

УДК 552.3+550.4+550.93+551.24

СОСТАВ И ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО САЯНА

© 2009 г. С. Н. Руднев*, Г. А. Бабин**, В. А. Пономарчук*, А. В. Травин*, О. А. Левченков***,
А. Ф. Макеев***, А. Е. Телешев*, Р. А. Шелепаев*, Ю. В. Плоткина***

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, пр-т. акад. Коптюга, 3
E-mail: rudnev@iigmt.nsc.ru*

***Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
630091, г. Новосибирск, Красный пр-т, 37
E-mail: babin@sniiggms.ru*

****Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2
E-mail: j.plotkina@yandex.ru*

Поступила в редакцию 07.10.2008 г.

В статье приведены новые данные о времени формирования, вещественном составе и геодинамической позиции гранитоидных и габбро-гранитных ассоциаций Западного Саяна. Результаты геохронологических исследований (U-Pb и Ar-Ar изотопные методы) позволили выделить два этапа интрузивного магматизма в этом регионе: раннепалеозойский и среднепалеозойский. На каждом этапе можно выделить несколько возрастных рубежей становления гранитоидных и габбро-гранитных комплексов (ранний палеозой: 530–520, 500–490, 470–460 млн. лет, средний палеозой: 440–425, 430–380, 340–330 млн. лет), отличающиеся характером распространенности, геологическим положением, петрохимическим составом (толеитовая, известково-щелочная, плюмазитовая и монцонитоидная серии) и геодинамическими обстановками формирования (островодужная, аккреционно-коллизийная, постколлизийная, трансформно-сдвиговая и окраинно-континентальная).

Ключевые слова: *Алтае-Саянская складчатая область, Западный Саян, гранитоидные и габбро-гранитные ассоциации, возрастные рубежи, U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, геохимия, геодинамика.*

ВВЕДЕНИЕ

Западный Саян, расположенный в центральной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), представляет собой крупное горно-складчатое сооружение, протягивающееся более чем на 800 км и ориентированное в субширотном направлении (рис. 1). На севере Западный Саян ограничивается Саяно-Минусинским глубинным разломом, который отделяет его от структур Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Восточного Саяна и Южно-Минусинской межгорной впадины, на востоке и юго-востоке, по Хемчикскому и Куртушибинскому глубинным разломам, он граничит со структурно-формационными зонами Тувы, на западе – с Горным Алтаем. По структурно-вещественным характеристикам этот регион представляет собой гетерогенное складчатоблоковое сооружение, в составе которого, выделяется несколько структурно-формационных зон, разделенных глубинными разломами, и различающихся по возрасту, набору осадочных и вулканогенных отложений и магматических образований: Северо-Саянская, Центрально-Саянская, Куртушибинская, Джебашская и Хемчик-Систигхемская [16, 18 и др.]. Главной особенностью Западного

Саяна является то, что в его строении принимают участие различные по вещественному составу и возрасту интрузивные образования, которые в совокупности составляют около 20% его площади. Их изучению посвящены многочисленные тематические, геолого-съёмочные и научные исследования, начиная с 30-х годов прошлого столетия [2–5, 8, 12, 14, 15, 19, 20, 25–28, 32, 40–45, 47 и др.], результаты которых были резюмированы при создании схем корреляции магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна [16, 30, 31, 46]. Согласно этим схемам, в регионе выделяется несколько этапов интрузивного магматизма: R₃? (*актоврацкий, борусский, иджимский и изыхский и другие комплексы ультраосновных и основных пород*), E₂ (*майнский габбро-плагиогранитовый*), S₂-D₁ (*большепорожский диорит-гранодиорит-гранитный, джойский гранодиорит-гранит-лейкогранитный, сютхольский гранит-лейкогранитный, кызыкчадрский габбро-диорит-гранитный, бичебалыкский и булкинский габбро-анортозитовый комплексы*), D₁? (*танзыбейский габбро?-монцодиорит-граносиенит-гранитный, козерский габбро диорит-гранитный*) и D₃-C? (*торгалыкский сиенит-габбровый*). Предложенная в этих схемах

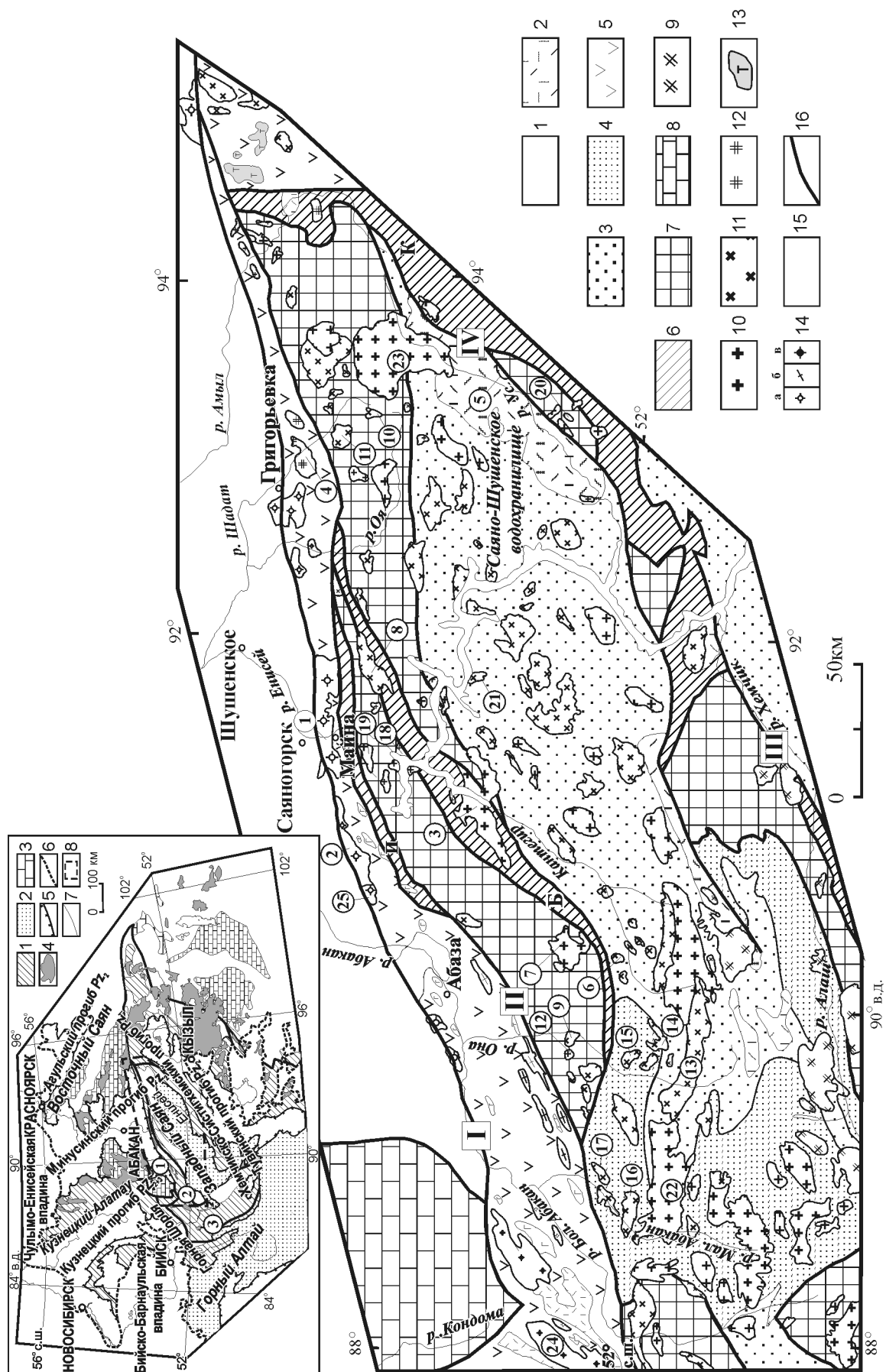


Рис. 1. Схема расположения ранне- и среднепалеозойских гранитоидных комплексов в структурах Западного Саяна (составлена с учетом данных В.Д. Зальцмана и др. [16], П.С. Антонова и др.).

Стратифицированные образования: 1 – терригенно-карбонатные и осадочно-вулканогенные отложения Минусинской впадины (нерасчлененные), D_{1-2} ; 2 – вулканогенно-осадочные отложения кужебазинской базальт-грахиандезит-дацитової серии, S_2-D ; 3 – карбонатно-терригенные флишодные комплексы континентального шельфа Центрально-Саянской складчатой зоны, $O(C_3)-S_1$; 4 – турбидитовые отложения окраинных бассейнов?, склонов и глубоководных желобов Центрально-Саянской складчатой зоны, C_3-O_2 ; 5 – кембрийские островодужные комплексы Северо-Саянской зоны, нерасчлененные (вулканогенно-осадочные комплексы нижнемонокской, C_1^1 , верхнемонокской и чеханской, C_1^2 , серий); 6 – офиолитовая ассоциация (чингискайская серия и актоварский дунит-гарбуритовый комплекс, нерасчлененные), V_2 ; 7 – зеленостанцевые метабазит-метасилитовые образования джебашинской серии Центрально-Саянской зоны, $V-C_2$; 8 – венд-раннекембрийские терригенно-карбонатные комплексы Мрасского антиклинория Горной Шории, $V-C_1$. *Интрузивные комплексы:* 9 – сютохольский гранит-лейкогранитный (S_2-D); 10 – джойский гранодиорит-гранит-лейкогранитный (S_2-D); 11 – большепорожский (онинский) диорит-гранодиорит-гранитный (S_2); 12 – танзыйский (кужинский) габбро(?)-мондиорит-граносиенит-гранитный и орешский габбро-гранитный (S_1); 13 – булдинский ($S-D$) и бичебалынский габбро-анортозитовые, нерасчлененные, (S_1 ?) Центрально-Саянской зоны; 14 – а) майский тоналит-плагиогранитный (C_1) и куртаховский диорит-тоналит-плагиогранитный, нерасчлененные (C_3-O_1), б) тараскырский плагиогранитный (C_1), в) садринский диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиогранитный (C_3-O_1) Северо-Саянской зоны; 15 – габброидные ассоциации льсотгорского и субботинского комплексов (C_1) Северо-Саянской зоны, нерасчлененные; 16 – тектонические нарушения. Цифрами в кружках показано положение изученных гранитоидных и габброидных массивов: 1 – Енисейский, 2 – Табатский, 3 – Копенский, 4 – Танзыйский, 5 – Орешский, 6 – Ак-Таскыльский, 7 – Сабинский, 8 – Сизимский, 9 – Колганский, 10 – Ойский, 11 – Рябой Таскыл, 12 – Острая Сопка, 13 – Онинский, 14 – Уюкский, 15 – Большеоинский, 16 – Киргизский, 17 – Усть-Кайлинский, 18 – Джойский, 19 – Аланский, 20 – Воробьевский, 21 – Гремячинский, 22 – Кайлинский, 23 – Буйбинский, 24 – Садринский, 25 – Куртаховский. Цифрами в квадратах показаны разломы: 1 – Саяно-Минусинский, 2 – Северо-Саянский, 3 – Хемчикский, 4 – Куртушибинский, 5 – Борусский, 6 – Куртушибинский, 7 – Изыхский. На врезке показана схема структурного районирования АССО [6, 38]: 1 – вулканоплутонические пояса с окраинно-морскими, океаническими и островодужными ассоциациями венда-раннего кембрия, нерасчлененные; 2–3 – венд-кембрийские палеобассейны (2 – турбидитовые, 3 – терригенно-карбонатные); 4 – раннепалеозойские гранитоидные батолиты; 5 – границы ранне-, средне- и позднепалеозойских прогибов; 6 – границы мезозойско-кайнозойских впадин; 7 – выходы структурно-вещественных комплексов; 8 – площадь исследования. Цифрами в кружках показаны массивы: 1 – Саксырский, 2 – Садринский, 3 – Саракошкинский.

последовательность интрузивного магматизма Западного Саяна основана главным образом на характере геологических взаимоотношений интрузивных комплексов с вмещающими осадочными и вулканогенными отложениями, а также на единичных определениях возраста, полученных по отдельным интрузивным массивам, преимущественно K-Ar, в редких случаях – U-Pb и Rb-Sr изотопными методами [22, 34 и др.]. Несмотря на то, что в этом регионе гранитоидный и габбро-гранитный магматизм проявился в широком диапазоне времени, вопросы вещественного состава и возраста тех или иных магматических ассоциаций остаются пока открытыми из-за слабой изученности и/или недостаточности аналитических данных. Поэтому особое значение в этом отношении приобретает проведение комплексных исследований гранитоидных и габбро-гранитных ассоциаций, на примере эталонных массивов, с применением прецизионных геохимических и геохронологических методов исследования. Проведение таких исследований позволит не только уточнить возраст тех или иных магматических ассоциаций и этапы их формирования, которые в научной литературе вызывали споры и дискуссии, но и выяснить геохимическую специфику их вещественного состава.

В данной работе, на примере эталонных гранитоидных плутонов Западного Саяна (рис. 1), приведены результаты геолого-петрографических, геохимических и геохронологических (U-Pb, Ar-Ar методы) исследований магматических ассоциаций, расположенных в различных по вещественному составу структурно-формационных зонах, и на этой основе рассмотрены вопросы возрастных рубежей формирования и особенности вещественного состава гранитоидов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с использованием установки СРМ-25 (аналитики: А.Д. Киреев, Н.М. Глухова, Ю.П. Колмогоров). Содержания редких и редкоземельных элементов определены инструментальным нейтронно-активационным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитики С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко, методом ICP-ms в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск) на установке VG Plasmquad PQ-2, аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова и в МГП “Анакон” (г. Санкт-Петербург) на установке Finnigan-Element, аналитик И.П. Шульпяков. Контрольные измерения, выполненные по одним и тем же пробам в разных лабораториях, показали удовлетворительную сходимость.

U-Pb изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 (г. Санкт-Петербург). Выделение

аксессуарных цирконов проводили в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и на концентраторе NELSON по методике [1], с последующей очисткой полученных концентратов под бинокуляром. Химическое разложение цирконов осуществляли по методике Крога [57]. Для расчета возраста использовали точность $\pm 0.5\%$ (2σ) определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, полученных по многократным измерениям стандартного циркона ТНА-16. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Процедура предварительной кислотной обработки ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220°C [60]. Обработку экспериментальных данных проводили по программам PbDAT [57] и ISOPLLOT [59]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [61]. Поправки на обычный свинец даны в соответствии с [62]. Исследование кристаллов циркона в режиме катодolumинесценции проводилось на сканирующем электронном микроскопе ABT55 при ускоряющем напряжении 20 кВ.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные исследования проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), на масс-спектрометре "Noble gas 5400". Методика проведения эксперимента приведена в работе [29], корреляция полученных данных выполнялась стандартным методом [54] с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций. В результате облучения солей K_2SO_4 и CaF_2 были получены следующие коррекционные коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 1.0156 \cdot 10^{-3} \pm 1.7 \cdot 10^{-5}$; $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 3.91 \cdot 10^{-4} \pm 7.9 \cdot 10^{-6}$; $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00158 \pm 0.0015 \cdot 10^{-4}$. J-значение (параметры облучения) вычислялись путем измерения стандартов из различных позиций ампулы и построения аппроксимирующих функций по полученным точкам с учетом разброса для каждого отдельного J-значения. Изохронные построения проводились полиномиальным методом наименьших квадратов [64]. Погрешности датировок приведены в интервале $\pm 1\sigma$. K/Ca отношения вычислялись исходя из константы $(\text{K}/\text{Ca})/(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) = 1.785$. Идентификация плато проводилась с использованием критериев описанных в [55].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО САЯНА

В основу работы положены материалы комплексного изучения эталонных массивов Западного Саяна, входящие в состав майнского тоналит-плагиогранитного, куртахского диорит-тоналит-плагиогранитного, сабинского диорит-гранодиорит-гранитного, тазыбейско-

го габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитного, орешского габбро-диорит-гранитного, большепорожского диорит-гранодиорит-гранитного, джойского гранодиорит-гранит-лейкогранитного и буйбинского гранит-лейкогранитного комплексов.

Основная часть из вышеперечисленных интрузивных комплексов в той или иной степени описана в литературе и многочисленных геологических отчетах Минусинской геологоразведочной экспедиции и являлась основой для составления региональных схем магматизма Западного Саяна. В тоже время авторами статьи выделен ряд новых интрузивных ассоциаций, свидетельствующих о более сложной истории развития магматизма этого региона.

В ранее существующих схемах магматизма, упомянутые ассоциации, с учетом сходства петрографического состава часто коррелировались с широко известными в литературе майнским, большепорожским или джойским комплексами. Выделение новых ассоциаций, несмотря на некоторое сходство с перечисленными выше гранитоидными комплексами, основывалось главным образом на данных геохронологических исследований. Результаты U-Pb изотопного датирования по циркону и Ar-Ar изотопного датирования по амфиболу и биотиту из различных по вещественному составу гранитоидных и габбро-гранитных ассоциаций Западного Саяна позволили выделить два этапа интрузивного магматизма: раннепалеозойский и среднепалеозойский. В пределах каждого этапа выделяется несколько возрастных рубежей формирования гранитоидных и габбро-гранитных ассоциаций [37], которые в существенной мере отличаются от ранее предложенных схем и, в первую очередь, по возрасту. Также было установлено, что на каждом возрастном рубеже, выделенные гранитоидные и габбро-гранитные ассоциации характеризуются своими минералогическими, петрографическими, петрогеохимическими особенностями (толеитовая, известково-щелочная, плюмазитовая и субщелочная серии) и геодинамическими условиями формирования. Авторы статьи отчетливо понимают, что проведенные исследования не охватывают полностью все разнообразие гранитоидных ассоциаций (комплексов), развитых в структурах Западного Саяна, и приводят только первые результаты исследований по некоторым эталонным объектам.

Раннепалеозойский этап

По масштабам проявления раннепалеозойский этап существенно уступает среднепалеозойскому. Здесь выделяется три основных рубежа гранитоидного магматизма: E_1 , E_3 – O_1 , O_2 . Гранитоидные ассоциации (комплексы) выделяемые на этих возрастных рубежах наблюдаются, главным образом, в составе крупных плутонов в Северо-Саянской зоне, в меньшей степени, – в виде небольших массивов в Центрально-Саянской зоне (рис. 1).

В *раннем кембрии* происходило формирование пород *майнского тоналит-плагиогранитного* [36] и *тараскырского плагиогранитного комплексов*. Породы этих магматических комплексов развиты в Северо-Саянской зоне (рис. 1) среди вулканогенно-осадочных отложений чингинской серии ($V-E_1$?), нижнемонокской (E_1^{1+2}) и верхнемонокской (E_1^3) свит, которые формировались в островодужной геодинамической обстановке [18]. Особенности геологического строения, петрографического и петрохимического составов пород майнского и тараскырского комплексов описаны ранее в [28, 43, 44, 47]. В данной статье будет дана краткая характеристика только гранитоидов майнского комплекса. Наиболее полное описание пород этого комплекса приведено в работах [36, 49]. Интрузивные образования майнского тоналит-плагиогранитного комплекса образуют около 20 крупных и мелких массивов (Енисейский, Табатский, Салбинский и др.), имеющих вытянутую форму, согласную с общим структурным планом Северо-Саянской зоны. Они прорывают вулканогенно-осадочные отложения нижнемонокской свиты и перекрываются вулканогенными отложениями верхнемонокской свиты с галькой вулканитов и плагиогранитов майнского комплекса в основании разреза. Наиболее крупные из них – Енисейский и Табатский плутоны – представляют собой единую интрузию, разделенную на современном эрозионном срезе узкой полосой вмещающих толщ. Все плутоны имеют сложное многофазное внутреннее строение. В их составе выделяются несколько интрузивных фаз: 1 – тоналиты с эндоконтактовой фацией плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, 2 – биотитовые плагиограниты, 3 – гранодиориты и гранофировые плагиограниты, 4 – микроплагиограниты и пегматиты. Габброиды, входящие ранее в состав майнского комплекса, в настоящее время отнесены к самостоятельному субботинскому комплексу [28]. Как правило, они наблюдаются в виде крупных ксенолитов и останцов среди тоналитов и плагиогранитов.

По петрохимическому составу (рис. 2, 3, табл. 1) породы майнского комплекса (Енисейский и Табатский плутоны) относятся к гранитоидам известково-щелочной серии [36]. Для них характерны: постоянное преобладание Na_2O (2.3–5.1 мас. %) над K_2O (0.2–1.4 мас. %); низкие содержания Rb (3.5–15.0 г/т), Sr (137–228 г/т), Nb (1.1–6.6 г/т), Y (12–52 г/т), Ta (0.6–0.8 г/т); асимметричный характер спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ); преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\Sigma PЗЭ = 31...135$ г/т, $(La/Yb)_N = 1.2...5.6$); отрицательные аномалии по Eu ($(Eu/Eu^*)_N = 0.6...1.0$, где $Eu^* = (Sm + Gd)_N/2$), Nb, Ta и Ti.

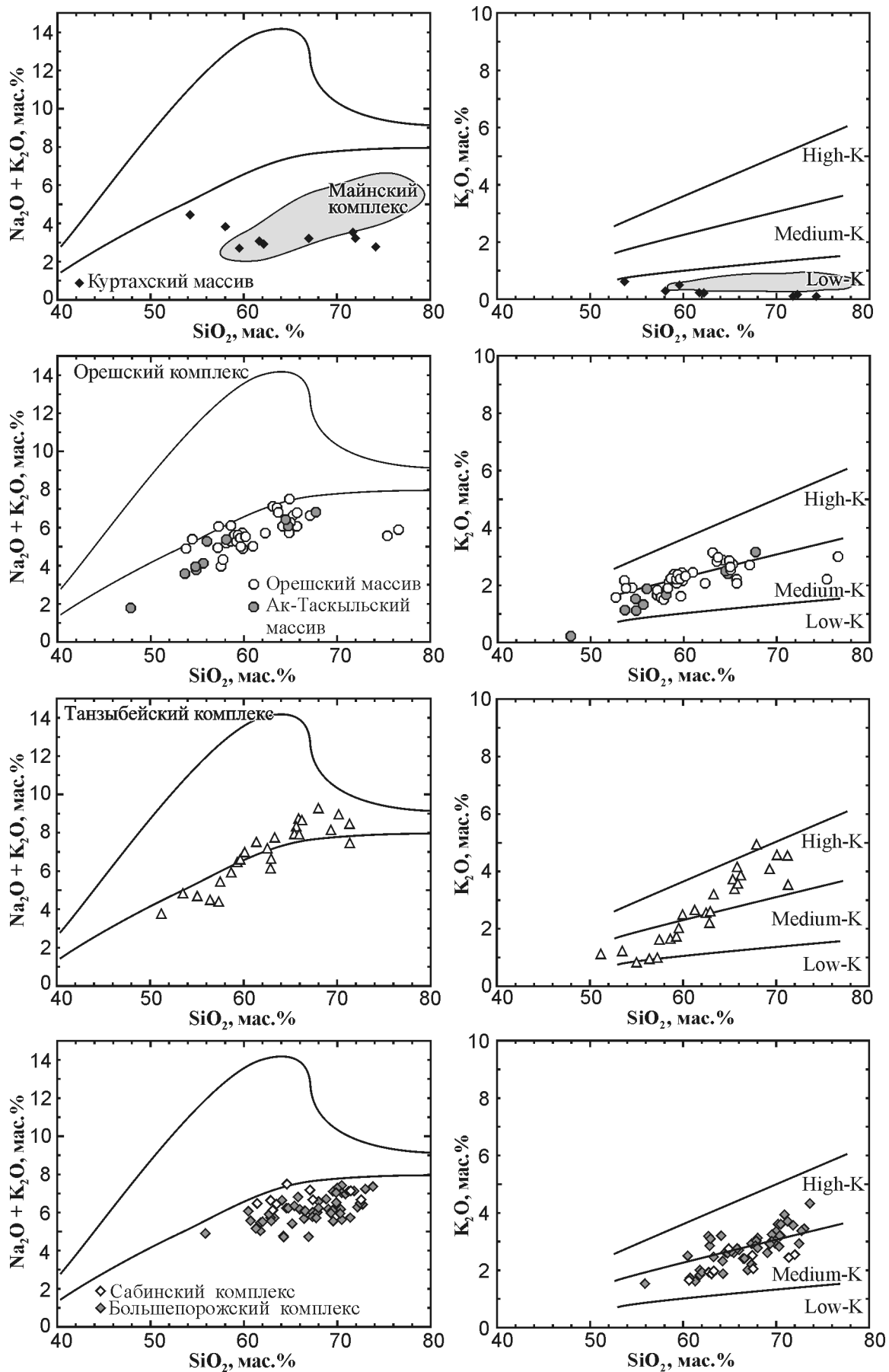
Результаты проведенного **U-Pb изотопного датирования** по циркону из плагиогранитов Енисейского плутона показали возраст, равный 523.8 ± 2.1 млн. лет [36]. Полученная дата, в целом, согласо-

уется с результатами U-Pb изотопного датирования по циркону (525 ± 10 млн. лет) из плагиогранитов Табатского плутона [33].

На *позднекембрийско-раннеордовикском рубеже* в аккреционно-коллизийной обстановке происходило становление пород *куртахского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса*. Интрузивные образования этого комплекса в структурах Северо-Саянской зоны выделены и описаны впервые на примере одноименного массива, расположенного в западной части Табатского плутона (рис. 1), в тесной пространственной ассоциации с гранитоидами майнского комплекса [35]. В составе комплекса выделяются следующие петрографические разновидности пород, представляющие собой самостоятельные интрузивные фазы: кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. По структурно-текстурным особенностям и минералого-петрографическому составу породы куртахского комплекса практически не отличаются от плагиогранитоидов майнского комплекса. Они также имеют порфировидный облик, образованный за счет крупных выделений кварца, что при геологическом картировании затрудняет разделение плагиогранитов этого комплекса и сходных по петрографическому составу плагиогранитов майнского комплекса. В этом отношении наиболее надежным критерием их отличия являются петрохимический состав и содержания редких и редкоземельных элементов (табл. 1, рис. 2, 3). Установлено, что породы куртахского комплекса, в отличие от майнского, имеют более низкие концентрации K_2O (0.1–0.6 мас. %), Rb (1.9–7.0 г/т), Sr (107–158 г/т), Nb (0.5–0.9 г/т), Zr (25–99 г/т), Y (8–17 г/т), Hf (0.7–2.5 г/т), $\Sigma PЗЭ$ (33–16 г/т), пологие спектры распределения легких и тяжелых лантаноидов ($(La/Yb)_N = 0.8...1.3$) и наличие минимумов по Eu ($(Eu/Eu^*)_N = 0.6...1.0$). По этим характеристикам гранитоиды куртахского комплекса относятся к породам толеитовой серии. На спайдер-диаграммах породы характеризуются наличием отрицательных аномалий по Nb, Ta, Ti и положительных – по Zr, Hf и Sr.

Возраст пород куртахского комплекса [35] полученный $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопным методом (рис. 4) по магматической роговой обманке из кварцевых диоритов, равен 493 ± 3 млн. лет (95% выделенного ^{39}Ar).

В *среднем ордовике* в постколлизийной геодинамической обстановке происходило формирование пород *сабинского диорит-гранодиорит-гранитного комплекса*. Этот комплекс в качестве самостоятельной единицы в магматической схеме Западного Саяна также выделяется впервые [37]. Он представлен одноименным массивом, прорывающим зеленые сланцы джебашской серии (рис. 1). Ранее интрузивные образования этого комплекса включали в состав большепорожского комплекса позднесилурийско-раннедевонского



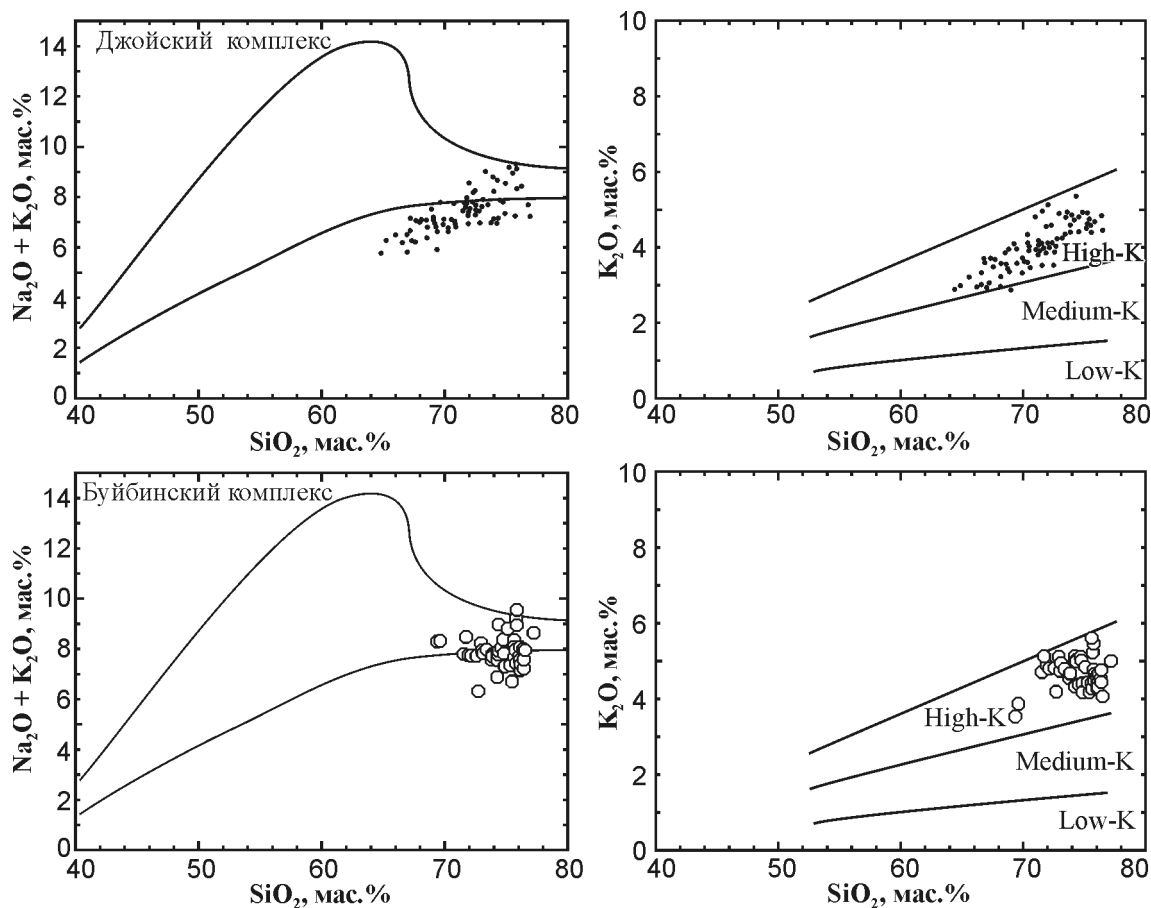


Рис. 2. Вариационные диаграммы SiO_2 –($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) и SiO_2 – K_2O для гранитоидных и габбро-гранитных комплексов Западного Саяна.

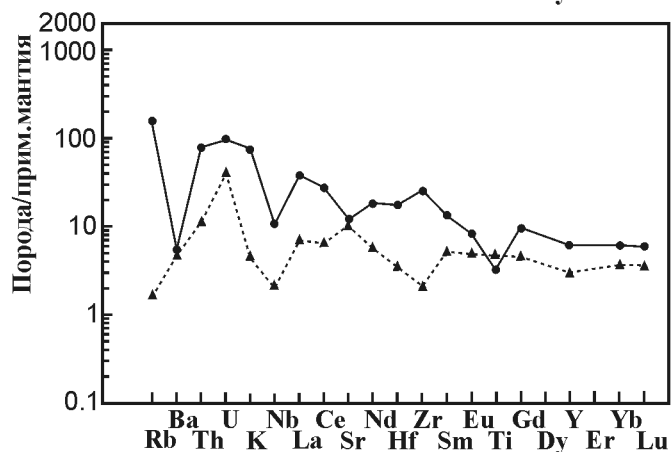
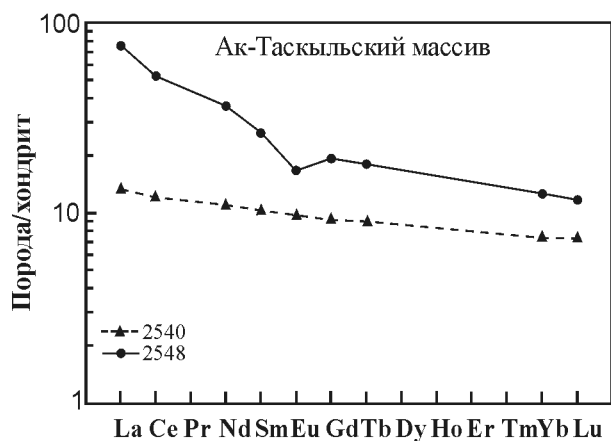
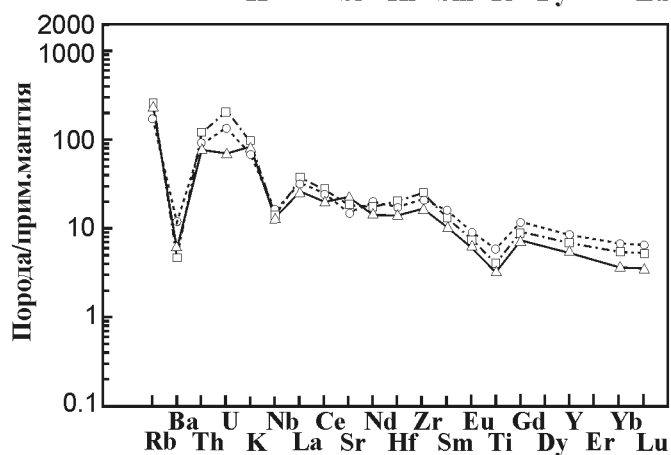
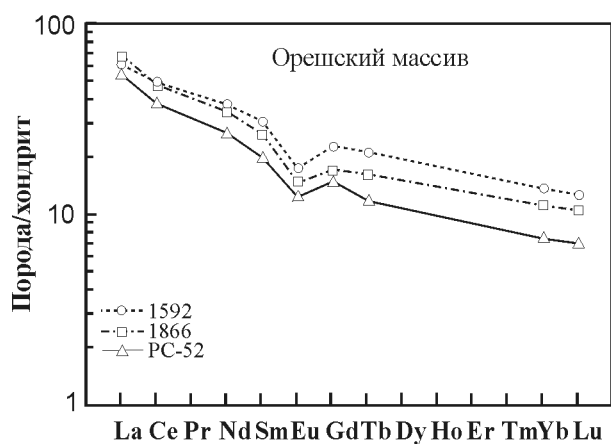
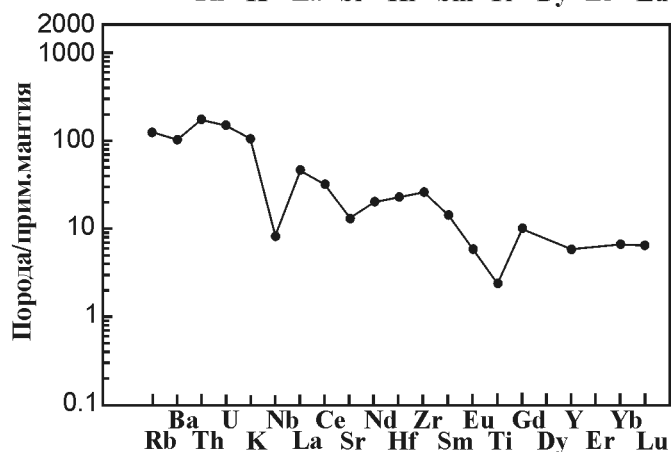
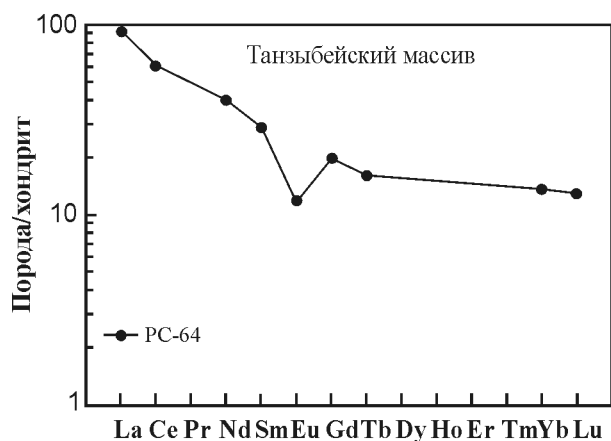
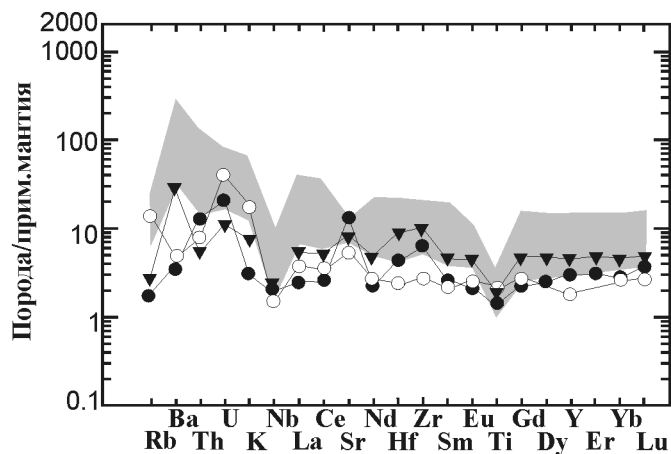
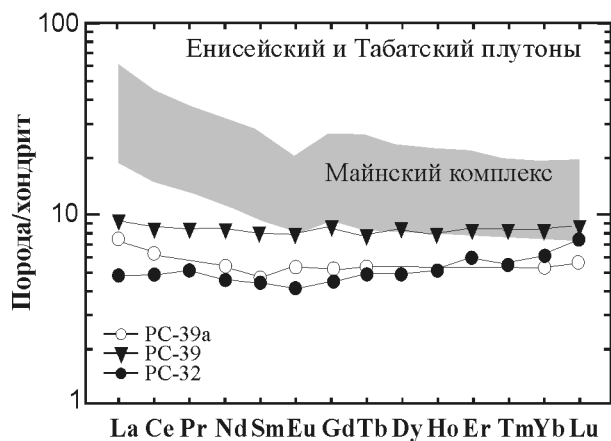
возраста, на основании их сходства по минералогическому и петрохимическому составу (см. ниже). В то же время, результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования магматической роговой обманки из гранодиоритов Сабинского массива позволили установить возраст, равный 465.5 ± 1.5 млн. лет (95% выделенного ^{39}Ar), что резко отличается от времени становления от гранитоидов большепорожского комплекса (рис. 4). Полученная дата свидетельствует о проявлении в Западном Саяне среднеордовикского этапа гранитоидного магматизма, который по своим масштабам существенно уступает таковому в структурах Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Тувы [38]. Следует добавить, что интрузивные ассоциации этого возрастного уровня в Западном Саяне изучены еще недостаточно полно и требуют дальнейшего изучения с постановкой геолого-петрографических и геохронологических исследований других гранитоидных массивов. По петрохимическому составу (табл. 1, рис. 2, 3) породы сабинского комплекса относятся к гранитоидам известково-щелочной серии, с характерными для них содержаниями Na_2O (4.1–5.3 мас. %), K_2O (1.7–2.7 мас. %), Rb (51 г/т), Sr (695 г/т), Ba (600 г/т),

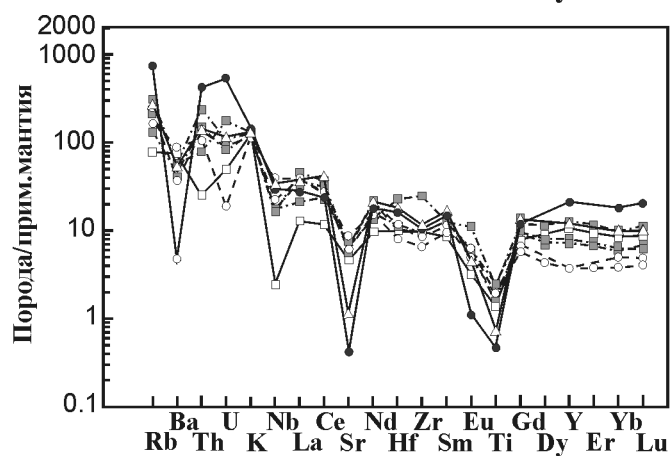
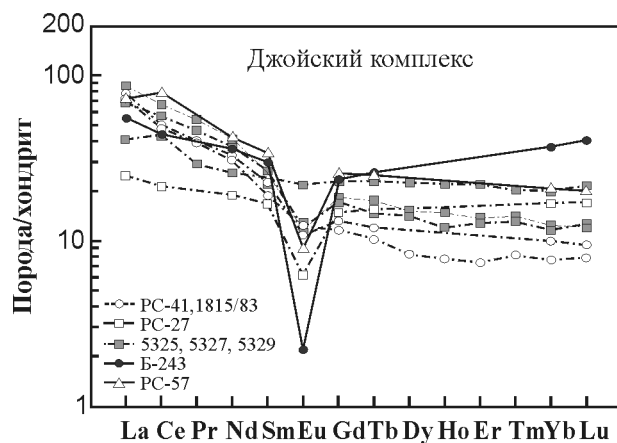
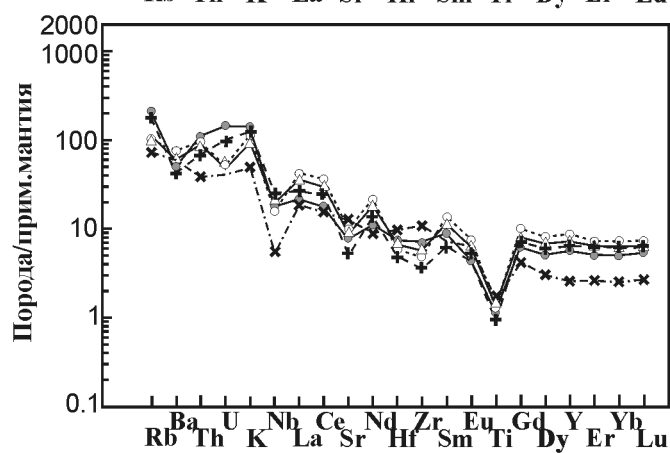
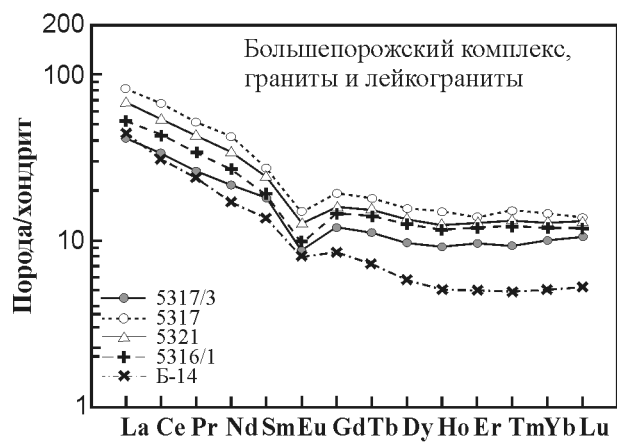
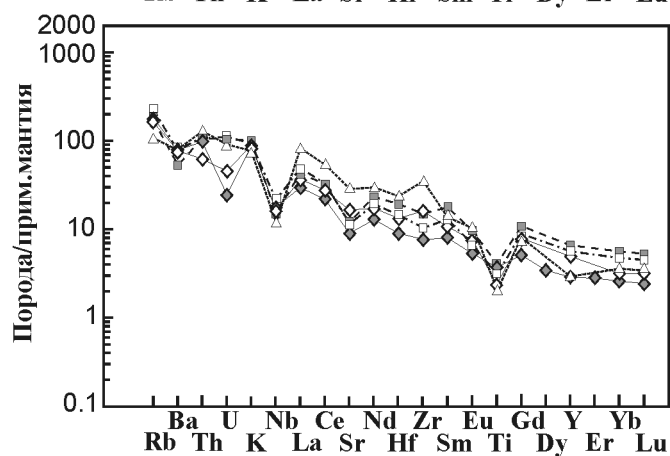
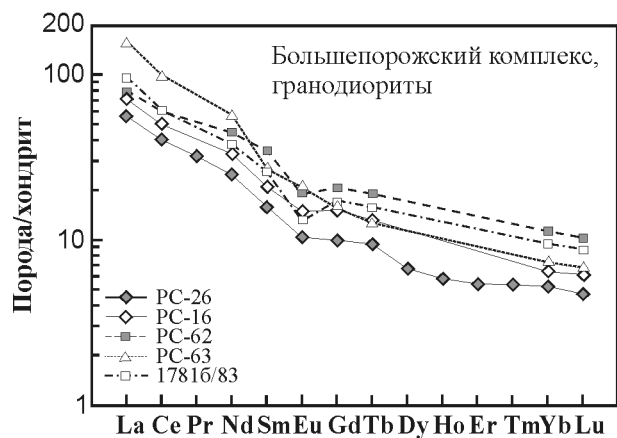
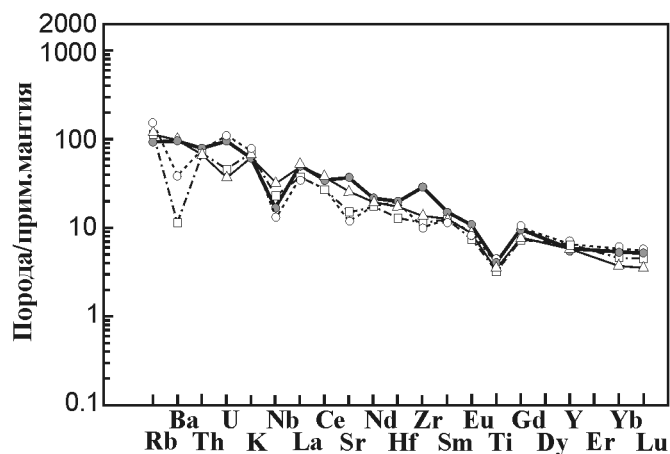
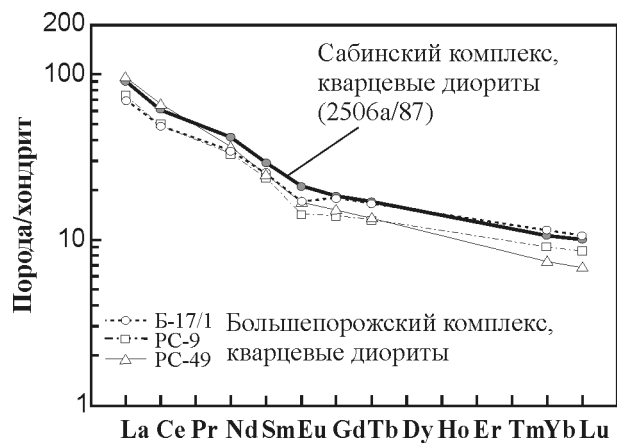
Nb (11 г/т), Y (283 г/т), Ta (0.5 г/т), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (127 г/т), преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.9$), отрицательной аномалией по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.9$), Nb и Ti, что сближает их с гранитоидами большепорожского комплекса (см. ниже).

Среднепалеозойский этап

По степени развития гранитоидного магматизма этот этап является одним из самых мощных в Западном Саяне. Результаты геохронологических исследований позволили выделить три рубежа интрузивного магматизма: S_1 , S_2 – D_1 , и C_1 . Гранитоидные и габбро-гранитные ассоциации этого возрастного этапа сосредоточены преимущественно в составе крупных plutонов в Центрально-Саянской зоне, а также наблюдаются в виде отдельных массивов в Северо-Саянской, Куртушибинской и Хемчик-Систигхемской зонах (рис. 1).

Интрузивные ассоциации **раннесилурийского возраста** представлены небольшими габбро-гранитными интрузиями монцонитоидной и известково-щелочной серий в Центрально-Саянской и Северо-Саянской зонах, формирование которых





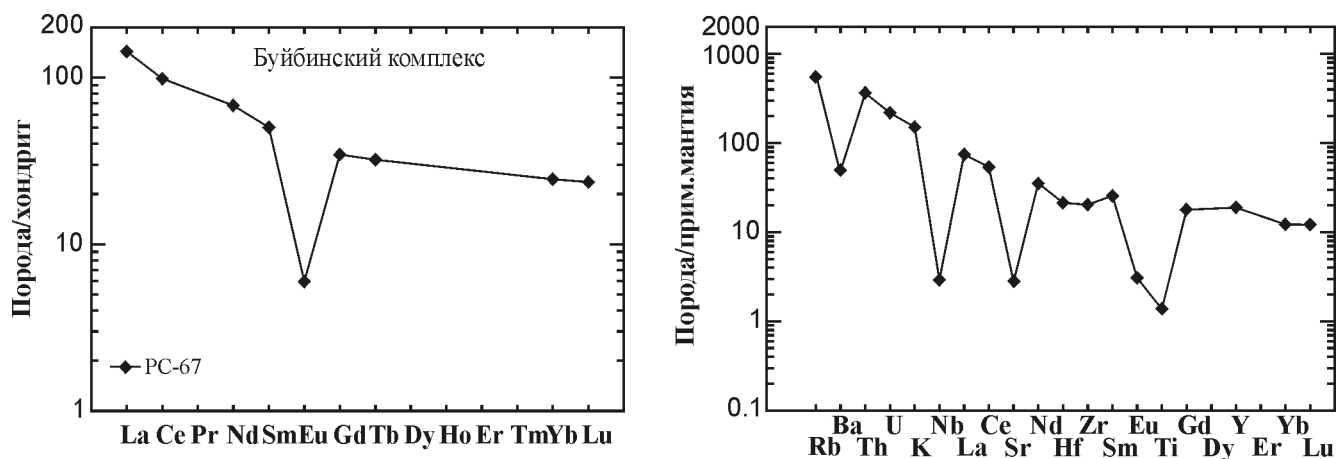


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных и редких элементов в гранитоидных и габбро-гранитных комплексах Западного Саяна.

Номера проб на диаграммах соответствуют табл. 1. Нормирование проб проводилось по хондриту [53] и примитивной мантии [63].

происходило в трансформно-сдвиговой обстановке [55]. Среди магматических образований этого возраста выделяются *танзыбейский (кукишинский) габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитный* и *орешкий габбро-диорит-гранитный* комплексы (рис. 1). На этом же возрастном уровне, по-видимому, происходило формирование габброидов бичебалыкского и булчинского комплексов. Но этот вопрос остается пока открытым, поскольку какие-либо геохронологические данные по ним отсутствуют.

Интрузивные образования *танзыбейского (кукишинского) габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитного* комплекса наблюдаются в Северо-Саянской зоне в составе Танзыбейского и Кукшинского массивов (рис. 1). Петротипом комплекса является Кукшинский массив, расположенный в крайней восточной части Западного Саяна, геологическое изучение которого проводилось в 50–60-х и 90-х годах прошлого столетия О.М. Глазуновым, Е.К. Станкевичем и другими исследователями [21]. Аналогом этого массива является Танзыбейский массив (~300 км²), расположенный в центральной части Северо-Саянской зоны, где он прорывает вулканогенно-осадочные отложения нижнемонокской и верхнемонокской свит и плагиограниты майнского комплекса. По вещественному составу [15, 21] Танзыбейский массив не отличается от Кукшинского и также имеет многофазное строение: 1 фаза – габбро-нориты, диориты, кварцевые диориты, 2 фаза – монцодиориты и кварцевые монцониты, 3 фаза – граниты. Следует отметить, что по петрохимическому составу и петрографическим особенностям габброиды первой фазы близки к породам бичебалыкского комплекса. Вполне вероятно, что после установления возраста последних, габброиды Танзыбейского массива можно будет рас-

смаивать в качестве самостоятельной ассоциации или включить в состав бичебалыкского комплекса. В целом, по вещественному составу интрузивные образования Танзыбейского массива относятся к породам моцонитоидной серии (табл. 1, рис. 2, 3), для которых отмечается повышенные содержания Na₂O + K₂O (4.5–9.3 мас. %), Na₂O (2.7–5.0 мас. %), K₂O (0.9–4.9 мас. %) во всем эволюционном ряду от диоритов до гранитов. Самые кремнекислые разновидности этого массива имеют следующие содержания редких и редкоземельных элементов: Rb – 72 г/т, Sr – 253 г/т, Ba – 640 г/т, Zr – 160 г/т, Y – 23 г/т, Nb – 5.4 г/т, Ta – 0.6 г/т и ΣРЗЭ – 125 г/т. Породы характеризуются существенным преобладанием содержаний легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)_N = 6.8) и наличием минимума по Eu ((Eu/Eu*)_N = 0.5), Nb и Ti (рис. 3).

⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопные исследования, проведенные по биотиту (рис. 4) из гранитов Танзыбейского массива, показали, что возраст, рассчитанный по плато, составляет 438.9 ± 1,6 млн. лет (80% выделенного ³⁹Ar).

Орешкий габбро-диорит-гранодиорит-гранитный комплекс. Интрузивные образования этого комплекса выделяются впервые и представлены в виде небольших массивов (Орешкий, Ак-Таскыльский), обнажающихся среди ордовик-силурийских карбонатно-терригенных флишеидных отложений Центрально-Саянской зоны (рис. 1). Ранее интрузивные образования Орешкого массива включали в состав торгалыкского габбро-сиенит-граносиенит-гранитного комплекса раннего девона, а Ак-Таскыльского массива – в состав большепорожского диорит-гранодиорит-гранитного комплекса позднесилурийско-раннедевонского возраста [15, 16], на основании их взаимоотношений с вмещаю-

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в представительных образцах гранитоидов Западного Саяна

Массивы	Куртаховский			Танзыбейский	Орешский		
№ пробы	РС-39а*	РС-39**	РС-32**	РС-64*	1592Г/82*	1866/83*	РС-52*
SiO ₂	59.70	72.22	74.39	71.21	59.76	63.69	65.28
TiO ₂	0.43	0.36	0.28	0.46	1.04	0.71	0.59
Al ₂ O ₃	15.08	12.53	13.83	13.76	14.99	15.48	15.17
Fe ₂ O ₃ общ.	9.98	5.45	1.22	3.22	6.83	4.99	4.29
MnO	0.20	0.12	0.03	0.06	0.12	0.09	0.07
MgO	3.61	1.37	1.91	0.97	4.95	2.83	2.43
CaO	7.70	4.00	5.00	1.96	5.98	4.30	3.98
Na ₂ O	1.39	2.98	2.67	3.97	2.74	3.82	3.90
K ₂ O	0.56	0.24	0.10	3.52	2.22	2.98	2.73
П.п.п	1.60	1.02	0.72	0.46	1.06	0.99	1.55
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.07	0.06	0.16	0.14	0.12
Сумма	100.31	100.37	100.22	99.65	99.85	100.02	100.11
Rb	8	1.5	1.2	72	95	139	134
Sr	107	158	262	253	270	331	403
Ba	100	176	24	640	70	30	30
Y	7.6	17.4	12.7	23.3	31.0	25.4	20.0
Zr	25	100	23	266	200	236	158
Hf	0.7	2.5	1.3	6.6	4.7	5.4	3.8
Nb	1.0	0.5	1.5	5.4	9.0	8.6	8.7
Ta	0.04	0.1	0.1	0.6	0.6	0.8	0.6
Th	0.7	0.5	1.2	16.0	7.5	10.0	7.0
U	0.9	0.2	0.5	3.4	3.0	4.5	1.5
La	2.40	3.34	1.58	30.50	19.90	22.20	17.60
Ce	5.40	8.19	4.19	52.80	40.30	40.90	31.80
Pr	–	1.19	0.68	–	–	–	–
Nd	3.40	5.86	2.86	25.50	22.90	21.00	16.10
Sm	0.96	1.78	1.22	5.90	6.00	5.10	3.86
Eu	0.42	0.66	0.24	0.90	1.27	1.06	0.90
Gd	1.43	2.59	1.28	5.50	6.00	4.50	3.90
Tb	0.27	0.42	0.26	0.80	1.00	0.76	0.55
Dy	–	3.13	1.76	–	–	–	–
Ho	–	0.66	0.33	–	–	–	–
Er	–	2.07	1.40	–	–	–	–
Tm	–	0.22	0.21	–	–	–	–
Yb	1.29	2.01	1.34	3.00	2.80	2.27	1.53
Lu	0.20	0.32	0.27	0.44	0.40	0.33	0.22

щими породами. Авторами статьи были изучены породы Орешского и Ак-Таскыльского массивов, расположенные в различных частях Центрально-Саянской зоны. Орешский массив находится в восточной части этой зоны и имеет в плане треугольную форму площадью около 16 км². Породы массива прорывают сланцы джебашской серии (V-Є₂), карбонатно-терригенные отложения Центрально-Саянской зоны (O-S₁) и, в свою очередь, перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями кужебазинской серии (S₂-D₁). В строении Орешского массива участвуют четыре интрузивные фазы: 1 – габбронориты и габбродиориты, 2 – диориты и кварцевые диориты, 3 – гранодиориты, 4 – гранит-порфиры и микрограниты. Основной объем массива составляют породы второй и третьей интрузивных фаз. Небольшие интрузии, сходные по минералого-петрографическому составу с Орешским массивом, также наблюдаются южнее, в правом борту р. Ус, где они располагаются только среди нижнесилурийских отложений.

Ак-Таскыльский массив (~15 км²) находится в северной части Центрально-Саянской зоны (рис. 1)

Таблица 1. Продолжение

Массивы	Ак-Таскыльский		Сабинский	Киргизский			
№ пробы	2540/87*	2548/87*	2506а/87*	5317/3	5317	5321	5316/1
SiO ₂	47.87	64.49	63.04	71.59	71.63	72.31	72.94
TiO ₂	0.92	0.63	0.76	0.22	0.24	0.26	0.18
Al ₂ O ₃	15.02	16.40	17.20	14.90	14.83	14.55	13.91
Fe ₂ O ₃ общ.	13.08	5.26	5.52	2.39	2.67	2.92	2.49
MnO	0.22	0.12	0.11	0.10	0.11	0.09	0.08
MgO	10.73	1.62	1.47	0.51	0.67	0.53	0.52
CaO	10.06	4.16	4.62	1.17	1.82	1.26	0.82
Na ₂ O	1.63	3.92	4.71	3.66	3.66	3.94	4.07
K ₂ O	0.15	2.50	1.94	4.63	3.72	2.96	4.06
П.п.п	0.50	0.74	0.60	0.88	0.88	1.25	1.07
P ₂ O ₅	0.06	0.15	0.19	0.08	0.06	0.10	0.08
Сумма	100.24	99.99	100.16	100.13	100.29	100.17	100.22
Rb	0.9	89	51	119	56	61	107
Sr	216	224	695	148	190	163	93.6
Ba	30	30	600	320	481	372	284
Y	12.1	24.6	22.1	22.8	34.2	28.9	29.1
Zr	21	257	283	70	47	55	35
Hf	1.0	5.0	5.5	2.1	1.6	1.8	1.5
Nb	1.4	7.0	10.8	11.3	10.2	12.5	15.9
Ta	0.1	0.6	0.5	2.0	0.6	1.1	1.8
Th	1.0	7.0	7.0	9.8	8.6	7.9	6.4
U	0.9	2.2	2.1	3.2	1.1	1.1	2.3
La	4.50	24.90	31.00	13.70	27.10	22.50	17.50
Ce	10.50	45.00	53.80	29.1	58.20	46.70	37.80
Pr	–	–	–	3.40	6.76	5.61	4.43
Nd	7.00	22.70	26.00	13.7	26.90	21.70	17.00
Sm	2.10	5.40	6.00	3.68	5.60	4.97	3.78
Eu	0.75	1.28	1.62	0.67	1.14	0.97	0.72
Gd	2.54	5.30	5.10	3.34	5.39	4.45	4.28
Tb	0.45	0.90	0.85	0.56	0.90	0.74	0.74
Dy	–	–	–	3.35	5.39	4.54	4.42
Ho	–	–	–	0.71	1.16	0.93	0.92
Er	–	–	–	2.19	3.13	2.85	2.84
Tm	–	–	–	0.33	0.54	0.47	0.45
Yb	1.65	2.80	2.35	2.23	3.24	2.83	2.77
Lu	0.25	0.40	0.34	0.36	0.47	0.45	0.40

среди турбидитовых отложений позднего кембрия–среднего ордовика. В его строении выделяются три интрузивные фазы: 1 – габбро и габбро-нориты, 2 – диориты и кварцевые диориты, 3 – гранодиориты и граниты. Наиболее широкое развитие в массиве получили породы третьей фазы. По петрогеохимическому составу (табл. 1, рис. 2) интрузивные образования Орешского и Ак-Таскыльского массивов относятся к породам известково-щелочной серии. Для них характерны возрастание содержаний Na₂O + K₂O (3.9–7.1 мас. %) и широкие вариации Rb (85–144 г/т), Sr (224–524 г/т), Nb (5.1–11.7 г/т), Zr (103–

257 г/т), Y (17.3–37.4 г/т), Hf (3.8–5.6 г/т), Ta (0.1–0.8 г/т), ΣРЗЭ (76–109 г/т). Спектры распределения редкоземельных и редких элементов (рис. 3) свидетельствуют о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)_N – 5.2...8.3) и наличии отрицательных аномалий по Eu ((Eu/Eu*)_N – 0.6...0.7), Nb, Ta и Ti. От пород большепорожского комплекса интрузивные образования Ак-Таскыльского массива отличаются характером поведения петрогенных элементов, главным образом, за счет снижения содержаний K₂O и Na₂O в ряду от гранодиоритов к лейкогранитам (рис. 2), а также более низкими со-

Таблица 1. Продолжение

Массивы	Онинский		Уюкский	Большео- нинский	Колганский	Копенский	Ойский	Рябой Таскыл
№ пробы	Б-17/1*	Б-14**	РС-9*	РС-16*	РС-26	17816/83*	РС-62*	РС-63*
SiO ₂	63.39	74.61	63.94	67.00	64.39	66.00	63.58	65.22
TiO ₂	0.77	0.30	0.59	0.45	0.71	0.58	0.79	0.38
Al ₂ O ₃	16.10	13.19	16.37	15.83	15.19	15.74	15.57	17.04
Fe ₂ O ₃ общ.	5.42	1.96	5.46	4.07	5.05	4.32	5.42	3.44
MnO	0.10	0.03	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	2.65	0.73	1.98	1.41	2.26	1.78	2.44	1.00
CaO	4.62	3.12	4.82	3.57	3.84	3.69	4.39	3.39
Na ₂ O	3.67	3.93	4.26	4.11	4.79	3.25	4.00	5.64
K ₂ O	2.32	1.61	2.23	2.97	2.91	3.09	3.29	2.50
П.п.п	0.68	0.41	0.56	0.95	0.78	0.74	0.64	0.72
P ₂ O ₅	0.14	0.07	0.14	0.14	0.15	0.14	0.16	0.12
Сумма	99.86	99.96	100.47	100.31	100.17	99.43	100.38	99.55
Rb	84	41	63	92	102	130	98	60
Sr	220	240	282	315	171	205	233	550
Ba	240	373	70	480	501	490	330	490
Y	24.7	10.0	25.0	19.3	11.3	21.9	26.0	11.2
Zr	98	111	112	160	75.2	102	148	351
Hf	5.50	2.70	3.60	3.7	2.52	4.10	5.50	6.60
Nb	8.3	3.6	14.7	11.0	11.3	14.2	10.0	7.6
Ta	0.6	0.5	0.5	0.5	1.3	1.0	0.7	0.4
Th	7.0	3.4	6.0	5.5	8.8	9.5	9.3	11.6
U	2.4	0.9	1.0	1.0	0.5	2.5	2.3	2.0
La	23.10	14.46	23.50	23.40	18.60	31.60	26.60	52.80
Ce	42.30	28.05	42.00	43.80	35.00	52.30	51.70	86.10
Pr	–	3.23	–	–	4.20	–	–	–
Nd	21.70	10.90	21.00	20.90	15.80	24.00	28.20	36.40
Sm	5.20	2.35	4.90	4.30	3.23	5.30	7.15	5.60
Eu	1.33	0.59	1.10	1.15	0.80	1.00	1.46	1.60
Gd	5.00	2.20	3.90	4.20	2.76	4.80	5.80	4.30
Tb	0.84	0.33	0.66	0.66	0.47	0.79	0.95	0.63
Dy	–	2.03	–	–	2.30	–	–	–
Ho	–	0.36	–	–	0.45	–	–	–
Er	–	1.14	–	–	1.22	–	–	–
Tm	–	0.16	–	–	0.19	–	–	–
Yb	2.50	1.12	2.00	1.41	1.16	2.10	2.49	1.61
Lu	0.36	0.18	0.29	0.21	0.16	0.30	0.35	0.23

держаниями Ba, Nb, Ta и более высокими – MgO и TiO₂. Габброиды в Ак-Таскыльском массиве по петрогеохимическому составу относятся к породам толеитовой серии, что может указывать на их формационную самостоятельность.

Для установления возраста пород орешского комплекса было проведено ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопное исследование по порообразующим темноцветным минералам из пород Орешского и Ак-Таскыльского массивов (рис. 4). Результаты этих исследований показали, что возраст амфибола из гранодиоритов

Орешского массива, равен 425.7 ± 2.4 млн. лет, а возраст биотита из гранодиоритов Ак-Таскыльского массива – 433.2 ± 1.5 млн. лет. Таким образом, формирование габбро-гранитных ассоциаций в Западном Саяне (танзыбейский и орешский комплексы) происходило преимущественно в раннем силуре.

Позднесилурийский-раннедевонский рубеж в Западном Саяне по масштабу проявления гранитоидного магматизма является одним из самых мощных (рис. 1). На этом рубеже, в окраинно-континентальной обстановке [54], происходило

Таблица 1. Продолжение

Массивы	Сизимский	Аланский	Джойский		Воробьевский	Острая Сопка
№ пробы	РС-49*	Б-243*	РС-41	1815/83*	РС-57*	РС-27*
SiO ₂	63.35	75.88	71.48	72.51	74.96	71.80
TiO ₂	0.62	0.09	0.35	0.36	0.14	0.25
Al ₂ O ₃	16.57	12.56	14.08	14.18	12.71	14.51
Fe ₂ O ₃ общ.	6.28	1.21	2.29	2.46	1.73	1.91
MnO	0.14	0.06	0.08	0.09	0.04	0.08
MgO	2.20	0.14	1.17	0.64	0.52	0.81
CaO	4.34	0.41	1.74	1.87	0.36	1.75
Na ₂ O	3.30	4.89	4.20	3.43	4.19	3.58
K ₂ O	1.98	4.78	3.80	3.94	4.46	4.17
П.п.п	1.10	0.34	0.68	0.62	0.52	0.83
P ₂ O ₅	0.15	0.03	0.07	0.10	0.03	0.09
Сумма	100.03	100.39	99.94	100.20	99.66	99.78
Rb	62	421	94	122	157	43
Sr	480	8	162	108	22	85
Ba	620	30	552	230	350	470
Y	22.3	84.0	14.2	14.7	46.6	42.0
Zr	132	100	64	84	115	94
Hf	4.80	4.60	2.24	3.30	5.20	2.70
Nb	20.3	19.7	14.3	25.7	22.7	1.6
Ta	0.6	5.0	1.4	1.6	1.1	0.2
Th	5.9	38.0	9.4	12.6	13.0	2.2
U	0.8	11.9	0.4	2.0	2.6	1.1
La	32.10	18.20	24.30	25.80	23.90	8.10
Ce	57.70	38.20	41.00	43.50	68.00	18.50
Pr	–	–	5.18	–	–	–
Nd	23.10	22.60	19.3	20.40	26.60	11.90
Sm	5.00	6.10	3.79	4.60	6.90	3.40
Eu	1.30	0.17	0.94	0.82	0.70	0.48
Gd	4.18	6.50	3.21	3.70	7.10	4.10
Tb	0.67	1.30	0.52	0.60	1.26	0.77
Dy	–	–	2.86	–	–	–
Ho	–	–	0.60	–	–	–
Er	–	–	1.66	–	–	–
Tm	–	–	0.29	–	–	–
Yb	1.62	8.20	1.68	2.20	4.56	3.72
Lu	0.23	1.38	0.27	0.32	0.68	0.58

формирование пород *большепорожского (онинского) диорит-гранодиорит-гранитного, джойского гранодиорит-гранит-лейкогранитного и сютхольского гранит-лейкогранитного комплексов*, которые образуют пояс гранитоидных батолитов в осевой зоне Западного Саяна. Интрузивные массивы этих комплексов главным образом распространены среди осадочных и метаморфических образований Джебашской и Центрально-Саянской зон, в меньшей степени – среди офиолитов Куртушибинской зоны [3, 4, 17, 21, 25 и др.]. В данной работе будут рассмо-

трены только гранитоиды большепорожского и джойского комплексов.

Большепорожский (онинский) диорит-гранодиорит-гранитный комплекс. Массивы этого комплекса представляют собой тела неправильной или вытянутой формы, которые обычно длинными осями ориентированы согласно направлениям структур вмещающих пород. Несмотря на общую согласованность структурного плана, для массивов этого комплекса характерны секущие взаимоотношения с вмещающими породами и образование мощных зон ороговикования. Гранитоиды боль-

Таблица 1. Окончание

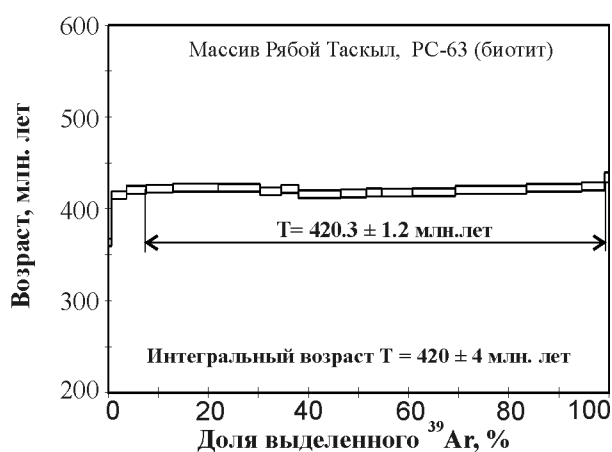
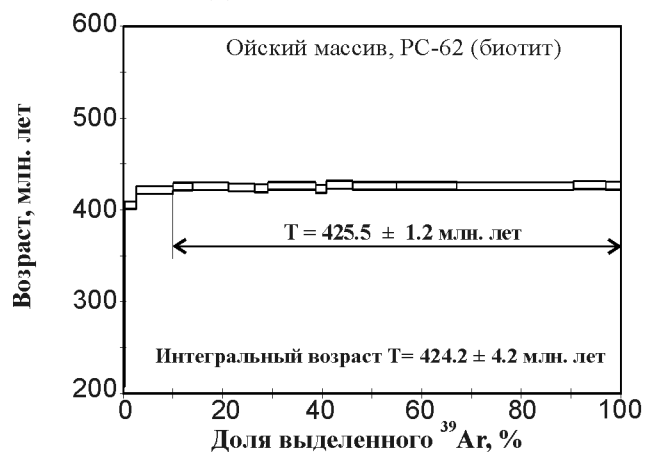
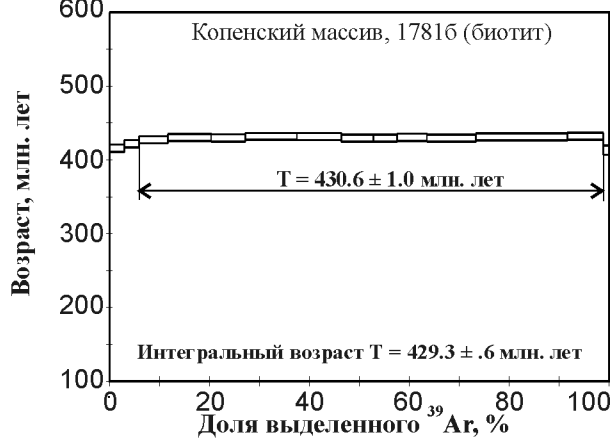
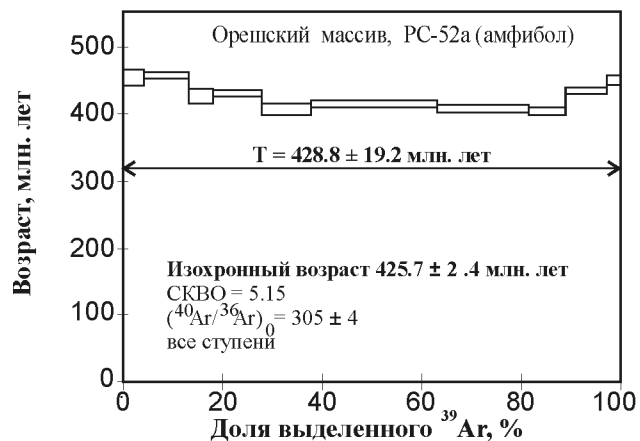
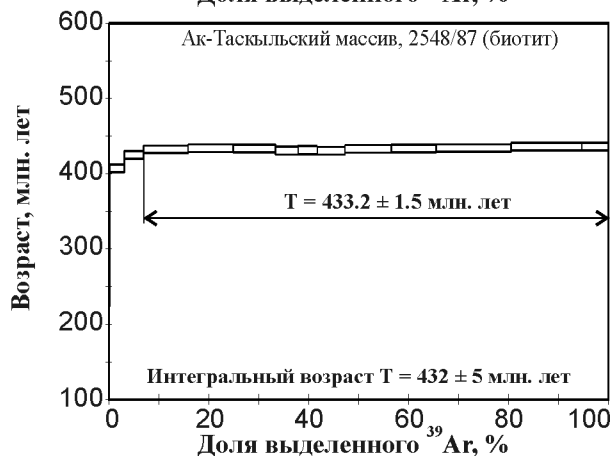
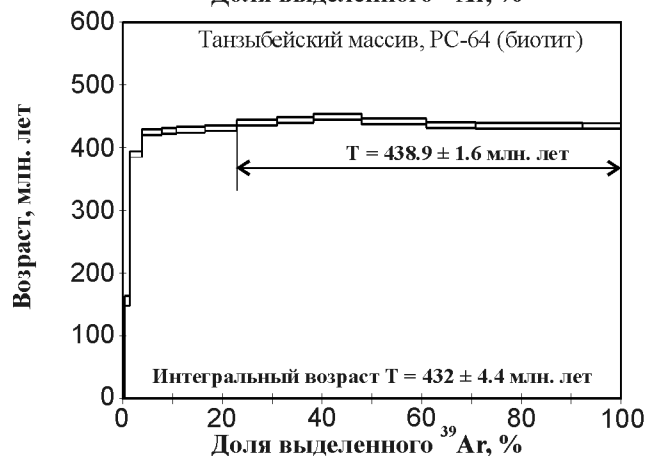
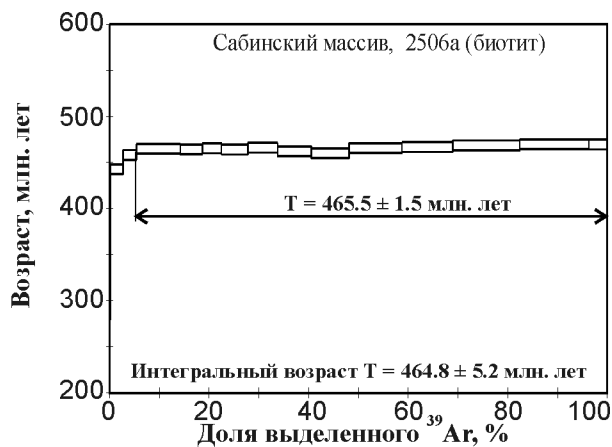
Массивы	Усть-Кайлинский			Буйбинский
№ пробы	5327	5325	5329	РС-67*
SiO ₂	68.94	72.33	72.41	75.11
TiO ₂	0.46	0.29	0.27	0.26
Al ₂ O ₃	14.24	14.20	13.65	11.37
Fe ₂ O ₃ общ.	5.08	2.60	2.65	2.23
MnO	0.10	0.09	0.08	0.03
MgO	0.53	0.53	0.28	0.48
CaO	2.18	1.31	1.25	0.69
Na ₂ O	3.71	4.08	4.80	3.95
K ₂ O	4.11	4.22	4.10	4.86
П.п.п	0.62	0.48	0.36	0.56
P ₂ O ₅	0.12	0.07	0.06	0.04
Сумма	100.09	100.20	99.90	99.58
Rb	132	72	173	306
Sr	138	110	109	53
Ba	471	353	381	300
Y	47.7	28.3	31.2	73.5
Zr	240	94	105	200
Hf	6.4	3.1	2.8	6.0
Nb	11.3	11.2	10.2	1.9
Ta	1.1	1.2	0.9	0.8
Th	6.9	13.2	20.8	32.0
U	3.9	1.7	2.4	4.8
La	13.40	28.70	22.80	47.20
Ce	38.00	58.30	49.10	85.20
Pr	3.77	7.02	6.04	—
Nd	16.30	26.10	23.30	42.90
Sm	4.88	5.32	5.43	10.20
Eu	1.68	0.92	0.89	0.46
Gd	6.35	4.78	5.10	9.50
Tb	1.15	0.73	0.87	1.60
Dy	7.68	4.83	5.24	—
Ho	1.71	0.93	1.14	—
Er	4.93	2.89	3.09	—
Tm	0.71	0.46	0.50	—
Yb	4.41	2.57	2.73	5.40
Lu	0.73	0.43	0.41	0.80

Примечание. * – пробы, в которых содержания редких и редкоземельных элементов определены инструментальным нейтронно-активационным методом в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск); ** – пробы, в которых содержания микроэлементов установлены методом ICP-ms в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск); в остальных пробах определения содержаний микроэлементов выполнены методом ICP-ms в МГП “Анакон” (г. Санкт-Петербург); прочерк – нет данных.

шепорожского комплекса прорывают более ранние габброиды бичебалыкского комплекса, и в свою очередь интродуцируются породами джойского ком-

плекса, в совокупности с которыми они, как правило, образуют крупные полихронные плутоны (Онинский, Копенский, Салбинский, Сизимский и др.). В составе большепорожского комплекса выделяются следующие интрузивные фазы: 1 – диориты и кварцевые диориты, 2 – гранодиориты, 3 – граниты и лейкограниты. Результаты петрохимических и геохимических исследований (табл. 1, рис. 2, 3), проведенных по гранитоидам Онинского, Большеонинского, Копенского, Киргизского, Уюкского, Сизимского, Колганского, Ойского, Рябой Таскыл и Гремячинского массивов показали, что они относятся к породам известково-щелочной серии. Для них характерны умеренные содержания Na₂O + K₂O (5.5–8.0 мас. %), постоянное преобладание Na₂O (3.3–4.5 мас. %) над K₂O (1.5–3.9 мас. %) во всем эволюционном ряду от диоритов до гранитов, широкие вариации Rb (41–130 г/т), Sr (94–550 г/т), Ba (70–620 г/т), Nb (4–20 г/т), Zr (35–351 г/т), Y (10–29 г/т), Hf (1.5–6.6 г/т), Ta (0.4–2.0 г/т) и ΣРЗЭ (67–189 г/т). Спектры распределения редкоземельных и редких элементов свидетельствуют о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)_N = 4.1–22.1) и наличии минимумов по Eu ((Eu/Eu*)_N = 0.5–1.0), Nb, Ta и Ti.

Возраст пород большепорожского комплекса, согласно ранее опубликованным данным, варьировал в диапазоне от позднего силура до раннего девона. Основным аргументом для этого служили наличие фактов прорывания гранитоидами большепорожского комплекса отложений шиштыкской свиты верхнего силура и единичные изотопные определения возраста [16]. Возраст пород комплекса, полученный ранее по породам Онинского массива U-Pb изотопным методом по цирконам, составлял 400–428 млн. лет (среднее – 410 млн. лет, [34]); K-Ar изотопным методом по амфиболу из гранодиоритов этого же массива – 396 ± 12 млн. лет, по биотиту – 379–346 млн. лет [34] и 413 млн. лет [19]. Авторами статьи были проведены дополнительные U-Pb изотопные определения возраста по циркону и Ar-Ar изотопные определения возраста по амфиболу и биотиту из пород Сизимского, Колганского, Копенского, Ойского и Рябой Таскыл массивов, расположенных в различных структурно-формационных зонах Западного Саяна (рис. 4, 5). Результаты U-Pb изотопного датирования (табл. 2, рис. 5) по циркону из гранодиоритов Сизимского массива показали, что их возраст, равен 411.2 ± 2.7 млн. лет (проба РС-49), гранитов Колганского массива – 417.5 ± 1.5 млн. лет (проба РС-26). Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопного определения возраста (рис. 4) дали следующие результаты: Сизимский массив (T = 413.8 ± 9.7 млн. лет, амфибол), Копенский массив (T = 430.6 ± 1.0 млн. лет, биотит), Ойский массив (T = 425.5 ± 1.2 млн. лет, биотит) и массив Рябой Таскыл (T = 420.3 ± 1.2 млн. лет, биотит) [37]. Таким образом, проведенные изотопно-геохронологические исследования свидетельствуют



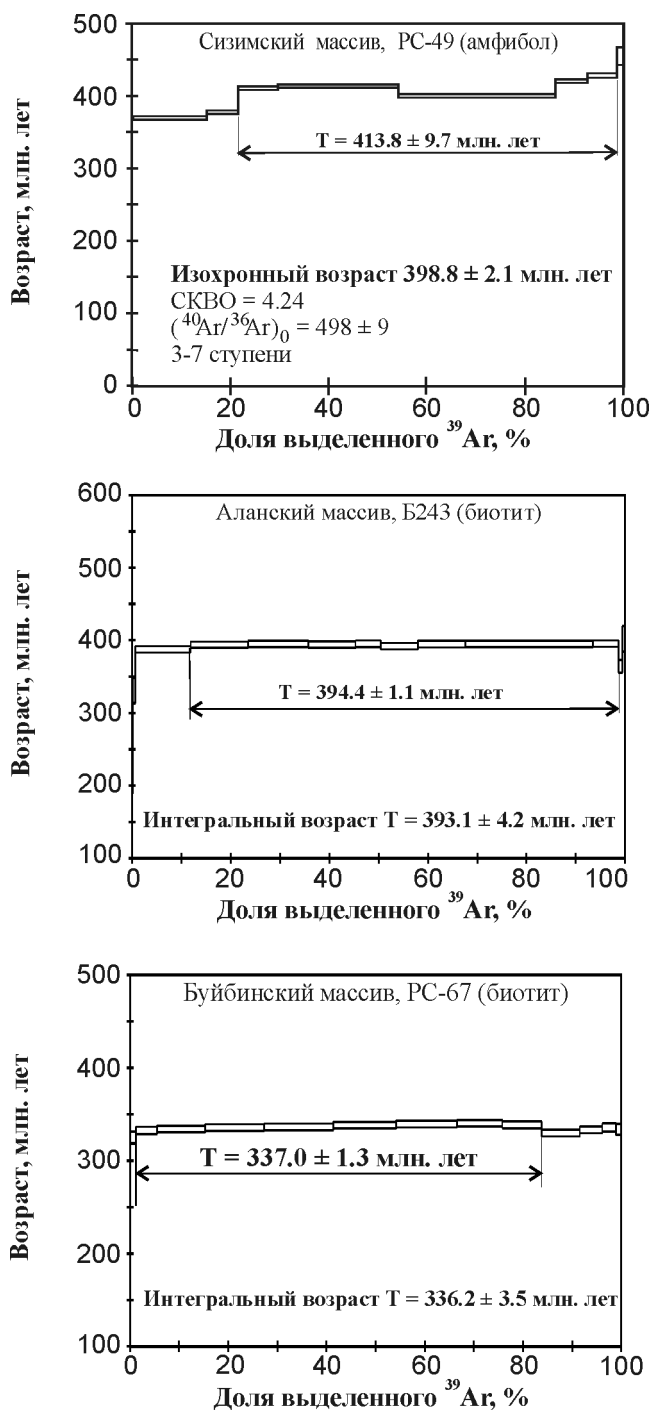


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для амфиболов и биотитов из пород куртахского, сабинского, танзыбейского, орешского, большепорожского, джойского и буйбинского комплексов.

о формировании гранитоидов большепорожского комплекса в возрастном диапазоне от 430 до 410 млн. лет, то есть преимущественно в верхнем силуре. В этом отношении они сходны по времени образования с известково-щелочными гранитоидами (Онышский массив, $T = 412.1 \pm 3.3$ млн. лет; Каракудюрский

массив, $T = 406.1 \pm 2.1$ млн. лет), развитыми на стыке структур Западного Саяна и Горного Алтая [39].

Интрузивные образования *джойского гранодиорит-гранит-лейкогранитного комплекса* так же, как и породы большепорожского комплекса, имеют широкое распространение (рис. 1). В составе комплекса, по авторским наблюдениям и данным [17], выделяются следующие интрузивные фазы: биотитовые гранодиориты и биотит-мусковитовые граниты и лейкограниты, жильные образования представлены дайками долеритов, аплитов, гранит-порфиров, пегматитов. В большинстве массивов гранитоиды имеют средне-крупнозернистое строение с характерной для них порфировидной структурой. Петротипом джойского комплекса является одноименный массив, расположенный среди метаморфических образований джебашской серии. По петрогеохимическому составу (Джойский, Копенский, Аланский, Воробьевский, Острая Сопка, Кайлинский, Усть-Кайлинский и др. массивы) породы характеризуются умеренной щелочностью (5.5–7.9 мас. %), постоянным преобладанием K_2O (3.3–5.5 мас. %) над Na_2O (2.2–3.3 мас. %), пересыщенностью глиноземом и широкими вариациями Rb (41–421 г/т), Sr (2–162 г/т), Ba (30–552 г/т), Nb (1.6–26 г/т), Zr (64–240 г/т), Y (14–84 г/т), Hf (2.2–6.4 г/т), Ta (0.2–5.0 г/т), Th (2.2–38 г/т), U (0.4–11 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (52–144 г/т). Лейкограниты Аланского массива, в отличие от гранитов Джойского массива, имеют более высокие содержания Rb (421 г/т), Y (84 г/т), Ta (5 г/т), Th (38 г/т), U (12 г/т) и низкие – Sr (8 г/т) и Ba (30 г/т). Спектры распределения редкоземельных и редких элементов свидетельствуют о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.5\ldots 9.7$) и наличии ярко выраженного минимума по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.4\ldots 0.9$), особенно в лейкогранитах Аланского и Воробьевского массивов ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.1\ldots 0.3$). По этим петрогеохимическим характеристикам породы джойского комплекса относятся к гранитоидам плюмазитовой серии.

Возраст гранитоидов джойского комплекса, согласно данным К-Аг изотопного датирования по биотиту и полевым шпатам из гранитов Джойского массива, составлял 350–325 млн. лет [19, 22]. Для уточнения возраста гранитоидов джойского комплекса были проведены дополнительные **U-Pb и Ar-Ar изотопные исследования по породам Джойского и Аланского массивов** (табл. 2, рис. 4, 5). Результаты **U-Pb изотопных исследований по циркону из гранитов Джойского массива** (проба РС-41) свидетельствуют о возрасте 413.7 ± 4.9 млн. лет ($\text{СКВО} = 0.85$) (рис. 5). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный возраст, полученный по биотиту из лейкогранитов Аланского массива, составил 394.4 ± 1.1 млн. лет (рис. 4). Полученные изотопные даты свидетельствуют о формировании гранитоидов джойского комплекса на рубеже поздний силур-ранний девон.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов

N п/п	Размер фракции (мм) и ее характеристика	На- веска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет			
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Проба РС-26, гранодиорит, Колганский массив															
1	>100	1.91	94.8	1418	1800	0.055143 ± 24	0.095393 ± 42	0.06528 ± 6	0.4963 ± 5	0.90			407.6 ± 0.8	409.2 ± 0.8	418.0 ± 1.0
2	<50, нрф	2.29	20.6	290	1026	0.054916 ± 52	0.10735 ± 11	0.06714 ± 8	0.5084 ± 8	0.80			418.9 ± 1.2	417.4 ± 1.4	408.8 ± 2.1
3	<50, нрф	1.35	30.1	401	508.3	0.054978 ± 55	0.10684 ± 11	0.06691 ± 7	0.5072 ± 8	0.80			417.5 ± 1.5	416.6 ± 1.7	411.3 ± 2.1
Проба РС-49, гранодиорит, Сизимский массив															
4	85–100	0.77	23.1	356	2136	0.054951 ± 66	0.069591 ± 84	0.06590 ± 6	0.4993 ± 7	0.62			411.4 ± 1.2	411.2 ± 1.8	410.2 ± 2.7
5	60–85	1.36	37.1	553	1187	0.054607 ± 338	0.071879 ± 445	0.06581 ± 7	0.4955 ± 33	0.53			410.9 ± 1.6	408.7 ± 5.4	396.2 ± 14
Проба РС-41, гранит, Джойский массив															
6	>100	0.84	32.3	431	432.7	0.054937 ± 71	0.14710 ± 19	0.06367 ± 6	0.4823 ± 8	0.60			397.9 ± 1.2	399.6 ± 1.8	409.7 ± 3.0
7	85–100	1.23	60.2	823	388.1	0.055059 ± 40	0.13723 ± 10	0.06141 ± 6	0.4662 ± 6	0.77			384.2 ± 1.2	388.5 ± 1.2	414.6 ± 1.8
8	60–85	2.70	55.2	679	235.3	0.055080 ± 55	0.17048 ± 17	0.06057 ± 6	0.4600 ± 7	0.69			379.1 ± 1.2	384.3 ± 1.8	415.5 ± 2.5

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и бланк; ^b – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, бланк и обычный свинец; нрф – нерастворившаяся фаза циркона при его обработке кислотой HF при температуре 220°C в течение 4 часов.

Раннекарбоновый рубеж гранитоидного магматизма в Западном Саяне выделяется впервые. Основанием для выделения этого рубежа послужило изучение пород буйбинского гранит-лейкогранитного комплекса. Наиболее ярким представителем этого комплекса является Буйбинский массив (~600 км²), расположенный в восточной части Западного Саяна, на стыке Центрально-Саянской и Джебашской структурно-формационных зон (рис. 1). Ранее, в схеме интрузивного магматизма Западного Саяна [16, 46], породы этого массива так же, как и гранитоиды джойского комплекса, относили к ранне-среднедевонским образованиям. Однако, приведенные ниже изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о более молодом возрасте пород Буйбинского массива, несмотря на минералогическо-петрографическое сходство с породами джойского комплекса. В строении этого крупного интрузива по данным А.Д. Смирнова, О.М. Глазунова, И.Н. Казакова, В.Н. Смышляева, В.В. Григорьева и В.М. Галанского [13, 45 и др.] принимают участие следующие интрузивные фазы: 1 (главная) – крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты; 2 – средне-, мелкозернистые биотитовые граниты; 3 – средне-, мелкозернистые биотит-мусковитовые граниты; 4 – гранит-порфиры; 5 – крупнозернистые микроклиновые биотитовые граниты; 6 – рибекитовые граниты. По петрохимическому составу и геохимическим особенностям (табл. 1, рис. 2, 3) граниты Буйбинского массива относятся к породам плюмазитовой серии. Для них характерны следующие содержания компонентов: K₂O (3.7–5.8 мас. %), Na₂O (2.5–4.9 мас. %), Rb (306 г/т), Sr (53 г/т), Ba (300 г/т), Nb (1.9 г/т), Zr (200 г/т), Y (74 г/т), Hf (6.0 г/т), Ta (0.8 г/т), Th (32 г/т), U (4.8 г/т) и ΣРЗЭ (203 г/т). От сходных по вещественному составу порфировидных гранитов джойского комплекса они отличаются более высокими содержаниями Na₂O, Rb, Nb, Zr, Hf, Y, Th и U.

Возраст гранитов Буйбинского массива определялся как позднесилурийско-раннедевонский, на основании того, что они прорывают и метаморфизуют вулканогенные отложения кужебазинской серии верхнего силура-нижнего девона. Результаты изотопных исследований, проведенные ранее К-Аг методом по биотиту и анортоклазу (584–314 млн. лет [22]), свидетельствуют о широком возрастном диапазоне их формирования. Проведенные авторами статьи дополнительные изотопные исследования пород Буйбинского массива ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по биотиту (проба РС-67) из гранитов первой фазы, показали возраст, равный 337 ± 1.3 млн. лет (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования гранитоидных и габбро-гранитных комплексов, развитых в различных структурно-

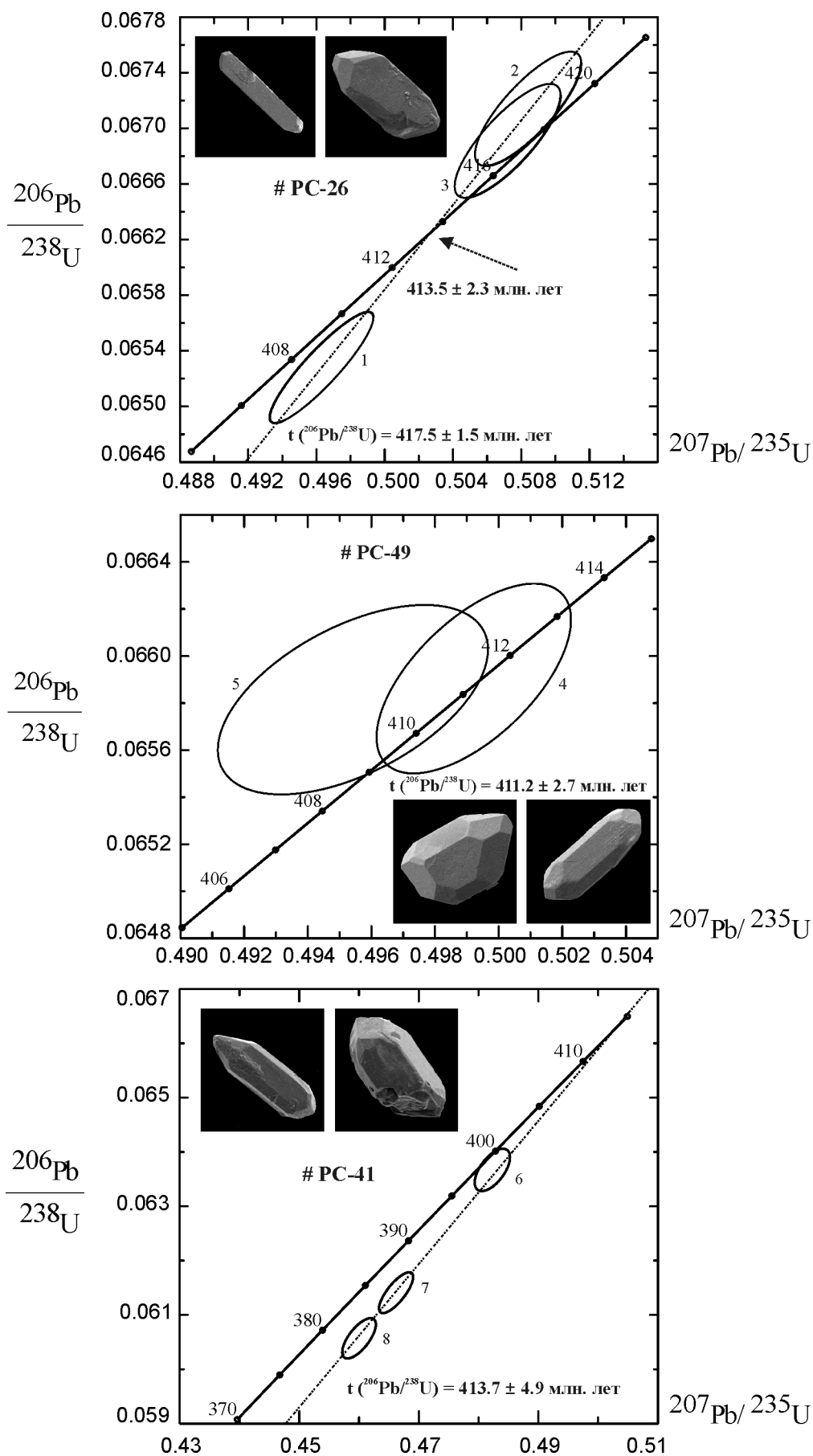


Рис. 5. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиоритов большепорожского комплекса (проба PC-26 – Колганский массив; проба PC-49 – Сизимский массив) и гранитов джойского комплекса (проба PC-41 – Джойский массив) Западного Саяна.

формационных зонах Западного Саяна, позволили установить, что этот регион имеет длительную историю развития интрузивного магматизма. Результаты изотопно-геохронологических (U-Pb и Ag-Ag методы) исследований позволили выделить раннепалеозойский и среднепалеозойский этапы гранитообразования. В пределах каждого этапа выделяется несколько самостоятельных возрастных рубежей становления гранитоидных и габбро-гранитных комплексов: в раннем палеозое – 530–520, 500–490, 470–460 млн. лет, в среднем палеозое – 440–425, 430–380, 340–330 млн. лет. Установлено, что выделенные возрастные рубежи проявления интрузивного магматизма в существенной мере отличаются от таковых в ранее предлагаемых схемах [16, 46]. При этом были уточнены не только время формирования гранитоидных комплексов, вызывавшее постоянные споры и дискуссии, но и выделен ряд новых комплексов, которые проявились на том или ином возрастном рубеже. Выделенные гранитоидные и габбро-гранитные комплексы (ассоциации) характеризуются специфическими особенностями петрографического и петрогеохимического состава пород и геодинамическими условиями формирования.

В раннем кембрии (530–520 млн. лет) происходило формирование известково-щелочных пород майнского тоналит-плагиогранитового комплекса. Породы этого комплекса развиты широко и образуют как крупные плутоны (Енисейский, Табатский и др.), так и небольшие массивы, расположенные в Северо-Саянской зоне среди островодужных раннекембрийских вулканогенных отложений нижнемонокской свиты.

В позднем кембрии–раннем ордовике (500–490 млн. лет) в Северо-Саянской зоне, в аккреционно-коллизийной геодинамической обстановке, в процессе сочленения островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов, происходило формирование пород толеитовой серии куртахского диорит-тоналит-плагиогранитового комплекса (Куртахский массив), которые пространственно ассоциируют с породами майнского комплекса в составе Табатского плутона Северо-Саянской зоны. Следует добавить, что гранитоиды с близкими возрастами развиты довольно широко в Алтае-Северосаянском вулканоплутоническом поясе (рис. 1) и выявлены на примере известково-щелочных пород Садринского диорит-гранодиорит-гранитного ($T = 501.8 \pm 2.9$ млн. лет) и Базлинского плагиогранитного ($T = 505 \pm 8$ млн. лет) массивов в Горной Шории [6, 7, 38], а также пород толеитовой серии Саракокшинского тоналит-плагиогранитового массива ($T = 512 \pm 6.2$ млн. лет) в Горном Алтае [23], формирование которых также связывается с аккреционно-коллизийными геодинамическими обстановками.

На рубеже среднего ордовика (~465 млн. лет) происходило становление пород известково-

щелочной серии сабинского диорит-гранодиорит-гранитного комплекса. Этот комплекс выделяется впервые [37] в составе одноименного массива, расположенного среди метаморфизованных образований джебашской серии (рис. 1). Несмотря на их вещественное сходство с породами большепорожского комплекса, они отличаются друг от друга по возрасту. Вместе с тем, обращает на себя внимание тесная временная корреляция этого рубежа гранитоидного магматизма с ранне-среднеордовикским этапом постколлизийного гранитообразования, широко проявленного в Восточной Туве и на Батеневском кряже [38].

Анализ полученных данных свидетельствует, что в раннем палеозое основной объем гранитоидного магматизма приходится на ранний кембрий, в то время как на более поздних возрастных рубежах, при переходе от позднего кембрия–раннего ордовика до среднего ордовика, он резко снижается. Такая особенность интрузивного магматизма, вероятно, является специфической для Западного Саяна, поскольку в сопредельных регионах АССО, как например, в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Туве, позднекембрийско-раннеордовикский рубеж гранитообразования является одним из самых масштабных [38]. Такой характер проявления раннепалеозойского интрузивного магматизма Западного Саяна, по-видимому, можно объяснить тем, что данный регион, в отличие от других окружающих регионов [10, 38 и др.], не был вовлечен в мощные аккреционно-коллизийные события на рубеже поздний кембрий–ранний ордовик. Другим объяснением этого феномена, по-видимому, может быть слабое воздействие на регион Северо-Азиатского суперплума [51].

Среднепалеозойский этап интрузивного магматизма в Западном Саяне, является одним из самых мощных и продолжительных. На этом этапе выделяется три возрастных рубежа формирования гранитоидных и габбро-гранитных ассоциаций: 440–425, 430–380, 340–330 млн. лет. Первые два рубежа гранитоидного магматизма связаны с трансформно-сдвиговой обстановкой, последний – с окраинно-континентальной [9, 50, 55].

Раннесилурийский рубеж (440–425 млн. лет) интрузивного магматизма в Западном Саяне выделен впервые, на основе изучения пород танзыбейского габбро-монцодиорит-гранитного комплекса (одноименный массив, 438.9 ± 1.6 млн. лет) и известково-щелочных пород орешского габбро-диорит-гранодиорит-гранитного комплекса (Орешский массив, 425.7 ± 2.4 млн. лет; Ак-Таскыльский массив, 433.2 ± 1.5 млн. лет). Вероятно на этом же возрастном рубеже происходило формирование пород бичебалыкского габбро-анортозитового комплекса. Но для подтверждения этого предположения необходимо проведение геохронологических исследований.

Отметим, что в сопредельных регионах АССО, габбро-гранитные ассоциации раннесилурийского возраста установлены также на примере саксырского габбро-монцодиорит-гранитного комплекса (одноименный плутон, 432 ± 4 млн. лет), массивы которого расположены на стыке структур Северо-Саянской зоны Западного Саяна и Батеневского кряжа [38]. Предполагается, что этот возрастной рубеж формирования габбро-гранитных ассоциаций в Западном Саяне, фиксирует не только начало нового этапа интрузивного магматизма, но и, по-видимому, предопределяет формирование мощного пояса гранитодных батолитов большепорожского, джойского и других комплексов в позднем силуре-нижнем девоне.

Позднесилурийско-раннедевонский (430–380 млн. лет) рубеж в Западном Саяне характеризуется наиболее широким развитием гранитоидного магматизма. На этом возрастном рубеже происходило формирование описанных выше пород известково-щелочной серии большепорожского диорит-гранодиорит-гранитного комплекса (430–410 млн. лет) и плюмазитовой серии джойского гранодиорит-гранитного комплекса (414–394 млн. лет), а также пород сютхольского гранит-лейкогранитного комплекса (415–380 млн. лет) [34, 48].

В раннем карбоне (~338 млн. лет), в окраинно-континентальной обстановке [9, 55], происходило становление пород плюмазитовой серии буйбинского гранит-лейкогранитного комплекса (одноименный массив). Граниты такого возраста в структурах Западного Саяна выделяются впервые. На этом же возрастном уровне, согласно существующим схемам магматизма, происходило формирование пород торгалыкского сиенит-габбрового комплекса [32]. Следует добавить, что в сопредельных районах, граниты близкого возраста (350–320 млн. лет) широко развиты в структурах Южной Монголии [53], а также на стыке Рудного Алтая и Восточного Казахстана (Северо-Восточная зона смятия) [11] и Юго-Восточной Туве (Сангилен) [24].

ВЫВОДЫ

1. Результаты геохронологических исследований гранитоидных и габбро-гранитных ассоциаций Западного Саяна показали, что они формировались в два крупных этапа в возрастном диапазоне от раннего кембрия до раннего карбона. В каждом из этапов выделяется несколько возрастных рубежей становления гранитоидных и габбро-гранитных комплексов: ранний палеозой – 530–520, 500–490, 470–460 млн. лет, средний палеозой – 440–425, 430–380, 340–330 млн. лет. При этом установлено, что основной объем гранитообразования приходится на средний палеозой. На каждом возрастном рубеже выделяются самостоятельные магматические комплексы, отличающиеся друг от друга по веще-

ственному составу, геохимическим характеристикам и геодинамическим условиям формирования.

2. В раннем кембрии (~525 млн. лет), в островодужной геодинамической обстановке, происходило формирование известково-щелочных пород майнского тоналит-плагиогранитового комплекса, широко проявленного в Северо-Саянской зоне в виде крупных плутонов (Енисейский, Табатский и др.) среди островодужных вулканитов раннекембрийского возраста. С позднекембрийским–раннеордовикским (500–490 млн. лет) рубежом в Северо-Саянской зоне, с аккреционно-коллизией геодинамической обстановкой связано становление пород толеитовой серии куртахского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса, образующих небольшие массивы (Куртахский массив, в составе Табатского плутона), пространственно ассоциирующие с гранитоидами майнского комплекса. На рубеже раннего–среднего ордовика (470–460 млн. лет) в постколлизийной обстановке происходило формирование известково-щелочных пород сабинского диорит-гранодиорит-гранитного комплекса. Анализ геологических и геохронологических данных свидетельствует о резком снижении объемов гранитообразования при переходе от раннего кембрия (когда отмечается максимум проявления гранитоидного магматизма) к среднему ордовика.

3. Раннесилурийский этап (440–425 млн. лет) интрузивного магматизма в Западном Саяне характеризуется развитием габбро-гранитных ассоциаций монцонитоидной (танзыбейский габбро-монцодиорит-гранитный комплекс) и известково-щелочной (орешский габбро-диорит-гранодиорит-гранитный комплекс) серий, формировавшихся в трансформно-сдвиговой обстановке. В возрастном диапазоне (430–380 млн. лет) отмечается формирование гранитоидов известково-щелочной (большепорожский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, 430–410 млн. лет), плюмазитовой (джойский гранодиорит-гранитный комплекс, 414–394 млн. лет) и умеренно-щелочной (сютхольский гранит-лейкогранитовый комплекс, 415–380 млн. лет) серий, образующих мощный пояс гранитоидных батолитов и свидетельствующих о широкомасштабном гранитообразовании, проявленном в этом регионе. С наиболее поздним, раннекарбонным рубежом (340–320 млн. лет) связано становление плюмазитовых гранитов буйбинского гранит-лейкогранитного комплекса (Буйбинский массив, ~338 млн. лет) и пород торгалыкского сиенит-габбрового комплекса, развитых в виде отдельных массивов в восточной части Западного Саяна и Туве. Их формирование связано с окраинно-континентальной обстановкой по аналогии с сопредельными регионами АССО.

Авторы благодарят В.Д. Зальцмана, С.Г. Катанова, Е.С. Единцева (Минусинская ГРЭ, г. Минусинск) за помощь в проведении полевых работ,

выборе объектов исследования, предоставленный каменный материал, а также А.Д. Киреева, Ю.П. Колмогорова, Н.М. Глухову, И.В. Николаеву, С.Т. Шестеля, С.В. Пархоменко (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), В.В. Маркову и С.В. Пантееву (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) и И.П. Шульпякова (МГП “Анакон”, г. Санкт-Петербург) за проведенные аналитические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64767), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 7.10.2) и Совета при Президенте РФ (НШ-2715.2008.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айриянц А.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н. и др. Центробежный метод получения цирконовых микронавесок для изотопного датирования горных пород // Физикотехнические проблемы разработки полезных ископаемых. 2001. № 6. С. 89–92.
2. Антонов П.С. Основные закономерности развития магматизма Западного Саяна // Мат-лы конф. “Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области”. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С. 54–56.
3. Антонов П.С. Схема plutонических формаций и основные вопросы интрузивного магматизма Западного Саяна // Мат-лы конф. “Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области”. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. С. 39–41.
4. Антонов П.С. Геологическое строение типовых plutонов позднекаледонской гранитовой формации Западного Саяна // Гранитоидные комплексы Сибири / Отв. ред. Ю.А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 75–86.
5. Антонов П.С., Долгушин С.С., Коллеганов Ю.М. и др. Состояние вопроса по формационному расчленению магматических образований Западного Саяна // Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С. 41–53.
6. Бабин Г.А. Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация) Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СО РАН, 2003. 20 с.
7. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Геологическое строение, магматизм и метаморфизм Горной Шории как одного из типовых регионов Алтае-Саянской складчатой области // Мат-лы конф. “Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири”. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 18–30.
8. Баженов И.К. Западный Саян. М.: Изд-во АН СССР, 1934. 57 с.
9. Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
10. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
11. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.Н. и др. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма алтайской коллизийной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2005. 348 с.
12. Гречищев О.К., Зайков В.В. О зоне экзоконтакта Аксугского массива сютохольского комплекса (Западная Тува) // Мат-лы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971. С. 87–92.
13. Григорьев В.В., Галанский В.М. Граниты Буйбинского массива // Мат-лы совещ. “Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области”. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. С. 18–21.
14. Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдавцев Ю.Е. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
15. Зальцман В.Д. Опорная рабочая легенда для геологических карт масштаба 1 : 50 000 Западно-Саянская серия. Красноярск: Геолфонд, 1994. 45 с.
16. Зальцман В.Д., Кокодзеев И.К., Единцев Е.С. и др. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. 17 с.
17. Зальцман В.Д., Федоров Ю.А., Альшеев В.М., Зайцев Н.А. Групповая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листов N-46-110-Г, N-46-111-Б-в,г, В, Г, N-46-112-А-в, Б-в, В, Г, N-46-1123-Б-а,б (Буланташская площадь). Отчет Буланташской ГСП за 1978–1983 гг. Минусинск, Минусинская геолого-разведочная экспедиция, 1983. 300 с.
18. Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 111 с.
19. Иванова Т.Н., Полевая Н.И., Владимирский Г.М. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород Центральной части Алтае-Саянской области // Мат-лы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 212–225.
20. Казаков И.Н. Краткий очерк стратиграфии и магматизма кембрия Западного Саяна. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 61–68.
21. Катанов С.Г., Зальцман В.Д. Групповая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками месторождений полезных ископаемых на площади листов N-46-103, N-46-104, N-46-114, N-46-115 (Шадатская площадь). Отчет Орловской ГСП за 1986-1991 гг. Минусинск, Минусинская геолого-разведочная экспедиция, 1991. 320 с.
22. Кляровский В.М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972. 258 с.
23. Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П. и др. Возраст и тектоническая позиция плагиогранитоидов

- Саракокшинского массива (Горный Алтай) // Литосфера. 2007. № 6. С. 137–146.
24. Минин В.А., Довгаль В.Н. Средне-позднепалеозойский сиенит-гранитный магматизм Юга Сангилен // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1989. С. 87–96.
25. Орлов Д.М. Краткий очерк магматизма Западного Саяна // Мат-лы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 105–112.
26. Орлов Д.М. О дифференцированных массивах гранитоидов джойского комплекса Западного Саяна // Петрографический сборник. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. С. 169–181.
27. Перфилова О.Ю. К проблеме формационного единства крупнейших гранитных интрузий Западного Саяна // Проблема стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1991. С. 93–97.
28. Поляков Г.В., Богнизов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. Явления гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне майнского плагиогранитного комплекса (Западный Саян) // Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 21–40.
29. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнито-сепарационной технологии в K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.
30. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна // Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области / Е.С. Единцев, В.Д. Зальцман, В.Л. Хомичев и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. С. 69–85.
31. Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. В.Л. Хомичева. Мат-лы VI Зап.-Сиб. петрографического совещ. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 261 с.
32. Рогов Н.В., Зайков В.В., Кривенко А.П. Плутонические комплексы Тувы // Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С. 73–80.
33. Рублев А.Г. Sr-Nd систематика раннепалеозойских магматических пород центральной части АССО и проблема источников их вещества // Мат-лы XVI симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 214–215.
34. Рублев А.Г., Чухонин А.Н., Шергина Ю.П. Комплексное изотопно-геохронологическое изучение рудоносных магматических комплексов горного обрамления Сибирской платформы с целью обоснования легенд для геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и Госгеолкарты-50. Красноярск, 1992. 160 с. Фонды ПГО “Красноярскгеология”.
35. Руднев С.Н., Бабин Г.А. U-Pb, Ag-Ag изотопный возраст и геодинамическая интерпретация плагиогранитов Северо-Саянской зоны (Западный Саян) // Мат-лы совещ. “Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза”. СПб: Центр формационной культуры, 2003. С. 432–435.
36. Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 170–187.
37. Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Гранитоидный магматизм Западного Саяна (этапы, состав, возраст и источники) // Мат-лы конф.: “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: Томский госуниверситет, 2005. С. 211–218.
38. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Докл. АН. 2004. Т. 396. № 3. С. 369–373.
39. Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И. и др. Природа Алтае-Минусинского вулcano-плутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb геохронологических исследований гранитоидов) // Мат-лы конф. “Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири”. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 231–242.
40. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
41. Сивов А.Г. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна // Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края. Красноярск, 1936. С. 15–23.
42. Симонов В.А., Буслов М.М., Кункурцев Л.В., Казанский А.Ю. Бонинит-содержащие палеоспрединовые комплексы Северо-Саянского офиолитового комплекса // Докл. АН. 1994. Т. 339. № 5. С. 650–653.
43. Смышляев В.Н. К петрохимии пород Майнской плагиогранитной интрузии (Западный Саян). Томск: Томский госуниверситет, 1957. С. 40–55.
44. Смышляев В.Н. Основные черты геологического строения Майнской плагиогранитной интрузии (Западный Саян) // Известия Томского политехнического института. 1958. Т. 90. С. 69–84.
45. Смышляев В.Н. К петрографии Буйбинского массива (Западный Саян) // Известия Томского политехнического института. 1964. Т. 127. Вып. 1. С. 104–116.
46. Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского края / Отв. ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. 178 с.
47. Халфин С.Л. Тараскырский магматический комплекс плагиогранитов и кварцевых кератофиров в Западном Саяне // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. С. 107–112.
48. Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В. Эталон хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 244 с.
49. Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Чунихина Л.Е. Эталон майнского габбро-плагиогранитного комплекса (Западный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 166 с.
50. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “ГЕО”, 2000. 188 с.

51. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплот в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
52. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.
53. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
54. Dalrymple G.B., Lanphere M.A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 12. P. 300–308.
55. Geographic information systems (GIS) spatial data compilation of geodynamic, tectonic, metallogenic, mineral deposit, and geophysical maps and associated descriptions data for Northeast Asia // Ed.: J. Warren, Nokleberg et al. 2006.
56. Fleach R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.
57. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
58. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
59. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557. 1991. 64 p.
60. Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
61. Steiger R.N., Jager E. Subcommission on geochronology: convention and use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth. Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. P. 359–362.
62. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
63. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985. 312 p.
64. York D. Least squares fitting of a straight line with correlated error // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. V. 5. P. 320–324.

Рецензент Г.Б. Фирютаев

Composition and age constraints of granitoid formation in the West Sayan

S.N. Rudnev*, G.A. Babin**, V.A. Ponomarchuk*, A.V. Travin*, O.A. Levchenkov***,
A.F. Makeev***, A.E. Teleshev*, R.A. Shelepaev*, Yu.V. Plotkina***

*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

**Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Raw Material

***Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS

The new data on formation age, bulk composition and geodynamic position of granitoid and gabbro-granite assemblages in the West Sayan is presented in the paper. The results of geochronologic investigations (U-Pb and Ar-Ar isotope methods) allowed distinguishing two stages of intrusive magmatism in the region: Early Paleozoic and Middle Paleozoic. Each stage includes some age intervals of formation of granitoid and gabbro-granite complexes (the Early Paleozoic: 530–520, 500–490, 470–460 Ma, the Middle Paleozoic: 440–425, 430–380, 340–330 Ma), differing in occurrence, geological position, petrochemical composition (tholeiite, calc-alkaline, plumbite and monzonite series) and geodynamic settings (island arc, accretionary-collision, postcollision, transform-shift and continental margin).

Key words: Altai-Sayan Fold region, West Sayan, granitoid and gabbro-granite assemblages, age intervals, U-Pb and Ar-Ar isotopic age, geochemistry, geodynamics.