25—30 %). Количество темноцветных минералов не превышает 10 %, представлены они преимущественно биотитом, плеохроирующим от светло-коричневого до черного. Редко встречаются удлиненные зерна амфибола, почти целиком замещенные хлорит-биотитовым агрегатом.

Лейкограниты — среднезернистые равномерно-зернистые или слабопорфировидные породы белого цвета. Они сложены идиоморфным короткопризматическим зональным плагиоклазом среднего-кислого состава (30—35 %), менее идиоморфным калишпатом с пойкилитовыми включениями плагиоклаза (25—30 %) и ксеноморфным, часто катаклазированным кварцем (45 %). Мелкие лейсты

темно-коричневого биотита (5 %) локализованы преимущественно в межзерновом пространстве. В разновидностях, подверженных более сильному катаклазу, количество биотита увеличивается, а кварц обрывает крупные выделения, сложенные мелкозернистым агрегатом с облачным погасанием.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Вещественный состав габброидов и гранитоидов изученных массивов проанализирован на основе выборки, включающей 33 петрохимических и 14 редкоэлементных анализов. Пробы для исследований отобраны в разных частях п-ова Гамова, а также к юго-западу от него (см. рис. 1). Содержания петрогенных компонентов, редких и редкоземельных элементов в представительных пробах приведены в табл. 1.

Следует сразу отметить, что существенных различий вещественного состава для близких по петрографическим и минеральным особенностям гранитоидов из разных участков не обнаружено. Габброиды и меланодиориты по составу соответствуют низкотитанистым, низкофосфористым и умеренно калиевым разновидностям с высокими содержаниями глинозема (до 20 мас. % Al_2O_3) и кальция (до 11 мас. % CaO), повышенными содержаниями железа и пониженными — магния (11.2—12.2 мас. % Fe_2O_3 и 3.2—3.9 мас. % MgO соответственно). Далее при переходе к кварцсодержащим и кварцевым диоритам наблюдается синхронное снижение концентраций глинозема, фемических элементов и кальция, рост содержания калия и натрия (см. табл. 1).

На TAS-диаграмме (рис. 4, а) точки составов габброидов и меланодиоритов первой фазы лежат вблизи линии, разделяющей поля составов нормальной и повышенной щелочности. Кварцевые диориты и тоналиты второй, как и гранодиориты третьей интрузивных фаз, по содержаниям калия и натрия отвечают породам нормального ряда, а среди гранит-лейкогранитов четвертой фазы преобладают умеренно-щелочные разновидности (см. рис. 4, а). На диаграмме SiO_2 — K_2O (см. рис. 4, б) точки пород габброидов, диоритов, тоналитов и большинства гранодиоритов локализируются в поле известково-щелочных составов (единичные анализы отвечают породам толеитовой серии), в то время как фигуративные точки наиболее кремнекислых гранодиоритов, а также гранит-лейкогранитов четвертой фазы лежат в области высококалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 4, б).

Характерной особенностью рассматриваемых гранитоидов является относительно высокие по отношению к щелочам и кальцию содержания глинозема: на диаграмме Шенда (см. рис. 4, в) точки составов диоритов локализируются вблизи линии насыщения глиноземом, в то время как большинство кварцевых диоритов и гранодиоритов являются перглиноземистыми. Максимальное пересыщение глиноземом ($A/CNK = 1.1$ — 1.3) типично для гранитов и, в меньшей степени, лейкогранитов заключительной фазы (см. рис. 4, в).

На диаграмме SiO_2 — $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ (см. рис. 4, г) фигуративные точки пород первой фазы (габброидов и меланодиоритов) и гранит-лейкогранитов четвертой фазы лежат в поле железистых составов, в то время как породы второй и третьей фаз — устойчиво магнезиальные.

Редкоэлементные характеристики пород приведены в табл. 1 и на рис. 5.

Габброиды имеют умеренные содержания крупноионных и высокозарядных элементов (см. табл. 1), обладают нижекларковыми концентрациями (по А.П. Виноградову) РЗЭ и характеризуются «плоскими» спектрами их распределения с $(La/Yb)_N = 1$ без аномалии по европию. На мультиэлементных диаграммах (см. рис. 5, а) наблюдаются минимумы по Nb и Ta, максимум по Sr.

Кварцевые диориты и тоналиты второй фазы характеризуются повышенными, в сравнении с габброидами, концентрациями LILE и HFSE, имеют асимметричные спектры распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N = 3.8$ — 5.0 с незначительным европиевым минимумом или без него (см. рис. 5, а). Форма мультиэлементных диаграмм близка к таковой в габброидах: наблюдаются минимумы по Nb, Ta и слабый максимум Sr, исчезающий с повышением кремнекислотности. В отличие от пород первой фазы на мультиэлементных диаграммах диоритоидов наблюдаются максимумы по Zr и Hf, а также незначительный минимум по Ti.

Гранодиориты третьей фазы отличаются повышенными содержаниями LILE и всей гаммы РЗЭ при близких с тоналитами концентрациях высокозарядных элементов (см. табл. 1, рис. 5, б). Наиболее кремнекислые гранодиориты характеризуются максимальным среди пород главной фазы обогащением LILE (Rb — до 75 г/т, Ba — до 440 г/т), HFSE (Zr — более 200 г/т, Hf — до 6.5 г/т), Th (до 19 г/т), минимальными содержаниями Sr (менее 200 г/т). Концентрации РЗЭ в них также достигают максимума среди пород третьей фазы (до 175 г/т), спектры их распределения асимметричные с $(La/Yb)_N = 7.8$ и европиевым минимумом (см. рис. 5, б).

Граниты четвертой фазы по особенностям редкоэлементного состава близки к описанным выше наиболее кремнекислым гранодиоритам третьей (см. табл. 1, рис. 5, в). Лейкограниты четвертой фазы резко отличаются от всех предшествующих пород. Они характеризуются максимальными содержаниями Rb (до 160 г/т), Cs (до 4.6 г/т), Ba (до 500 г/т). В то же время концентрации высокозарядных элемен-

Таблица 1. Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах магматических пород Гамовского батолита

Компонент	10-27/1	10-27	14-13/3	10-26/2	10-25	10-30/3	10-30/4	14-11/1	14-11/2	14-9/2	10-30/1	10-33/2	10-33/3	10-33/4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48.07	56.07	57.68	58.77	58.93	59.94	62.59	64.43	64.98	66.75	72.27	75.35	75.99	75.35
TiO ₂	0.93	0.85	0.83	0.79	0.69	0.71	0.69	0.56	0.55	0.46	0.68	0.03	0.03	0.07
Al ₂ O ₃	20.76	18.26	17.93	16.62	15.87	16.50	17.07	15.81	15.93	15.05	14.10	13.51	13.02	13.42
Fe ₂ O ₃ *	11.38	8.05	7.51	6.79	6.51	6.75	5.28	5.78	5.58	4.79	2.92	1.85	1.87	1.62
MnO	0.26	0.13	0.11	0.09	0.11	0.13	0.08	0.09	0.08	0.06	0.02	0.01	0.08	0.02
MgO	3.84	3.89	3.26	4.09	5.24	3.56	2.30	1.98	1.81	1.42	0.57	0.09	0.14	0.12
CaO	11.16	7.48	6.43	5.69	6.58	5.64	3.74	4.93	4.81	3.52	1.10	0.27	0.36	0.54
Na ₂ O	2.54	3.48	3.26	3.63	3.08	3.08	3.66	3.10	3.05	2.90	3.76	3.36	3.36	3.83
K ₂ O	0.70	1.02	1.88	1.47	0.61	1.89	2.13	2.17	2.43	2.82	3.33	5.25	4.72	4.21
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.14	0.15	0.12	0.10	0.11	0.11	0.10	0.09	0.03	0.03	нпо	нпо
П.п.п.	0.47	0.83	1.14	2.33	2.04	2.28	2.72	0.90	0.67	1.96	1.50	0.58	0.83	0.86
Сумма	100.31	100.29	100.28	99.97	99.92	100.04	100.01	99.95	100.10	99.95	100.08	100.19	100.26	99.92
Sc	41	19	20	19	18	25	15	17	17	12	8	2	2	3
Co	24	24	17	24	21	14	9	11	11	9	2	3	2	2
Ga	20	19	18	17	16	—	—	17	17	15	—	—	—	16
Rb	23	26	63	45	18	73	76	64	68	75	94	164	151	162
Sr	257	319	400	395	272	302	424	225	211	195	278	99	94	81
Y	26	21	21	20	17	28	15	29	30	31	30	17	24	37
Zr	53	112	101	94	137	168	101	182	169	208	222	71	70	82
Nb	1.4	3.5	4.0	3.6	3.6	5.2	4.7	5.3	5.3	6.0	7.3	3.0	2.6	7.2
Cs	2.4	1.5	3.4	3.3	1.9	9.0	3.9	2.9	2.8	2.6	4.6	3.9	4.2	2.7
Ba	132	242	333	346	220	314	304	357	369	437	572	527	525	388
La	4.13	11.38	10.70	12.80	12.83	18.14	15.78	22.16	22.81	35.98	43.52	18.01	16.44	21.58
Ce	9.47	23.90	27.92	26.75	26.60	37.27	35.02	46.44	47.54	74.20	80.92	35.15	31.92	45.34
Pr	1.52	3.29	3.75	3.57	3.48	4.41	4.18	5.71	5.78	8.63	8.84	3.92	3.62	5.52
Nd	7.13	13.83	15.18	14.91	13.61	17.87	15.57	20.89	20.96	29.84	30.98	13.41	12.54	19.81
Sm	2.17	3.02	3.62	2.98	2.76	4.43	3.08	4.89	5.25	6.25	5.69	2.89	2.41	4.40
Eu	0.76	0.99	1.05	0.89	0.84	0.92	0.78	1.09	1.01	0.95	1.16	0.27	0.23	0.31
Gd	3.18	3.20	3.19	3.35	2.93	3.91	2.68	4.36	4.46	4.87	4.74	2.41	2.19	4.48
Tb	0.62	0.57	0.57	0.54	0.48	0.66	0.45	0.80	0.86	0.84	0.69	0.45	0.45	0.85
Dy	3.95	3.41	3.45	3.34	2.93	4.02	2.37	4.85	4.94	5.12	4.31	2.36	2.67	5.37
Ho	0.85	0.71	0.69	0.67	0.60	0.83	0.44	1.02	1.05	1.04	0.88	0.44	0.67	1.14
Er	2.71	2.04	2.08	2.04	1.74	2.51	1.23	3.03	3.16	3.03	2.57	1.24	2.27	3.38
Tm	0.42	0.31	0.32	0.31	0.27	0.39	0.20	0.47	0.49	0.48	0.44	0.20	0.50	0.55
Yb	2.80	2.00	2.05	1.93	1.74	2.46	1.36	3.06	3.03	3.11	2.97	1.33	4.16	3.64
Lu	0.41	0.30	0.32	0.29	0.26	0.39	0.20	0.46	0.49	0.45	0.46	0.21	0.75	0.53
Hf	1.8	3.4	3.0	3.0	4.0	4.4	2.9	5.4	4.9	6.6	6.1	2.9	2.8	3.7
Ta	0.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.7	0.6	0.8	0.9
Th	0.8	2.7	3.8	3.8	4.0	11.2	9.6	9.9	9.3	20.0	19.3	13.4	11.5	13.2
U	0.3	1.0	0.8	1.0	1.5	2.3	1.7	1.5	1.6	4.6	2.6	2.3	2.1	2.0

Примечание. 1—3 — породы первой фазы (1 — габбро, 2, 3 — диориты); 4—11 — породы второй фазы: 4, 5 — кварцсодержащие амфиболовые (±биотит) диориты, 6 — биотит-амфиболовый кварцевый диорит, 7 — амфибол-биотитовый тоналит, 8—10 — породы третьей фазы (амфибол-биотитовые гранодиориты); 11—14 — породы четвертой фазы (11 — амфибол-биотитовый гранит; 12—14 — биотитовые лейкограниты). Fe₂O₃* — суммарное железо в форме Fe₂O₃; прочерк — не определялось, нпо — ниже предела обнаружения метода.

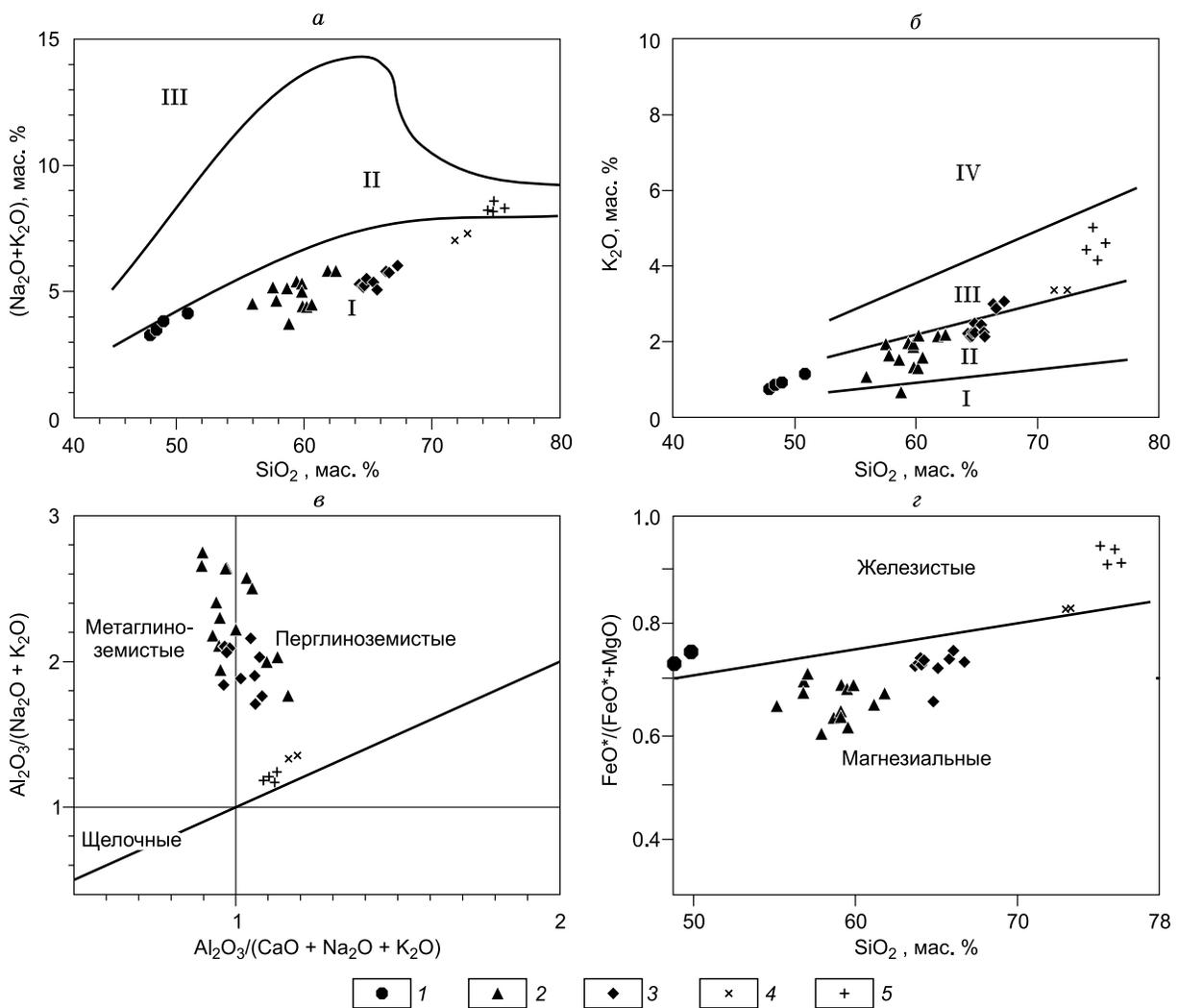


Рис. 4. Петрохимические диаграммы для пород Гамовского массива.

a — TAS-диаграмма (границы полей приведены в соответствии с [Le Maitre, 1989]); *б* — диаграмма $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (границы полей приведены в соответствии с [Rickwood, 1989]); *в* — диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (молекулярные количества [Manià, Piccoli, 1989]); *г* — диаграмма $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ [Frost et al., 2001].

1 — габброиды и диориты первой фазы, 2 — кварцевые диориты и тоналиты второй фазы, 3 — гранодиориты третьей фазы, 4, 5 — биотит-амфиболовые граниты (4) и биотитовые лейкограниты (5) четвертой фазы.

тов, Th и U в них несколько ниже, чем в кремнекислых гранодиоритах третьей фазы (см. табл. 1). Спектры распределения РЗЭ в целом типичны для умеренно-щелочных гранитов: форма их либо V-образная (обр. 8-10-33/3, см. рис. 5, *в*), либо асимметричная с резким отрицательным уклоном в левой части спектра и практически горизонтальной правой частью (обр. 8-10-33/2 и 8-10-33/4). Во всех случаях присутствует глубокий минимум по европию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2\text{—}0.3$)¹. На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Sr, Ba, Ta, Nb, а также глубокая отрицательная аномалия по Ti.

Данные изучения изотопного состава Nd в гранитоидах Гамовского батолита указывают на принадлежность их к $+\epsilon\text{Nd}$ — типу с радиогенным составом неодима. Значения параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, пересчитанные на возраст формирования гранитоидов, составляют $+2\text{...}+2.5$, а значения модельного Nd возраста не превышают 0.85 млрд лет [Ханчук и др., 2013].

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Для определения возраста пород Гамовского массива были исследованы две монофракции циркон, одна из которых взята из среднезернистых амфибол-биотитовых тоналитов второй фазы в восточ-

¹ $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 2 * \text{Eu}_N / (\text{Sm} + \text{Gd})_N$. Значения нормированы по составу хондрита [Boyton, 1984].

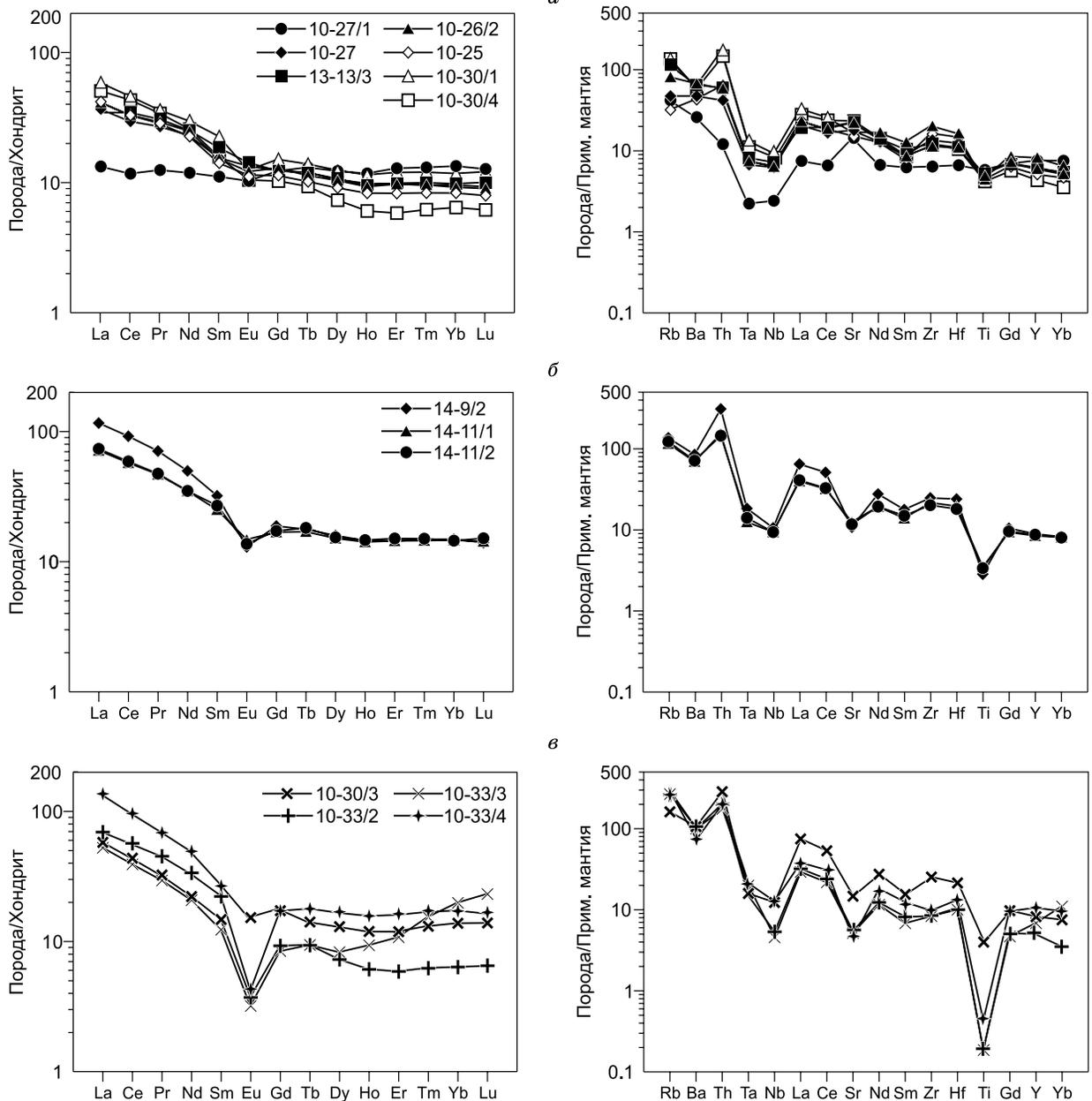


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Гамовского массива.

a — породы первой и второй фаз, *б* — породы третьей фазы, *в* — породы четвертой фазы. Номера проб соответствуют табл. 1. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boyton, 1984], мультиэлементные диаграммы — по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

ной части интрузии в бухте Спасения, другая из среднелкозернистых биотитовых лейкогранитов четвертой фазы внедрения в южной части массива, в бухте Теляковского (см. рис. 1).

Цирконы из тоналитов (пр. 8-10-30/3) представлены преимущественно идиоморфными прозрачными кристаллами светло-розовой и светло-желтой окраски, имеющими призматический габитус, ровные грани и четкие ребра. Размеры зерен — 30—120 мкм ($K_{удл.} = 2.0—3.0$). Основными элементами огранки являются грани призмы {100}, {110} и дипирамид {111} и {121}. Исследование кристаллов в оптической длине волн указывает на наличие в них газовой-жидких и твердых минеральных сингенетических включений. В редких случаях отмечаются зерна циркона с криволинейными очертаниями ребер и граней и признаками сильной метамиктизации. Вместе с тем наблюдаются кристаллы циркона, в кото-

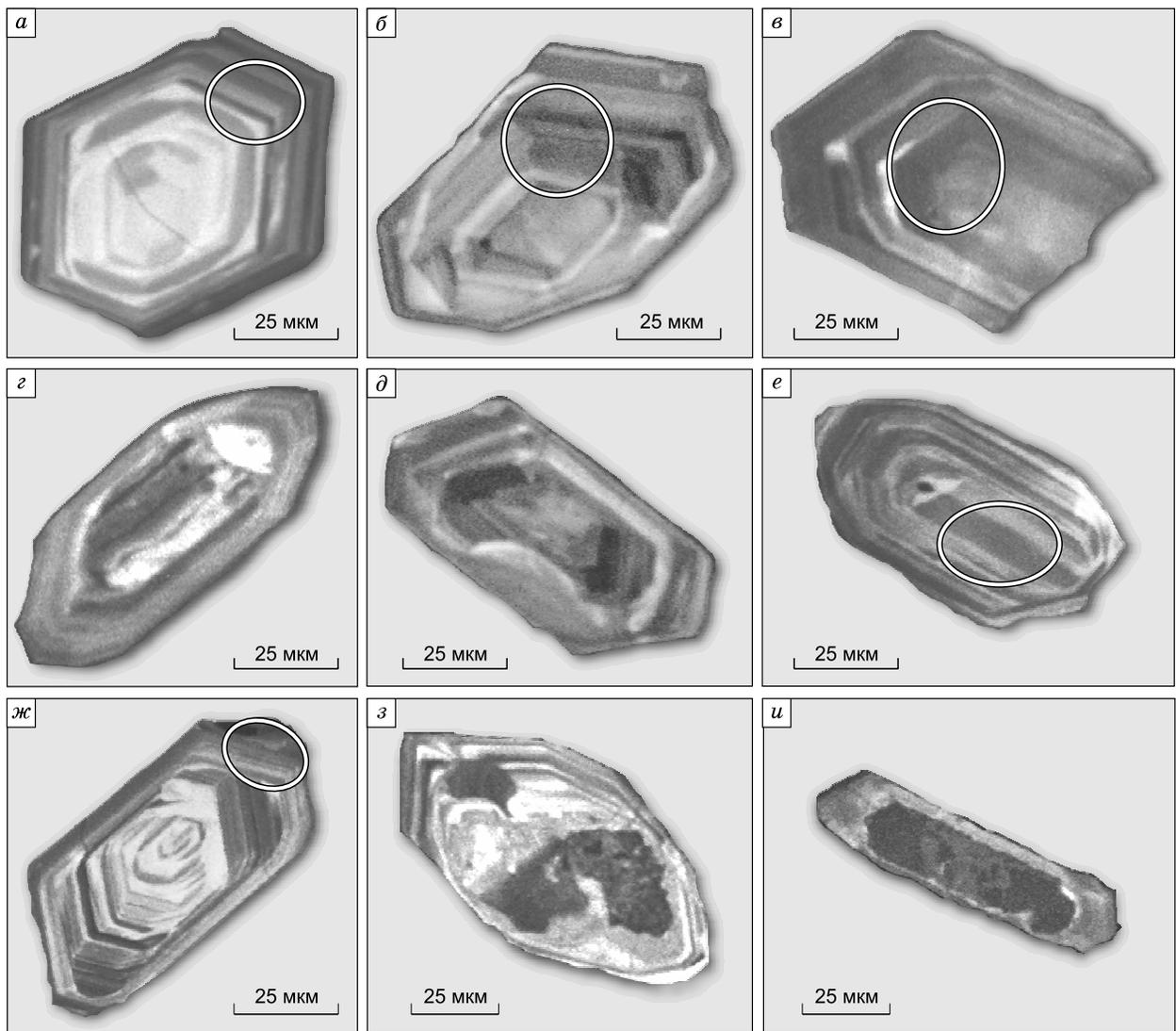


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из гранитоидов Гамовского массива, выполненные на электронном микроскопе АВТ 55 в катодолуминесцентном режиме.

a—d — тоналит (пр. 8-10-30/3), *e—u* — лейкогранит (пр. 8-10-33/1).

рых присутствуют реликты более раннего («древнего») циркона. Последние имеют как вытянутую овальную форму без каких-либо признаков внешней огранки, так и зерна короткопризматического габитуса со слабыми признаками растворения ребер и граней. Исследование кристаллов циркона с применением катодной люминесценции выявило наличие внутренней зональности, характерной для цирконов магматического происхождения (рис. 6). Центральные части ядер циркона в некоторых случаях имеют тонкую осцилляционную зональность. В других случаях такая зональность отсутствует или выражена очень слабо, а сами зерна имеют темную окраску.

U-Pb изотопные исследования цирконов из пр. 8-10-30/3 были выполнены по 12 локальным точкам (табл. 2), охватывающим краевые и центральные части тех кристаллов, в которых проявлена отчетливая магматическая зональность и отсутствуют признаки «древних» цирконов. Анализ полученных изотопных данных позволил установить, что основная масса проанализированных цирконов по изотопным отношениям (см. табл. 2, т. 1—11) дает конкордантное значение возраста (рис. 7, *a*), равное 254 ± 4 млн лет (СКВО = 0.57). Лишь только по одному кристаллу циркона (см. табл. 2, т. 12) конкордантное значение возраста составляет 495 ± 4 млн лет. Средневзвешенный возраст, оцененный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 256 ± 2 млн лет (СКВО = 1.2), не отличаясь в пределах ошибки от «конкордантной» оценки возраста. Учитывая магматическую природу исследованных цирконов, полученная

Таблица 2. Результаты U-Rb изотопных исследований единичных зерен циркона из пород Гамовского массива (SHRIMP-II)

№ п/п	№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст по изотопным соотношениям, млн лет		Дискордантность, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$K_{\text{кор}}$	
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$											
<i>Проба δ-10-30/3, тоналит</i>																			
1	1.1	—	299	164	0.57	10.3	253.5 ± 2.5	249 ± 77	-2	24.94	1.0	0.0512	3.3	0.2829	3.5	0.0401	1.0	0.289	
2	2.1	0.30	1142	288	0.26	39.7	255.2 ± 1.7	241 ± 65	-5	24.76	0.7	0.0510	2.8	0.2841	2.9	0.0404	0.7	0.238	
3	3.1	—	494	170	0.36	17.3	257.4 ± 2.1	349 ± 58	36	24.55	0.84	0.0535	2.5	0.3004	2.7	0.0407	0.8	0.313	
4	4.1	0.75	2203	1599	0.75	76.5	253.4 ± 1.6	257 ± 88	2	24.94	0.63	0.0514	3.0	0.284	3.0	0.0401	0.6	0.208	
5	6.1	0.01	1544	571	0.38	54.5	259.6 ± 1.7	305 ± 93	17	24.34	0.65	0.0524	1.5	0.2971	1.6	0.0411	0.6	0.409	
6	7.1	0.14	1229	473	0.40	42.5	254.1 ± 2.0	296 ± 52	16	24.87	0.80	0.0522	2.3	0.2896	2.4	0.0402	0.8	0.329	
7	8.1	—	808	184	0.24	28.2	256.6 ± 1.9	312 ± 47	21	24.62	0.76	0.0525	2.1	0.2945	2.2	0.0406	0.8	0.345	
8	9.1	1.83	1384	490	0.37	49.4	257.5 ± 1.8	292 ± 91	13	24.53	0.72	0.0522	4.0	0.2930	4.1	0.0408	0.7	0.176	
9	10.1	0.42	909	353	0.40	31.6	254.6 ± 1.9	333 ± 62	31	24.82	0.75	0.0531	2.7	0.2950	2.8	0.0403	0.7	0.264	
10	11.1	0.31	2159	1176	0.56	74	251.5 ± 1.6	193 ± 47	-23	25.13	0.63	0.0500	2.0	0.2741	2.1	0.0398	0.6	0.296	
11	12.1	0.13	1752	775	0.46	61.6	258.2 ± 1.7	230 ± 54	-11	24.47	0.66	0.0508	2.3	0.2860	2.4	0.0409	0.7	0.272	
12	5.1	—	830	259	0.32	56.9	495.1 ± 3.7	519 ± 30	5	12.53	0.77	0.0577	1.4	0.6350	1.6	0.0798	0.8	0.489	
<i>Проба δ-10-33/1, лейкогранит</i>																			
13	1.1	—	294	76	0.27	10.4	261 ± 3.6	311 ± 32	21	24.2	1.4	0.0473	4.6	0.2690	4.8	0.0413	1.4	0.287	
14	2.1	—	324	131	0.42	11.4	258.9 ± 3.2	235 ± 81	-9	24.4	1.2	0.0509	3.5	0.287	3.7	0.0409	1.2	0.335	
15	3.1	—	619	424	0.71	21.8	259 ± 2.6	348 ± 57	34	24.39	1.0	0.0534	2.5	0.3022	2.7	0.0410	1.0	0.371	
16	4.1	0.16	994	416	0.43	35.4	261.6 ± 2.4	190 ± 44	-27	24.14	0.93	0.0501	2.5	0.2859	2.6	0.0414	0.9	0.351	
17	6.1	—	697	209	0.31	24.6	260.1 ± 2.5	285 ± 57	10	24.29	0.99	0.0520	2.5	0.2951	2.5	0.0412	1.0	0.371	
18	7.1	—	953	352	0.38	33.7	260.4 ± 2.3	186 ± 46	-29	24.26	0.91	0.0498	2.0	0.2831	2.2	0.0412	0.9	0.420	
19	8.1	0.54	1190	416	0.36	42.6	261.8 ± 2.3	252 ± 61	-3	24.13	0.90	0.0495	3.9	0.283	4.0	0.0414	0.9	0.224	
20	9.1	0.12	2057	852	0.43	73.1	260.8 ± 2	234 ± 42	-10	24.22	0.8	0.0509	1.8	0.2896	2.0	0.0413	0.8	0.401	
21	10.1	0.13	1055	533	0.52	37.4	260.6 ± 2.6	252 ± 61	-3	24.24	1.0	0.0512	2.7	0.2915	2.7	0.0413	1.0	0.357	
22	11.1	—	1013	318	0.32	35.8	259.8 ± 2.2	198 ± 58	-24	24.32	0.88	0.0499	1.9	0.2828	1.9	0.0411	0.9	0.421	
23	12.1	—	2514	574	0.24	87.6	256.3 ± 2.2	172 ± 91	-34	24.65	0.81	0.0526	1.4	0.2941	1.6	0.0406	0.8	0.504	

Примечание. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb .

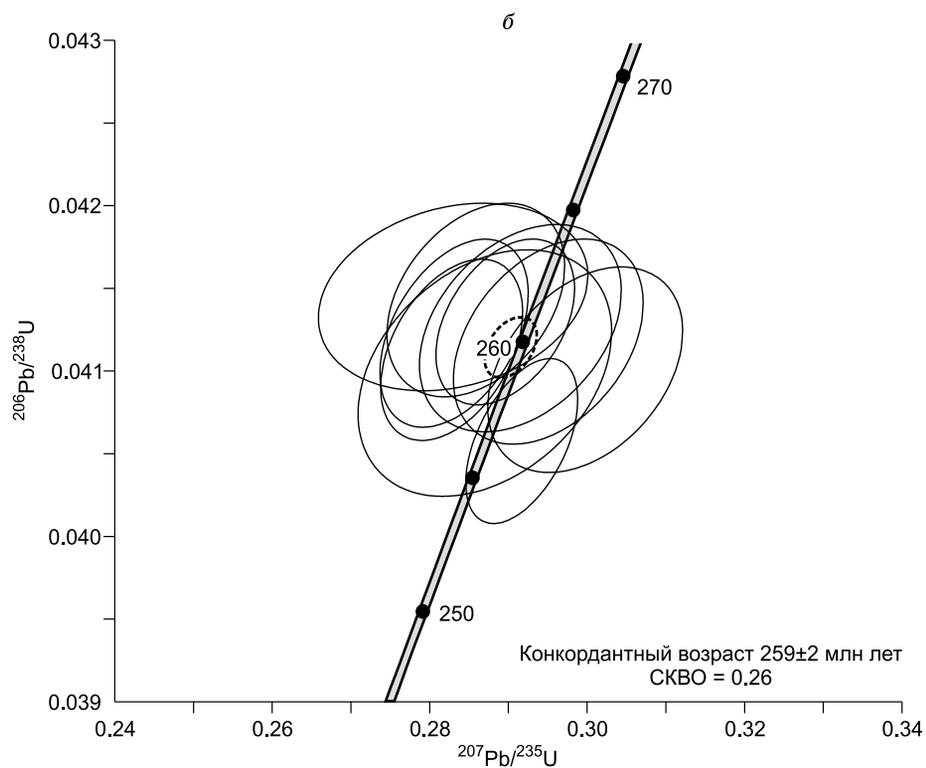
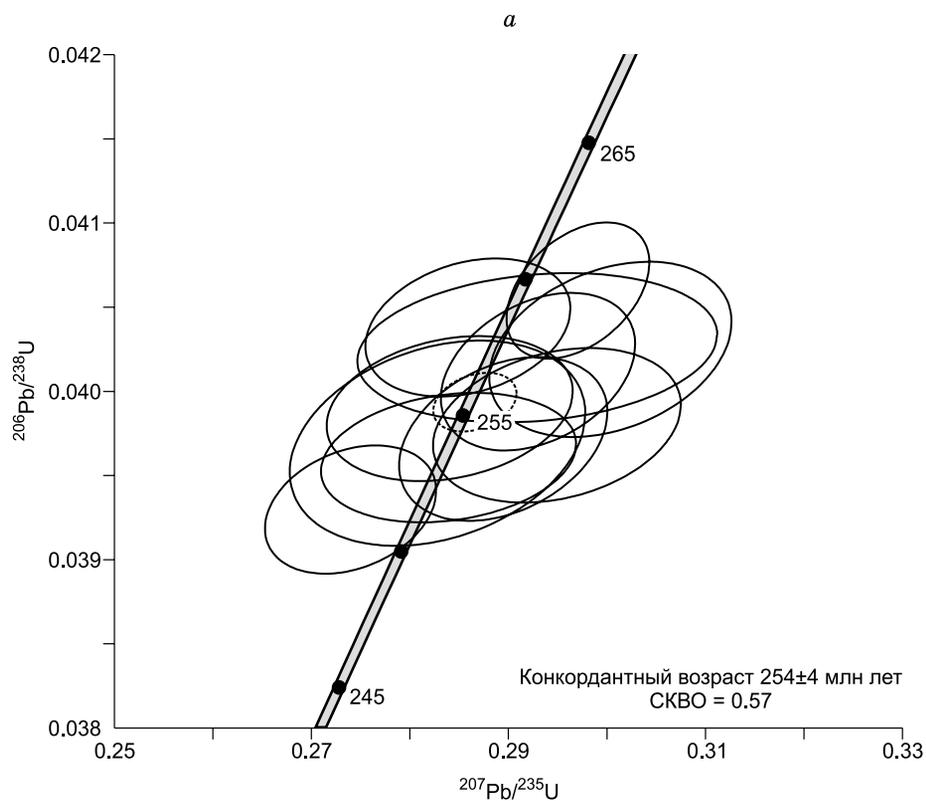


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов Гамовского массива.

a — тоналит второй фазы (пр. 8-10-30/3), *б* — лейкогранит четвертой фазы (пр. 8-10-33/1). Результаты анализов см. табл. 2.

оценка возраста (254 ± 4 млн лет) соответствует времени формирования пород второй фазы Гамовского массива.

Цирконы из лейкогранитов (пр. 8-10-33/1) представлены идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического габитуса с размерами зерен 70—160 мкм ($K_{удл.} = 2.5—3.5$), имеющими светло-розовую и светло-желтую окраску (иногда встречаются бесцветные). Большинство зерен цирконов имеет ровные грани и четкие ребра. Основными элементами огранки являются грани призмы {100}, {110} и дипирамид {111} и {121}, в меньшей степени в различных сочетаниях две призмы {100}, {110} и дипирамида {101}. Исследование кристаллов в оптической длине волн указывает на наличие в них газовой-жидких и твердых минеральных сингенетических включений, а также на присутствие реликтов «древнего» циркона. Среди последних часть имеет призматический габитус, субидиоморфную форму с сохранившимися элементами огранки. Реликтовые зоны, прозрачные и полупрозрачные в проходящем свете, имеют довольно крупные размеры и в отдельных случаях слагают большую часть кристаллов циркона. Другая часть унаследованного циркона представляет собой мелкие, округлые или неправильной формы образования, непрозрачные в проходящем свете, вокруг которых, как правило, развиваются трещины усыхания. Изучение кристаллов циркона в катодолюминесцентном изображении свидетельствует, что большинство зерен характеризуется тонкозональным внутренним строением (см. рис. 6). Во внутренних частях «древних» ядер циркона отмечается конволютная зональность. По периферии таких зерен унаследованного циркона развивается тонкая светлая оторочка.

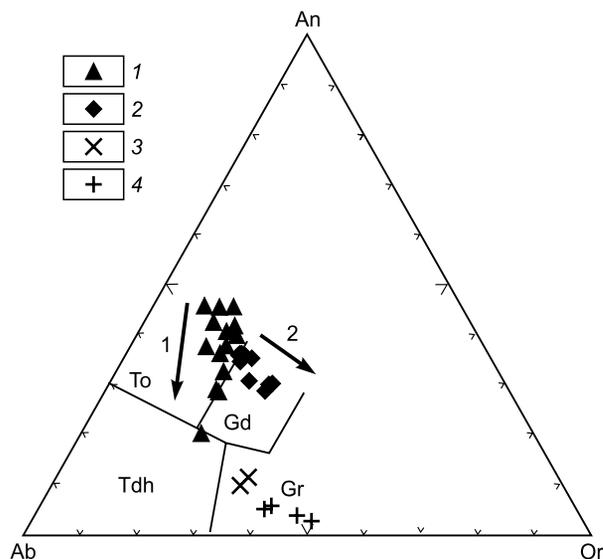
U-Pb изотопные исследования цирконов из пр. 8-10-33/1 были выполнены по 11 локальным точкам (см. табл. 2), охватывающим в основном краевые части зерен, в меньшей степени центральные части кристаллов. Анализ полученных данных позволил установить, что основная масса проанализированных цирконов по изотопным отношениям (см. табл. 2, т. 13—23) даёт конкордантное значение возраста, равное 259 ± 2 млн лет (СКВО = 0.26). Средневзвешенный возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 260 ± 2 млн лет (СКВО = 0.3). Учитывая магматическую природу исследованных цирконов, полученную дату (см. рис. 7, б) можно принять в качестве оценки возраста формирования лейкогранитов Гамовского массива. Определенный для лейкогранитов изотопный возраст в пределах аналитической ошибки не отличается от возраста тоналитов второй фазы (254 ± 4 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенные геохимические исследования свидетельствуют о том, что в составе Гамовского батолита присутствуют гранитоиды разных геохимических типов. Так, породы второй фазы (кварцевые диориты и тоналиты) характеризуются высокой кальциевостью и низкой калиевой щелочностью. Они соответствуют умеренно калиевым магнезиальным гранитоидам нормального ряда, а на диаграмме альбит—анортит—ортоклаз (рис. 8) точки их составов локализируются в поле тоналитов. В целом по петрохимическим и редкоэлементным характеристикам наиболее кремнекислые гранитоиды второй фазы могут быть отнесены к породам TTG-серий, формирование которых обычно связывается с плавлением пород метабазитового состава в коровых условиях [Арт, 1983]. Однако обилие пород с низкой (58—62 мас. % SiO_2) кремнекислотностью противоречит предположению об анатектическом генезисе диоритов и кварцевых диоритов, поскольку составы анатектических выплавов, зафиксированные в экспериментах по дегидратационному плавлению метабазитов, характеризуются значительно более высокой кремнекислотностью даже при температурах 1000—1100 °C [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1991]. Невозможность формирования кварцевых диоритов и тоналитов при дифференциации предшест-

Рис. 8. Диаграмма альбит—анортит—ортоклаз [О'Сонног, 1965] для гранитоидов Гамовского батолита.

Границы полей приведены в соответствии с [Barker, 1979]. 1 — кварцевые диориты и тоналиты второй фазы, 2 — амфибол-биотитовые гранодиориты третьей фазы, 3, 4 — амфибол-биотитовые граниты (3), биотитовые лейкограниты (4) четвертой фазы. Стрелками показаны тренды эволюции расплавов второй (1) и третьей (2) фаз. To — тоналиты, Tdh — трондьемиты, Gd — гранодиориты, Gr — граниты.



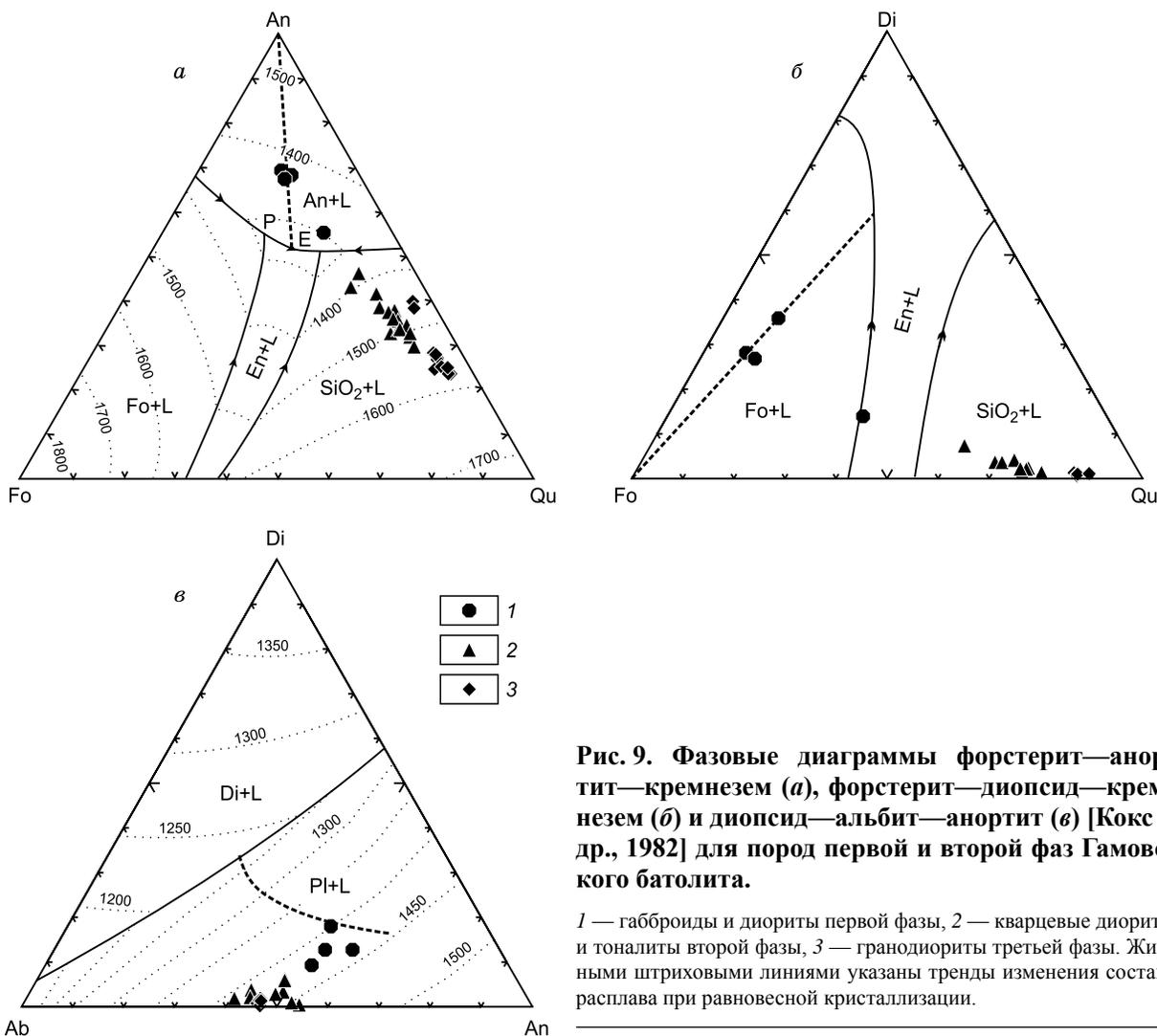


Рис. 9. Фазовые диаграммы форстерит—анортит—кремнезем (*а*), форстерит—диопсид—кремнезем (*б*) и диопсид—альбит—анортит (*в*) [Кокс и др., 1982] для пород первой и второй фаз Гамовского батолита.

1 — габброиды и диориты первой фазы, *2* — кварцевые диориты и тоналиты второй фазы, *3* — гранодиориты третьей фазы. Жирными штриховыми линиями указаны тренды изменения состава расплава при равновесной кристаллизации.

вующих им габброидов наглядно демонстрируется положением точек их составов на фазовых диаграммах. На диаграмме форстерит—анортит—SiO₂ (рис. 9, *а*) точки составов габброидов образуют локальное поле в области кристаллизации плагиоклаза, в то время как точки составов пород более поздних фаз формируют линейный тренд в поле кристаллизации кремнезема по другую сторону от котектической линии (пересечение ее в ходе кристаллизационной дифференциации в закрытой системе невозможно). Отметим, что на этот же тренд ложится точка состава наиболее кремнекислого диорита первой фазы. На диаграмме форстерит—диопсид—SiO₂ (см. рис. 9, *б*) точки составов габброидов образуют линейный тренд, отвечающий линии фракционирования оливина, в то время как фигуративные точки кварцевых диоритов и гранодиоритов локализованы в поле кристаллизации SiO₂. Точка состава наиболее кремнекислого кварцсодержащего диорита попадает на границу полей кристаллизации оливина и ортопироксена, однако она находится в более высокотемпературной области, чем та, где можно было бы ожидать появление оливин-ортопироксеновой котектики при кристаллизации габброидов. Наконец, на диаграмме диопсид—альбит—анортит (см. рис. 9, *в*) точки составов пород второй и третьей фаз образуют компактное поле, лежащее в стороне от возможного тренда дифференциации пород первой. Точно также о невозможности формирования кварцевых диоритов и тоналитов за счет дифференциации габброидных магм свидетельствует резкое различие в железистости (и, как следствие, в окислительно-восстановительных условиях эволюции расплавов) для пород первой и второй фаз.

Изучение вещественного состава кварцевых диоритов и тоналитов показало, что их характерной особенностью является повышенная глиноземистость (появление нормативного корунда в породах фиксируется уже на уровне 60 % SiO₂) в сочетании с нижекларковыми содержаниями РЗЭ и относительно пологими спектрами их распределения. Кроме того, описываемые образования обладают слабо повышенными содержаниями Rb и Cs (см. табл. 1), а в мультиэлементных спектрах наиболее кремнекислых пород второй фазы присутствуют незначительные минимумы по Sr и Ba (см. рис. 5). Все вышеизложен-

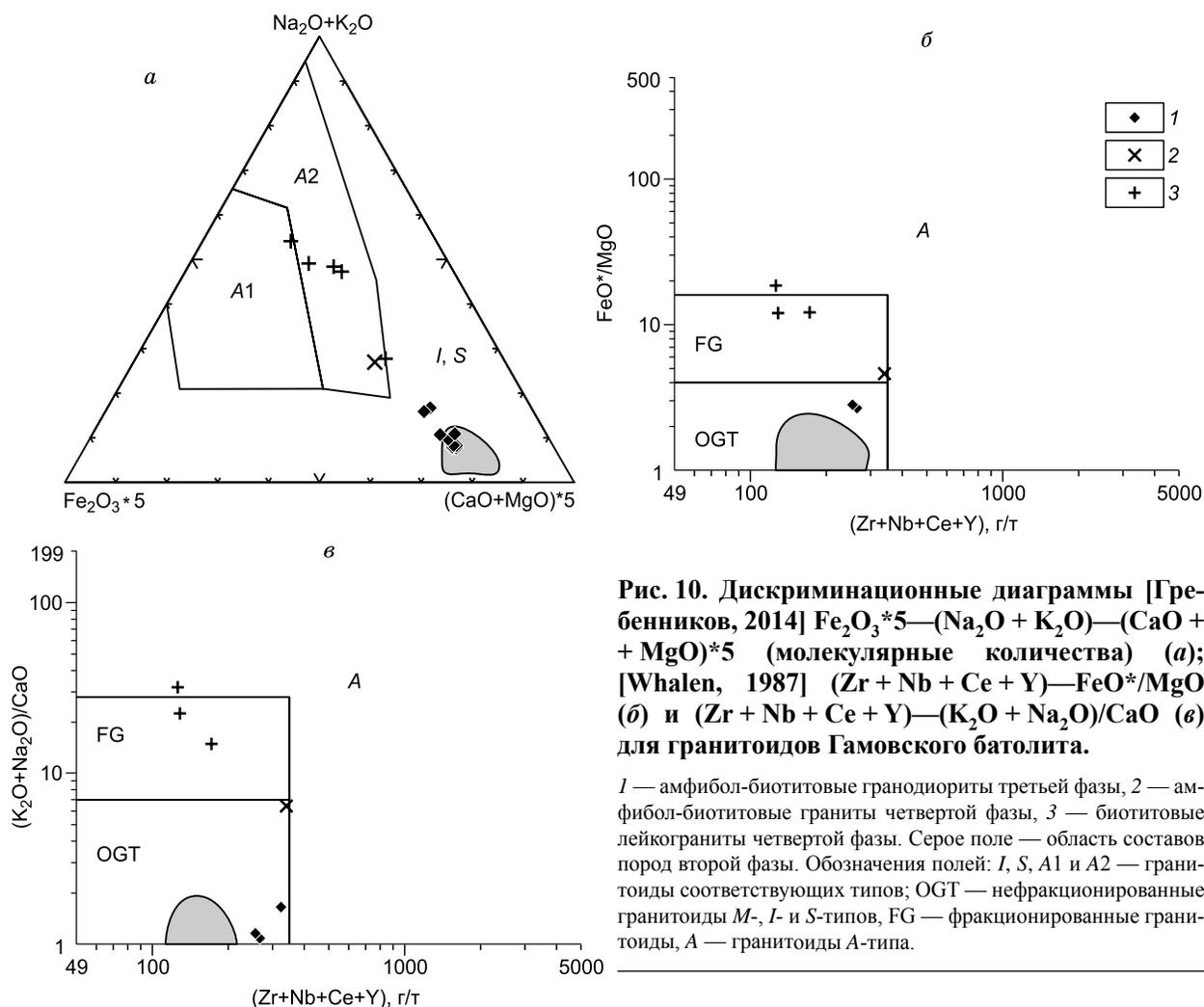


Рис. 10. Дискриминационные диаграммы [Гребенников, 2014] $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 5 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{MgO}) \cdot 5$ (молекулярные количества) (а); [Whalen, 1987] $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}) - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (б) и $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (в) для гранитоидов Гамовского батолита.

1 — амфибол-биотитовые гранодиориты третьей фазы, 2 — амфибол-биотитовые граниты четвертой фазы, 3 — биотитовые лейкограниты четвертой фазы. Серое поле — область составов пород второй фазы. Обозначения полей: I, S, A1 и A2 — гранитоиды соответствующих типов; OGT — нефракционированные гранитоиды M-, I- и S-типов, FG — фракционированные гранитоиды, A — гранитоиды A-типа.

ное позволяет предположить, что формирование пород кварц-диорит-тоналитовой группы явилось результатом контаминации в той или иной мере фракционированных мантийных (базитовых) расплавов породами континентальной коры.

Гранодиориты третьей фазы характеризуются более высокими в сравнении с предшествующими кварцевыми диоритами и тоналитами отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, и они обогащены крупноионными, высокозарядными и редкоземельными элементами. Наименее кремнекислые их разности соответствуют по составу типичным I-гранитам, формирование которых обычно связывается с плавлением метаматматических пород среднего состава. Наиболее кремнекислые и калиевые разности пересыщены глиноземом, что, вероятно, указывает на дифференциацию расплавов с обособлением фаз, обогащенных кальцием (прежде всего амфибола).

На диаграмме альбит—анортит—ортоклаз (см. рис. 8) точки составов гранодиоритов образуют свой собственный эволюционный тренд, отличный от тренда пород второй фазы, что свидетельствует либо о существенной автономности расплавов, либо о резком различии P-T-условий, в которых происходила эволюция первичных магм двух фаз.

Породы четвертой фазы по особенностям вещественного состава резко гетерогенны. Лейкограниты соответствуют высококалийным известково-щелочным железистым гранитоидам умеренно-щелочного ряда. На дискриминационной диаграмме [Гребенников, 2014] (рис. 10, а) точки их составов образуют тренд, единый с породами третьей фазы, проходящий из поля гранитоидов I- и S-типов через поле пород A2-типа в поле A1-типа. На диаграммах, предназначенных для диагностики A-гранитов по уровню содержания типоморфных редких элементов [Whalen et al., 1987] (см. рис. 10, б, в), позиция гранитоидов более сложная: точки их составов лежат на границе полей дифференцированных гранитоидов I- и S-типов и A-гранитов (причем сходство с A-гранитами определяется не уровнем накопления типоморфных редких элементов, а высокой железистостью и низкими содержаниями кальция). Биотит-амфиболовые граниты четвертой фазы продолжают эволюционный тренд гранодиоритов, обладая макси-

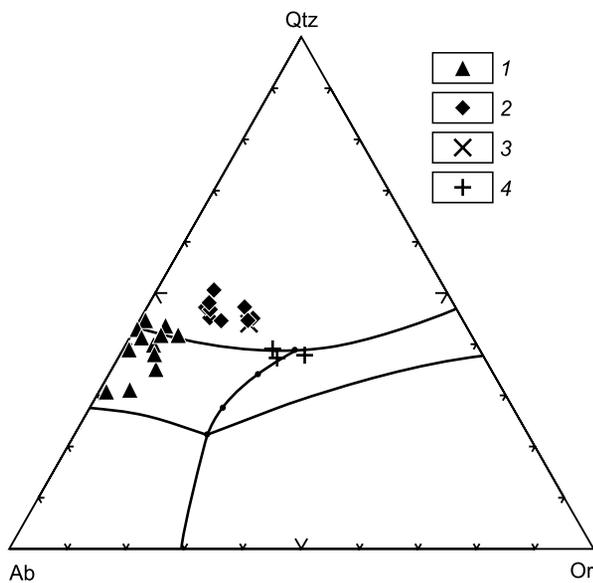


Рис. 11. Диаграмма кварц—альбит—ортоклаз для гранитоидов Гамовского батолита.

Положение котектических линий и точек эвтектики приведено для водонасыщенной системы при $P = 1$ и 10 кбар (в соответствии с [Johanes, Holz, 1996]).

1 — кварцевые диориты и тоналиты второй фазы, 2 — амфибол-биотитовые гранодиориты третьей фазы, 3 — амфибол-биотитовые граниты четвертой фазы, 4 — биотитовые лейкограниты четвертой фазы.

малыми концентрациями РЗЭ, HFSE, Ba, U и Th. На рис. 10, б, в точка состава биотит-амфиболового гранита также лежит на границе полей гранитоидов I- и A-типов, но положение ее определяется уровнем накопления HFSE и РЗЭ, а не особенностями петрохимического состава. На диаграмме кварц—альбит—ортоклаз (рис. 11) точки составов гранитоидов даже при $P = 1$ кбар отклоняются от котектической линии и лежат в поле кристаллизации кварца (в отличие от фигуративных точек лейкогранитов, концентрирующихся в поле эвтектического минимума для $P = 1$ кбар). Все вышеизложенное свидетельствует о существенной автономности лейкогранитов завершающей фазы и не позволяет рассматривать их как результат дифференциации (в той или иной степени) гранодиоритовых магм.

Таким образом, в ходе формирования Гамовского батолита на небольшой территории в короткий временной интервал (несколько миллионов лет) произошло формирование и последовательное внедрение нескольких автономных типов расплавов, имевших разные механизмы петрогенезиса (габброидов, низкокальциевых кварцевых диоритов и тоналитов с геохимическими характеристиками низкоглиноземистых TTG, гранодиоритов и гранитов I-типа, высококальциевых умеренно-щелочных гранит-лейкогранитов, обладающих признаками A-гранитов). Внедрение и кристаллизация расплавов, судя по данным структурных исследований, происходили в обстановке регионального сжатия, ориентированного в субширотном направлении.

Полученные данные накладывают определенные ограничения на возможные геодинамические сценарии проявления магматизма. Традиционно формирование пермских магматических ассоциаций Южного Приморья связывается с эволюцией активной окраины Солонкерского океана и его последующим закрытием с приключением окраинно-континентальных комплексов к более древним образованиям Бурей-Ханкайского орогенного пояса [Геодинамика..., 2006]. Данная точка зрения подтверждается наличием комплексов позднепалеозойских офиолитов и аккреционных призм на сопредельных территориях Китая и Кореи [Khanchuk, 2001; Парфенов и др., 2003], особенностями геологической позиции вулканических разрезов, «наращивание» которых повсеместно происходит с севера на юг (совпадающая с субширотной ориентировкой окраинных структур Солонкерского океана), а также масштабными орогенными событиями на рубеже перми и триаса [Геодинамика..., 2006]. Однако приведенные в настоящей работе данные не вполне вписываются в этот сценарий.

С одной стороны, для активных континентальных окраин андского типа характерно наличие поперечной зональности с возрастанием щелочности и калиевоности в глубь континента, в то время как в пределах локальных магматических ареалов составы пород остаются относительно выдержанными [Thorpe et al., 1981; Wilson, 1988]. В данном случае в пределах локального магматического ареала в коротком временном интервале проявились несколько разных типов гранитоидов, имевших, судя по изотопным данным, единый источник расплавов, но резко отличных по условиям формирования и эволюции первичных магм. Необходимо также отметить, что ареалы распространения близких по возрасту (около 250 млн лет [Ханчук и др., 2010; Tsutsumi et al., 2014]) гранитоидов широко распространены в пределах Вознесенского террейна (в окрестностях Владивостока и на западном берегу оз. Ханка, см. врезку на рис. 1), значительно севернее (дальше от края континента на 50—200 км в современных координатах). Они представлены разностями нормальной щелочности с существенно натровой специализацией щелочей, деплетированными, относительно гранодиоритов и гранитов Гамовского батолита, несовместимыми элементами [Левашев, 1991]. В целом подобный набор типов гранитоидов и закономерности их пространственного распределения не типичны для активных континентальных окраин андского типа; гораздо чаще они характерны для поздних стадий коллизии [Донская и др., 2014], обстановок скольжения плит на границе континент—океан [Крук и др., 2014а], либо для крупных изверженных провинций складчатых поясов [Добрецов и др., 2005; Крук et al., 2011; Владимиров и др., 2013]. Предположению о

коллизии природы рассматриваемых образований противоречит отсутствию в регионе позднепермских–раннетриасовых *S*-гранитов, типоморфных для обстановок коллизии блоков со зрелой континентальной корой (именно к таким образованиям относятся Матвеевский и Нахимовский террейны [Геодинамика..., 2006; Крук и др., 2014б]). Данные структурных исследований, указывающие на внедрение гранитоидов в обстановке субширотного сжатия, также противоречат предположению о связи формирования гранитоидов с коллизийными процессами, сопровождавшими закрытие Солонкерского океана, структуры которого имели субширотную ориентировку. Полученные авторами данные полностью совпадают с результатами детальных структурных исследований геологических комплексов Южного Приморья [Уткин и др., 2007; Неволин и др., 2013]. Этими авторами в последние годы было доказано повсеместное проявление признаков субширотного сжатия в позднепалеозойской истории региона: наличие в пермских стратифицированных комплексах нормальных к сжатию субмеридиональных систем складок, зон динамотермального метаморфизма, кливажа, сланцеватости, структурный контроль складчатости и кливажными структурами внедрения гранитоидных интрузий. Таким образом, стиль тектонических деформаций и характер гранитоидного магматизма (с учетом особенностей его пространственного распределения) заставляют предполагать реализацию в пермтриасовой истории Южного Приморья более сложного тектонического сценария, природа которого требует дополнительных исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00660).

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.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 177—201.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Ханкайская серия, листы К-52-ХII (Владивосток), К-52-ХVIII (Зарубино). СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004.

Гребенников А.В. Гранитоиды *A*-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1356—1373.

Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // ДАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские пост-коллизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043.

Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент—океан. Владивосток, Дальнаука, 2005, 315 с.

Кокс К.Г., Бэлл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., Недра, 1982, 415 с.

Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика, 2014а, т. 55 (2), с. 276—302.

Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // ДАН, 2014б, т. 455, № 1, с. 62—66.

Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток, Изд-во ДВО АН СССР, 1991, 380 с.

Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Роль широтного сжатия в формировании структур палеозойских интрузивов Южного Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2013, т. 32, № 2, с. 44—63.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Тектономагматические системы аккреционной коры / Ред. Г.Б. Левашев. Владивосток, Изд-во ДВО АН СССР, 1989, 340 с.

Уткин В.П., Неволлин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 4, с. 3—21.

Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U-Pb-SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // ДАН, 2010, т. 431, № 4, с. 516—520.

Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // ДАН, 2013, т. 451, № 4, с. 441—445.

Barker F. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin / Ed. F. Barker // Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, 1979, p. 1—12.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration 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.

Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Debon F., Le Fort P. A chemical—mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 1983, v. 73, p. 135—149.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1996, 335 p.

Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // Earth Sci. (Chikyū Kagaku), 2001, v. 55, p. 275—291.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early—Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // J. Asian Earth Sci., 2011, v. 42, p. 928—948.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex — A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1a, 49 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull., 1989, v. 101, p. 635—643.

O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U S Geol. Surv. Prof. Paper, 1965, v. 525 B, 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.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos, 1989, v. 22, p. 247—263.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan L. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks // Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1984, № A310, p. 675—692.

Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia // J. Miner. Petrol. Sci., 2014, v. 109, p. 97—102.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol., 1987, v. 95, p. 407—419.

Williams I.S. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

Wilson M. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. London, Unwin Hyman, 1988, 465 p.