

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО САЯНА

С.Н. Руднев<sup>1</sup>, Г.А. Бабин<sup>2</sup>, А.Г. Владимиров<sup>1</sup>, Н.Н. Крук<sup>1</sup>, С.П. Шокальский<sup>3</sup>,  
С.М. Борисов<sup>4</sup>, А.В. Травин<sup>5</sup>, О.А. Левченков<sup>6</sup>, А.А. Терлеев<sup>7</sup>, М.Л. Куйбида<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> ФГУП „Запсибгеолсъемка“, 654027, Кемеровская область, Новокузнецк, просп. Пионерский, 20, Россия

<sup>3</sup> Всероссийский геологический институт, 199026, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

<sup>4</sup> Территориальное агентство недропользования по Кемеровской области, 650099, Кемерово, ул. Новоградская, 19а, Россия

<sup>5</sup> Аналитический центр ОИГТМ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

<sup>6</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

<sup>7</sup> Институт геологии нефти и газа СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Северо-Саянская зона Западного Саяна, сложенная вулканогенно-осадочными образованиями венда, раннего и среднего кембрия, представляет собой фрагмент крупной островодужной системы, расположенной вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона. Специфической особенностью этой зоны является широкое развитие плагиогранитоидов майнского тоналит-плагиогранитного комплекса, пространственно ассоциирующихся только с отложениями нижнемонокской свиты раннекембрийского возраста.

Природа и возраст майнских плагиогранитов до настоящего времени оставались дискуссионными из-за отсутствия надежных изотопно-геохронологических данных и резкого различия взглядов на природу галек плагиогранитоидов, широко распространенных в конгломератах ниже- и среднекембрийских вулканогенно-осадочных отложений.

Сопоставление плагиогранитоидов майнского комплекса и гальки плагиогранитоидов из нижней части разреза верхнемонокской свиты, содержащих палеонтологические остатки нижнекембрийского возраста, показали, что среди галек встречаются разности, которые по петрографическому, петрохимическому и редкоэлементному составам не отличаются от плагиогранитов Енисейского и Табатского плутонов. Результаты U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования плагиогранитоидов свидетельствуют о раннекембрийском возрасте их формирования ( $523,8 \pm 2,1$  млн лет). Изотопно-геохимическое моделирование состава источников плагиогранитов позволило сделать вывод, что их первичные расплавы были сформированы за счет частичного плавления метабазитовых субстратов, отвечавших по редкоэлементному составу толеитовым островодужным базальтам при низких (<10 кбар) давлениях.

*Плагиогранитоиды, геохимия, U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные методы, геохимическое моделирование, Алтай-Саянская складчатая область, Западный Саян.*

GEOLOGIC SETTING, AGE, AND GEOCHEMICAL MODEL OF THE FORMATION OF WEST SAYAN PLAGIOGRANITOIDS

S.N. Rudnev, G.A. Babin, A.G. Vladimirov, N.N. Kruk, S.P. Shokal'sky, S.M. Borisov, A.V. Travin, O.A. Levchenkov, A.A. Terleev, and M.L. Kuibida

The northern zone of West Sayan, made up of Vendian, Early Cambrian, and Middle Cambrian volcanosedimentary rocks, is a fragment of a large island-arc system on the southwestern periphery of the Siberian craton. The specifics of this zone is a wide occurrence of plagiogranitoids of the Maina tonalite-plagiogranite complex, which are spatially associated only with the deposits of the Early Cambrian Nizhny (Lower) Monok Formation. By now, the nature and age of the Maina plagiogranites have been debatable because of the absence of reliable isotope-geochronological data and drastic diversity of opinions regarding the nature of pebble of plagiogranitoids from conglomerates of the Lower and Middle Cambrian volcanosedimentary deposits. Plagiogranitoids of the Maina complex were compared with plagiogranitoid pebble from the lower beds of the Verkhny (Upper) Monok Formation, which contain paleontologic remains of Early Cambrian age. It has been established that some pebble varieties do not differ in petrographic, petrochemical, and trace-element compositions from plagiogranites of the Yenisei and Tabat plutons. Results of U-Pb and Ar-Ar isotope dating of the plagiogranitoids point to their Early Cambrian age ( $523.8 \pm 2.1$  Ma). Isotope-geochemical modeling of the composition of the source of plagiogranites showed that their primary melts were produced from metabasic substrates corresponding in trace-element composition to island-arc tholeiitic basalts at low (<10 kbar) pressures.

*Plagiogranitoids, geochemistry, U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr, and Sm-Nd isotope methods, geochemical modeling, Altai-Sayan folded area, West Sayan*

## ВВЕДЕНИЕ

В геологических структурах Западного Саяна плагиогранитоиды раннепалеозойского возраста приурочены к Северо-Саянской зоне северо-восточного простирания (см. рис. 1), которая входит в состав венд-кембрийского Алтае-Северо-Саянского магматического пояса островодужной природы [1, 2]. Геологические комплексы Северо-Саянской зоны граничат с девонскими вулканогенно-осадочными отложениями Южно-Минусинской впадины (по Саяно-Минусинскому разлому), венд-нижекембрийскими(?) зеленосланцевыми комплексами Телецко-Абаканского, Джебашского и Амыльского блоков (по Северо-Саянскому разлому), а также с нижекембрийскими турбидитовыми отложениями Центрально-Западно-Саянской складчатой зоны. В строении Северо-Саянской зоны принимают участие вулканогенно-осадочные и осадочные отложения чингинской серии ( $V - E_1, ?$ ), нижнемонокской ( $E_1^{+2}$ ), верхнемонокской ( $E_3$ ), чеханской ( $E_4$ ) и арбатской ( $E_2$ ) свит; интрузивные образования представлены широким спектром магматических пород (от ранних к поздним): расслоенными перидотит-пироксенит-габброноритовыми массивами лысогорского, габбро-диоритами субботинского, тоналит-плагиогранитами майнского и специфическими по составу плагиогранитами тараскырского комплексов [1, 3—18]. Раннекембрийский возраст вулканических толщ, отражающих различные стадии заложения и развития палеоостровной дуги, к настоящему времени надежно подтвержден палеонтологическими исследованиями, однако вопрос о геологической позиции, возрасте и генезисе плагиогранитоидов до сих пор остался нерешенным. Это было связано с отсутствием надежных изотопно-геохронологических данных, а также — с резко различными взглядами исследователей на природу галек плагиогранитов, приуроченных к конгломератовому горизонту в нижней части разреза верхнемонокской свиты раннего и арбатской свиты среднего кембрия.

Одни исследователи, изучавшие плагиогранитоиды и гальку в нижней части разреза верхнемонокской свиты, отмечали, что они по внешнему облику и вещественному составу близки между собой, что позволяло датировать плагиогранитоиды этого типа ранним кембрием [11, 19]. Другие утверждали, что среди всего разнообразия галек в той же части разреза верхнемонокской свиты отмечаются только кислые вулканыты и субвулканические плагиориолит-порфиры — комагматы нижнемонокских эффузивов, а галька „настоящих“ плагиогранитов отмечается только в основании арбатской свиты среднего кембрия [20—22]. В последнем случае это позволяет датировать образования майнского комплекса средним кембрием и сопоставлять их с гранитоидами садринского, мартайгинского, ольховского и таннуольского диорит-гранодиоритовых комплексов смежных районов, для которых сейчас обоснована аккреционно-коллизийная, но не субдукционная геодинамическая природа [1, 23—28].

Наличие разных точек зрения по этому вопросу, принципиальному для понимания истории развития Западного Саяна, побудило авторов предпринять комплексное исследование, целью которого являлось окончательное решение вопроса о геологической позиции, возрасте и геодинамической природе плагиогранитов майнского комплекса. При этом решались следующие задачи: 1) изучение петрографических особенностей, петро- и геохимического состава плагиогранитоидов майнского комплекса в петротипических массивах и гальки в опорных разрезах, содержащих палеонтологические остатки; их сравнительный анализ; 2) определение изотопного возраста гранитоидов майнского комплекса с использованием U-Pb изотопного метода по цирконам и Ar-Ar изотопного метода по амфиболам; 3) изотопно-геохимическое моделирование источников первичных тоналит-плагиогранитовых магм, включая определение их Sr-Nd изотопных параметров, а также распределения индикаторных редкоземельных и редких элементов.

В исследование были вовлечены только плагиогранитоиды майнского комплекса (Енисейский, Табатский и Салбинский плутоны), поскольку предварительное изучение плагиогранитоидов тараскырского комплекса, находящихся непосредственно в зоне Северо-Саянского разлома, требует постановки здесь дополнительных специализированных исследований, в первую очередь направленных на построение структурно-кинематической и термохронологической модели формирования плагиогранитных магм в условиях интенсивных сдвиговых деформаций.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРО-САЯНСКОЙ ЗОНЫ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ВОЗРАСТА ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ МАЙНСКОГО КОМПЛЕКСА

Наиболее древними геологическими образованиями Северо-Саянской зоны являются отложения чингинской серии, которая сложена интенсивно тектонизированными метабазами MORB и OIB-типов, чередующимися с глинистыми и кремнистыми сланцами [26, 28]. Серия повсеместно имеет тектонические ограничения, вмещает разновеликие фрагменты дунит-гарцбургитовой и гипербазит-базитовой ассоциаций, совместно с которыми образует Изыхский, Борусский и Куртушибинский офиолитовые пояса [4, 8, 15, 29—31]. Возраст офиолитовой ассоциации пока не обоснован, принимается условно вендским.

Нижнемонокская свита сложена плагиориолит-базальтовой ассоциацией (лейкобазальты, андезибазальты, плагиориодациты, плагиориолиты), принадлежащей преимущественно к толеитовой и в под-

чиненном масштабе — к известково-щелочной серии. Ее нижняя граница тектоническая. Верхняя, судя по имеющимся палеонтологическим данным и взаимоотношению с верхнемонокской свитой, ограничивается камешковским горизонтом нижнего кембрия [32—34].

Нижнемонокская свита с перерывом в осадконакоплении перекрывается отложениями верхнемонокской и чеханской свит, представленными терригенными и вулканогенно-осадочными фациями с проявлениями вулканитов известково-щелочной серии, разновеликими рифогенными карбонатными массивами. Перерыв в основании верхнемонокской свиты фиксируется массовым развитием конгломератов с гальками и валунами эффузивов, известняков и силицитов, а также средне- и мелкозернистых плагиогранитоидов. Верхнемонокская свита охарактеризована многочисленными находками археоциат (более 150 видов), трилобитов (28 видов), строматопороидей и водорослей, рассредоточенных по всему разрезу [3, 5, 19, 35, 36]. Комплекс археоциат свидетельствует о санаштыкгольском возрасте отложений. Чеханская свита согласно перекрывает отложения верхнемонокской свиты, содержит, по данным К.Н. Конюшкова [36], Л.Н. Кашиной [37], комплекс археоциат обручевского горизонта (солонцовского подгоризонта). Образования чеханской свиты без видимого несогласия перекрываются терригенными флишоидными отложениями с горизонтами конгломератов, обогащенных галькой майнских плагиогранитоидов и нижнекембрийских вулканитов основного и кислого составов арбатской свиты среднего кембрия.

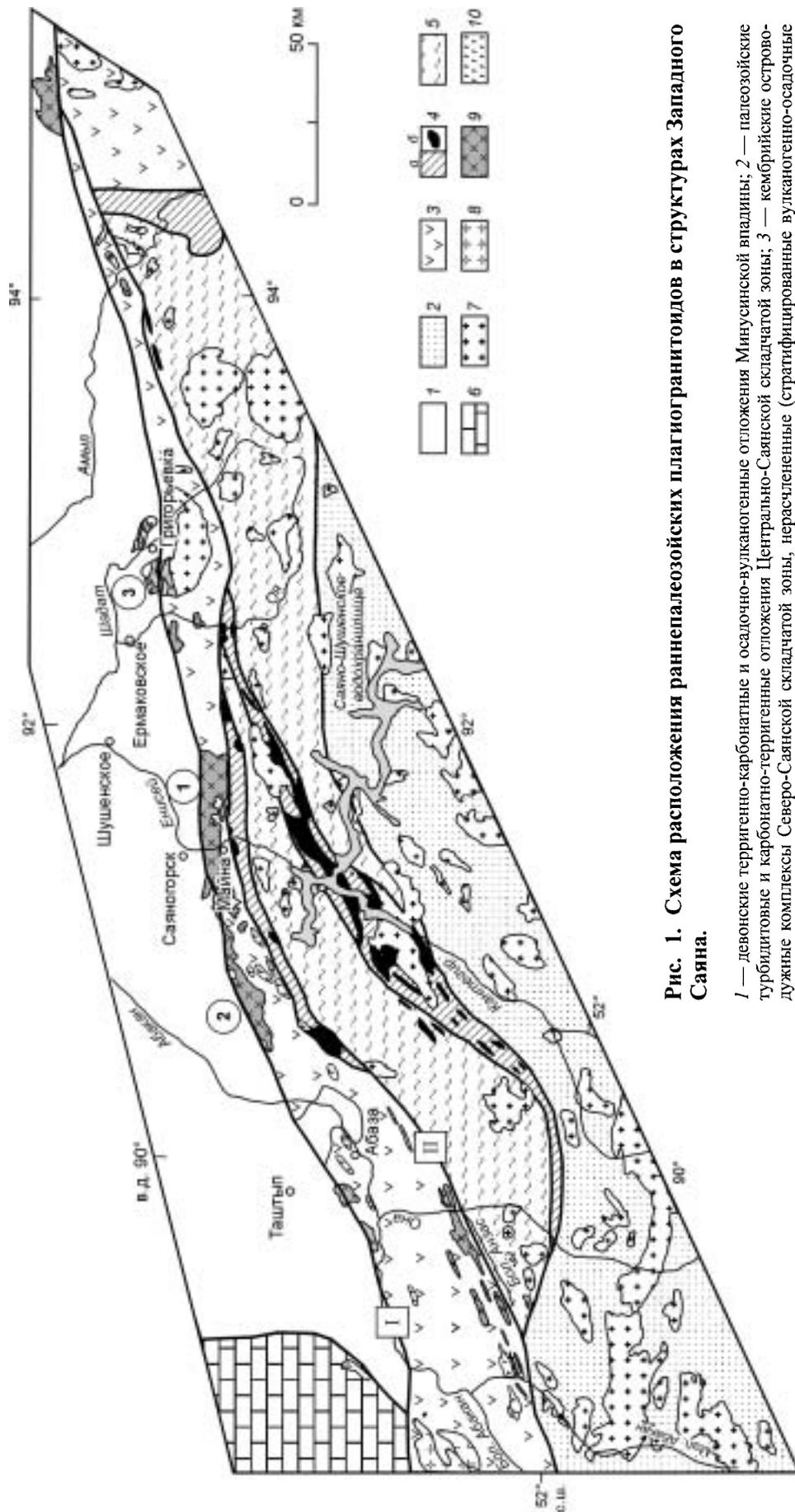
Среди кембрийских магматических образований, пространственно приуроченных к островодужным толщам, наиболее развиты плагиогранитоиды майнского, в меньшей степени тараскырского комплексов [9—11, 13, 14, 17]. Их массивы располагаются только среди вулканитов нижнемонокской свиты, прорывают их, а также предшествующие интрузии лысогорского перидотит-пироксенит-габброноритового и субботинского габбро-диорит-диабазового комплексов раннего кембрия. Как уже отмечалось выше, гальки и валуны плагиогранитоидов, визуально сходных с породами майнского комплекса, содержатся в фаунистически охарактеризованных отложениях верхнемонокской и арбатской свит. В ходе исследований авторами изучены и опробованы плагиогранитоиды майнского комплекса в Енисейском, Табатском и Салбинском плутонах, а также гальки плагиогранитов из конгломератов верхнемонокской свиты в районе хр. Табат.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАССИВОВ

Интрузивные массивы плагиогранитоидов имеют вытянутую форму, согласную с общим структурным планом Северо-Саянской складчатой зоны (рис. 1). Наиболее крупные из них (Енисейский и Табатский плутоны), по-существу, представляют собой единую интрузию, разделенную на современном эрозионном срезе узкой полосой вмещающих вулканогенных толщ. Особенности геологического строения, петрографического и петрохимического составов Енисейского плутона были описаны ранее в немногочисленных, но весьма обстоятельных публикациях [9—11, 14, 17, 19]. Аналогичные данные по Табатскому плутону, более мелкому — Салбинскому и другим до сих пор были весьма скудными. Все плутоны имеют сложное многофазное внутреннее строение. В их составе выделяются несколько интрузивных фаз, формирование которых проходило в гомодромной последовательности (от ранних к поздним): 1 фаза — тоналиты с эндоконтактовой фацией плагиогранитов и плагиогранит-порфиоров; 2 фаза — биотитовые плагиограниты; 3 фаза — гранодиориты и гранофировые плагиограниты; 4 фаза — микроплагиограниты и пегматиты. Габбро, габбро-диориты и диориты, которые ранее относили к первой фазе майнского комплекса, после детального их изучения были отнесены к субботинскому габбро-диорит-долеритовому комплексу [17].

Среди всего разнообразия пород тоналиты и плагиограниты являются преобладающей группой пород. Тоналиты имеют среднезернистую гипидиоморфно-зернистую структуру, для которой характерно резкое преобладание и идиоморфизм роговой обманки над биотитом. Плагиограниты сохраняют те же структурные признаки, но одновременно широко варьируют по зернистости. Преобладающей разновидностью среди плагиогранитов являются средне- и крупнозернистые порфиоровидные, за счет вкрапленников кварца и плагиоклаза, разновидности (рис. 2). Размеры вкрапленников находятся в прямой взаимосвязи от зернистости основной массы породы. Петрографический состав: тоналиты: кварц — 25—35 %, плагиоклаз — 50—65 % (ядро до 55—45 % An, каймы и матрикс 35—20 % An), роговая обманка — 8—10 %, биотит 0—3 %; плагиограниты: кварц — 40—65 %, плагиоклаз (фенокристаллы — 36—33 % An, основная масса — 22—8 % An) — 47—48 %, темноцветные минералы, представленные роговой обманкой и биотитом — 2—7 %, среди которых всегда преобладает амфибол. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, магнетит, сульфиды.

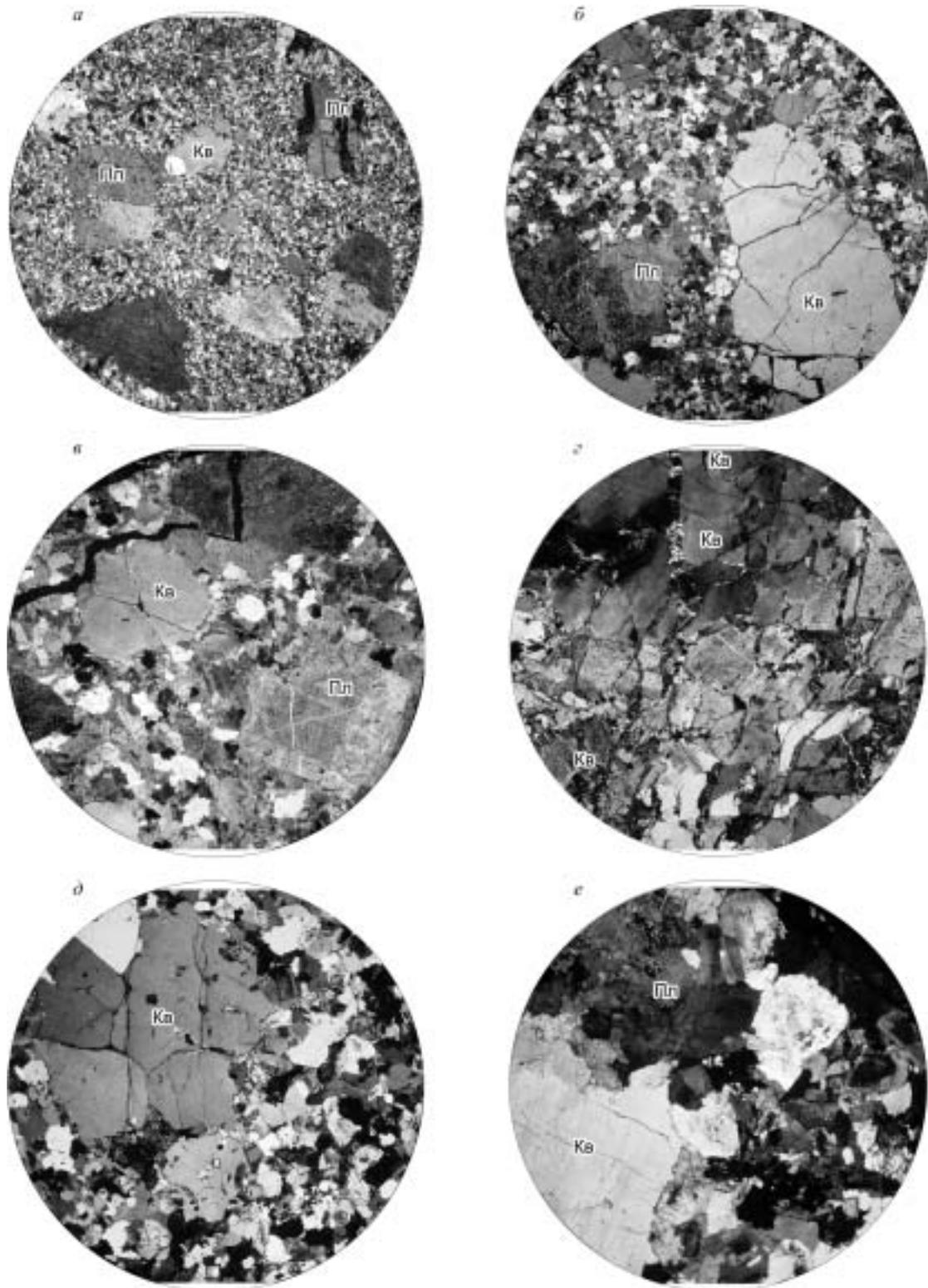
Галька плагиогранитов из конгломератов нижней части разреза верхнемонокской свиты изучалась на примере десяти образцов, собранных в районе хр. Табат (слияние рек Чазрыг и Кускун, правые притоки р. Табат). Выборка галек охватывала почти все встречающиеся структурно-текстурные разновидности (см. рис. 2). Отметим, что для всех отобранных галек общим внешним признаком является наличие порфиоровидных выделений кварца и полевого шпата, что типично также и для плагиогранитоидов



**Рис. 1. Схема расположения раннепалеозойских плагиогранитоидов в структурах Западного Саяна.**

1 — девонские терригенно-карбонатные и осадочно-вулканогенные отложения Минусинской впадины; 2 — палеозойские турбидитовые и карбонатно-терригенные отложения Центрально-Саянской складчатой зоны; 3 — кембрийские островодужные комплексы Северо-Саянской складчатой зоны, нерасчлененные (стратифицированные вулканогенно-осадочные комплексы нижнемонокской и чеханской ( $C_1^1$ ), арбатской свит ( $C_2$ ); 4 — вендская(?) офиолитовая ассоциация (а — чингинская серия, б — актовракский дунит-гартбургитовый комплекс); 5 — венд-среднекембрийские зеленосланцевые метабазит-металепитовые образования джебашской серии; 6 — венд-раннекембрийские терригенно-карбонатные комплексы Мрасского антиклинория; 7—10 — интрузивные образования: 7 — силуридовские гранитоидные ассоциации сюгольского, джойского, большепорожского и кушинского комплексов, нерасчлененные; 8 — позднекембрийские—раннеордовикские гранитоиды садринского комплекса; 9 — раннекембрийские и позднекембрийско-раннеордовикские плагиогранитоидные ассоциации майнского, тараскырского и куртахского комплексов, нерасчлененные; 10 — раннекембрийские габброидные ассоциации льсогорского и субботинского комплексов, нерасчлененные.

Цифрами в кружках показаны объекты исследования: 1 — Енисейский, 2 — Табатский, 3 — Салбинский плутоны. Цифрами в квадратах — разломы: I — Саяно-Минусинский, II — Северо-Саянский.



**Рис. 2. Структурно-текстурные разновидности гальки плагиигранитов из конгломератов нижней части разреза верхнемонокской свиты (а—г) и плагиигранитов майнского комплекса из Табатского (д) и Енисейского (е) плутонов.**

*а* — мелкозернистый амфибол-биотитовый плагиигранит-порфир (обр. М-5/4), *б* — мелко- и среднезернистый амфибол-биотитовый плагиигранит-порфир (обр. М-5/2а), *в* — среднезернистый порфировидный амфибол-биотитовый плагиигранит (обр. М-5/3а), *г* — крупнозернистый порфировидный амфибол-биотитовый плагиигранит (обр. М-5в), *д* — среднезернистый порфировидный амфибол-биотитовый плагиигранит (обр. РС-31), *е* — средне- и крупнозернистый порфировидный амфибол-биотитовый плагиигранит (обр. РС-44). Николи скрещенные, размер поля зрения 8 мм, Пл — плагииоклаз, Кв — кварц.

майнского комплекса. По характеру зернистости основной массы выделяются четыре разновидности галек: мелкозернистые и мелко- и среднезернистые плагиогранит-порфиры, среднезернистые, средне- и крупнозернистые и крупнозернистые порфировидные плагиограниты. Петрографические аналоги каждой из этих разновидностей встречаются среди интрузивных образований Енисейского и Табатского плутонов (см. рис. 2). Отметим, что вышеописанная галька плагиогранитоидов, как правило, выветрена, подвержена вторичным изменениям (значительно более интенсивным, чем в породах изученных массивов), а в некоторых случаях катаклазу и выщелачиванию. Поэтому выбрать для петрографических и петрогеохимических исследований неизменные или слабо измененные образцы, которые бы охватывали все петрографические и структурно-текстурные различия, оказалось весьма сложно. В данной работе описано лишь четыре разновидности галек плагиогранитов, о которых упоминалось выше, являющиеся наименее измененными и широко распространенными среди конгломератов верхнемонокской свиты.

### ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Особенности петрохимического состава плагиогранитоидов майнского комплекса были описаны ранее на примере Енисейского [9, 11, 17] и Табатского [22] плутонов. Исходя из уже существующих петрохимических данных, полученных предшествующими исследователями, и новых результатов, полученных авторами данной статьи, включая аналитические данные по Салбинскому массиву, интрузивные образования майнского комплекса в ряду от кварцевых диоритов, тоналитов до лейкоплагиогранитов образуют единый эволюционный тренд (рис. 3), отвечающий высоконатриевой низкощелочной тоналит-трондьемитовой серии [38]. По мере увеличения кремнекислотности наблюдается возрастание содержания  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и снижение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . При этом для всех пород майнского комплекса характерны постоянное преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , низкие содержания Rb, Sr, Th, Nb, Y, Ta (табл. 1), асимметричный характер спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 4), преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 135\text{—}31$  г/т,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5,6\text{—}1,2$ ) [39, 40] и слабо выраженная отрицательная аномалия по Eu ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 1,0\text{—}0,6$ , где  $\text{Eu}^* = (\text{Sm} + \text{Gd})_N/2$ ), что позволяет их относить к гранитоидам известково-щелочного (I-тип [41]) или андезитового ряда [42]. Из других особенностей плагиогранитоидов этого комплекса можно отметить наличие минимума по Nb и Ti, что свидетельствует о присутствии пород островодужного генезиса в источнике магмогенерации. По общему уровню содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и Yb плагиограниты отвечают низкоглиноземистому типу [43].

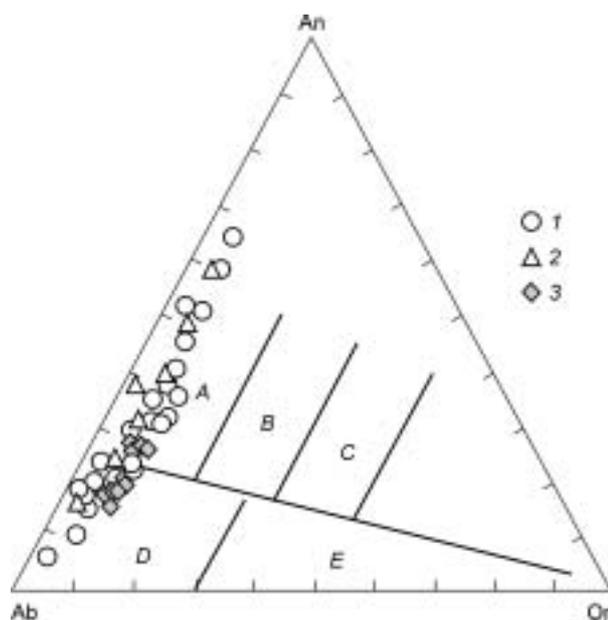
Петрохимический и редкоэлементный состав гальки плагиогранитов из конгломератов верхнемонокской свиты представлен в табл. 1. Как видно из рис. 3, 4, составы гальки плагиогранитов имеют значительно более узкий диапазон в отличие от плагиогранитоидов майнского комплекса. Этот факт может объясняться двумя причинами: 1) в проанализированную выборку были включены не все разновидности плагиогранитов, встречающиеся среди галек, а лишь наиболее распространенные из них, к тому же в пределах каждой разновидности выбирались образцы в наименьшей степени подверженные вторичным изменениям; 2) возможно, в раннекембрийское время эрозии и разрушению подверглись лишь апикальные части гранитоидных плутонов, поэтому в гальку попали далеко не все разновидности гранитоидов, представленных на современном эрозионном срезе в Енисейском и Табатском плутонах. Несмотря на это, среди изученных галек плагиогранитов встречаются разновидности, аналогичные или весьма близкие по редкоэлементному составу с отдельными породными разновидностями плагиогранитов Енисейского и Табатского массивов (см. рис. 2, в, д; табл. 1, рис. 4, ан. № 5, 15—18). Наблюдаемые отличия в содержаниях Rb, Ba и других литофильных элементов вполне могут быть связаны с постмагматическим изменением пород.

В то же время среди галек встречаются разновидности, не имеющие вещественных аналогов среди плагио-

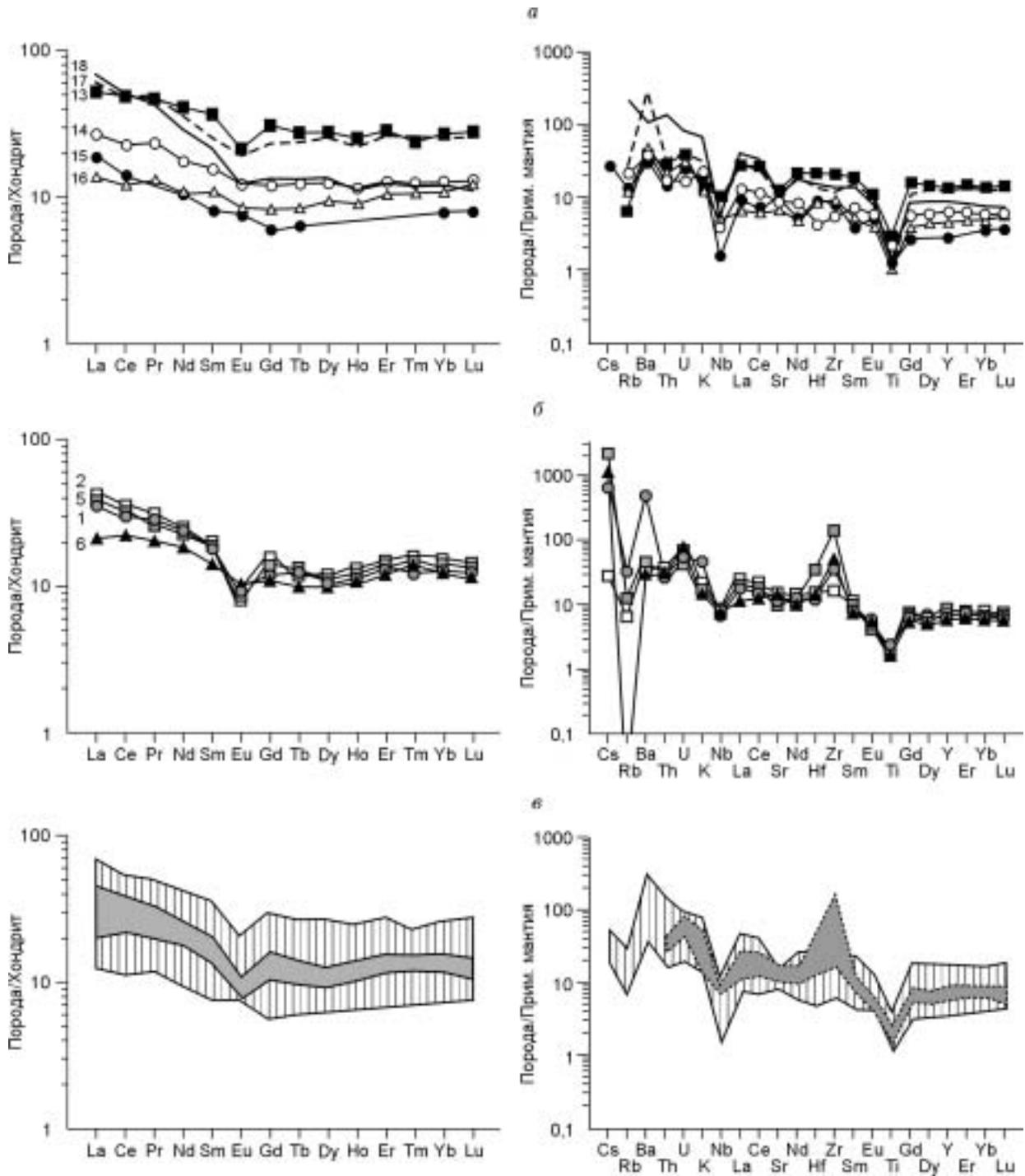
**Рис. 3. Диаграммы Ab—An—Or для плагиогранитоидов Северо-Саянской зоны Западного Саяна.**

1, 2 — майнский тоналит-плагиогранитный комплекс (1 — Енисейский плутон, 2 — Табатский плутон); 3 — галька плагиогранитов из нижней части разреза верхнемонокской свиты (правый борт руч. Чазрык).

A — тоналиты, B — гранодиориты, C — адамеллиты, D — трондьемиты, E — граниты.



гранитоидов изученных массивов (главное отличие — резко повышенные содержания Zr в гальках). Вероятнее всего, это связано либо с тем, что были проанализированы не все породные разности в исследуемых плутонах, либо с тем, что на современном эрозионном уровне отсутствуют те разности пород, которые первоначально были распространены в апикальных частях плутонов, а в кембрийское время — эродированы и переотложены в виде гальки в отложения верхнемонокской свиты. Однако не



**Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для плагиогранитоидов майнского комплекса и гальки плагиогранитов из нижней части разреза верхнемонокской свиты (см. табл. 1).**

*a* — гранитоиды майнского тоналит-плагиогранитного комплекса (Енисейский, Табатский и Салбинский плутоны); *б* — галька плагиогранитов из конгломератов верхнемонокской свиты; *в* — поля составов плагиогранитов майнского комплекса (вертикальная штриховка) и гальки из конгломератов верхнемонокской свиты (показано серым цветом). Цифрам на рисунке соответствуют номера образцов из табл. 1. Нормирование пород проводилось по хондриту [44] и примитивной мантии [45].

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных образцах плаггиогранитов из Енисейского, Табатского и Салбинского плутонов, Майнский тоналит-плаггиогранитный комплекс

Компонент	Майнский тоналит-плаггиогранитный комплекс										Нижемонокский базальт-плаггиоритовый комплекс					Садринский плаггиоцистит-андезит-базальтовый комплекс, по [28]					Майнский тоналит-плаггиогранитный комплекс																			
	Галька плаггиогранитов (нижняя часть разреза верхнемонокской свиты)										Б-661					Б-671					Б-654					885					889					872				
	M-5/в	M-5/2	M-5/2а	M-5/3	M-5/3а	M-5/4	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	K43/3	PC-46	PC-44*	PC-43	Салбинский плутон	Табатский плутон										
SiO <sub>2</sub>	71,22	69,61	71,64	73,47	72,98	71,06	51,38	51,48	77,52	50,34	49,02	52,50	67,86	68,01	73,47	75,94	74,67	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85	72,85								
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,36	0,35	0,39	0,36	0,30	0,91	1,83	0,19	0,57	0,73	0,49	0,55	0,47	0,26	0,22	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19									
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,61	13,36	13,36	13,02	14,44	12,56	15,96	13,01	10,95	15,15	18,04	18,69	14,21	13,77	12,37	12,56	11,79	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58	12,58									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	4,66	4,80	4,85	3,00	2,29	4,08	15,18	14,42	3,60	11,53	10,98	8,29	5,52	6,00	3,75	3,05	3,87	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27									
MnO	0,1	0,10	0,10	0,06	0,05	0,06	0,16	0,20	0,03	0,26	0,19	0,28	0,09	0,11	0,12	0,06	0,10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06									
MgO	1,66	1,37	1,14	0,89	0,86	1,47	5,16	6,87	1,08	5,78	5,04	3,78	1,41	1,27	0,66	0,85	0,51	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07									
CaO	3,52	3,52	3,27	2,12	2,27	4,30	1,93	5,55	0,93	10,7	10,4	10,6	3,17	3,93	3,07	2,72	1,80	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43									
Na <sub>2</sub> O	3,19	4,75	3,17	4,72	4,71	4,29	5,90	3,11	3,51	2,71	2,35	2,52	4,76	3,92	4,51	3,31	5,02	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15	5,15									
K <sub>2</sub> O	1,45	0,50	0,69	0,55	0,45	0,45	0,13	0,15	1,00	0,65	0,78	0,76	0,42	0,77	0,71	0,41	1,00	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85									
П.п.п.	0,84	1,40	1,45	1,33	1,22	0,85	2,44	3,10	0,92	1,99	2,38	2,04	1,44	1,71	1,09	0,84	0,96	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88									
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,05	0,10	0,05	0,05	0,10	0,28	0,03	0,10	0,10	0,20	0,16	0,11	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03									
Сумма	99,72	99,85	100,07	99,65	99,68	99,47	99,25	100,00	99,76	99,78	100,01	100,15	99,59	100,07	100,07	100,01	99,96	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36	99,36								
Cs	4,37	—	0,19	—	14,62	7,53	0,04	0,03	8,9	0,19	0,35	0,10	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—									
Rb	17,5	—	7,8	—	6,8	4,0	0,7	1,1	8,9	10,4	14,6	10,5	3,5	12,3	7,5	6,60	14,58	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9	109,9									
Sr	226	—	284	—	199	271	74	125	88	275	297	723	228	176	200	137	198	169	169	169	169	169	169	169	169	169	169	169	169	169	169									
Y	25,96	—	30,52	—	26,29	22,12	21,75	37,55	30,57	14,0	13,8	16,6	51,9	27,5	12,3	19,9	48,97	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27	26,27									
Zr	334	—	157	—	1327	483	34	52	126	18	12	37	202	53	90	97	116	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106									
Nb	4,93	—	5,77	—	5,60	5,29	3,6	7,09	6,35	0,99	0,91	2,12	6,63	2,52	1,1	3,28	5,15	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68									
Ba	2927	—	215	—	278	197	43	62	182	209	315	377	236	259	260	312	1704	575	575	575	575	575	575	575	575	575	575	575	575	575	575									
La	12,18	—	14,23	—	12,52	7,01	6,43	17,00	9,41	2,48	3,44	11,90	17,11	8,9	6,10	4,4	18,12	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47	21,47									
Ce	26,23	—	31,35	—	28,45	19,36	15,14	33,09	22,43	6,77	8,35	25,70	41,94	19,67	11,80	10,35	40,31	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47	43,47									
Pr	3,76	—	4,14	—	3,48	2,66	2,32	4,91	3,23	0,95	1,12	2,92	6,05	3,03	—	1,68	6,2	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49										

Окончание табл. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Nd	15,27	—	16,11	—	14,28	11,66	10,01	21,28	13,50	4,99	5,07	12,40	25,65	10,98	6,50	6,37	21,96	17,94
Sm	3,79	—	3,85	—	3,79	2,87	2,89	5,36	3,72	1,48	1,59	2,67	7,42	3,17	1,66	2,22	6,35	4,33
Eu	0,77	—	0,60	—	0,74	0,79	0,89	1,52	0,80	0,50	0,61	0,83	1,63	0,94	0,62	0,65	1,48	0,93
Gd	3,27	—	4,19	—	3,93	2,99	3,09	5,81	4,54	1,55	1,95	2,78	8,45	3,36	1,62	2,28	6,28	3,6
Tb	0,62	—	0,62	—	0,64	0,49	0,54	0,94	0,77	0,32	0,37	0,44	1,36	0,62	0,32	0,42	1,16	0,64
Dy	3,72	—	3,87	—	3,81	3,36	3,42	5,92	5,02	2,07	2,21	2,54	9,44	4,35	—	3,25	8,59	4,58
Ho	0,87	—	1,02	—	0,89	0,84	0,62	1,15	1,11	0,51	0,51	0,57	1,93	0,9	—	0,7	1,66	0,84
Er	3,08	—	3,37	—	3,01	2,68	2,07	3,46	3,68	1,52	1,61	1,78	6,35	2,96	—	2,36	5,9	2,72
Tm	0,59	—	0,73	—	0,70	0,65	0,28	0,47	0,55	0,24	0,24	0,29	0,83	0,44	—	0,38	0,89	0,41
Yb	2,82	—	3,23	—	2,91	2,79	1,93	3,29	3,96	1,56	1,37	1,79	5,90	2,81	1,77	2,42	5,61	2,59
Lu	0,43	—	0,49	—	0,44	0,39	0,27	0,46	0,59	0,25	0,23	0,29	0,94	0,45	0,28	0,43	0,9	0,37
Hf	3,51	—	4,23	—	9,45	3,87	1,13	1,88	3,59	0,64	0,49	1,19	5,91	1,32	2,8	2,79	3,76	3,34
Ta	<0,01	—	<0,01	—	<0,01	<0,01	0,28	0,59	0,57	0,07	0,07	0,10	0,56	нпо	0,09	нпо	нпо	нпо
Th	2,52	—	3,2	—	2,6	2,8	0,93	1,8	1,78	0,45	0,53	2,07	2,45	1,5	1,4	2,0	2,8	10,3
U	1,16	—	1,5	—	1,1	1,7	0,33	0,54	0,89	0,38	0,43	1,48	0,84	0,4	0,6	0,7	0,9	1,5

Примечание. Содержание петрогенных элементов, Rb, Sr, Y, Nb, Zr определены рентгенофлуоресцентным методом с использованием установки SRM-25 в ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова, Ю.П. Колмогоров.

1—18 — даны номера проб и место их отбора: 1—6 — галька порфировидных амфибол-биотитовых плагиогранитов майнского комплекса из туфокогнитомератов верхнемонокской свиты, различающаяся по характеру зернистости основной массы (верховья руч. Чагрыз, правый приток р. Табат); 1 — крупнозернистые со следами дробления, 2, 3 — мелко- и среднезернистые, 4, 5 — среднезернистые, 6 — мелкозернистые; нижнемонокский базальт-плагиолиитовый комплекс: 7 — базальт (район пос. Суботино); 8 — базальт (там же); 9 — плагиолиит (правый берег р. Сизая); садринский плагиодит-андезит-базальтовый комплекс: 10 — базальт, 11 — лейкобазальт, 12 — андезитобазальт; майнский тоналит-плагиогранитный комплекс: Енисейский плутон: 13 — мелко- и среднезернистый амфибол-биотитовый мелноплагиогранит из эндоконтактной части плутона, правый борт р. Сизая (правый приток р. Енисей), 14 — среднезернистый равномерно-зернистый амфибол-биотитовый мелноплагиогранит из центральной части плутона (левый борт р. Енисей, между пос. Майна и Означное), 15, 16 — средне- и крупнозернистые порфировидные амфибол-биотитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты (там же); Салбинский плутон: 17 — мелко- и среднезернистый амфибол-биотитовый лейкоплагиогранит (карьер между пос. Григорьевка и Салба); Табатский плутон: 18 — средне- и крупнозернистый порфировидный амфибол-биотитовый плагиогранит (правый борт р. Сос).  
Авторы проб: 1—6 — С.П. Шокальский, С.М. Борисов; 7—12 — Г.А. Бабин; 13 — С.А. Кузнецов („Запсибгеолестемка“, г. Новокузнецк); 14—18 — С.Н. Руднев.

\* Пробы, в которых содержание редких и редкоземельных элементов определены инструментальным нейтронно-активационным методом в ОИГТМ СО РАН, аналитики С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко. В остальных пробах содержания микроэлементов выполнены методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на установке „VG Plasmaquad PQ-2“ в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск), аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова.

\*\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — общее железо; прочерк — нет данных; нпо — ниже предела обнаружения.

исключено, что в гальке верхнемонокских отложений наряду с майнскими присутствуют и плагиограниты другого состава (одновозрастные с майнскими либо более древние). Для выяснения этого обстоятельства необходимо проведение дополнительных детальных геолого-геохимических исследований.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования плагиогранитоидов майнского комплекса проводились на примере Енисейского плутона (U-Pb изотопный метод по циркону и Ar-Ar изотопный метод по амфиболу). Опробование выполнено в центральной части плутона между пос. Майна и г. Саяногорск по левому борту р. Енисей. Кроме того, по этим же плагиогранитам дополнительно были проведены Sm-Nd (вал) и Rb-Sr (апатит) изотопные исследования.

Для U-Pb изотопных исследований цирконов была отобрана крупнообъемная проба средне- и крупнозернистых порфировидных амфибол-биотитовых плагиогранитов (обр. РС-44), являющихся главной петрографической разновидностью. Выделенный из этой пробы циркон представлен непрозрачными, в основном сахаровидными молочно-кремового цвета зернами. В популяции преобладают обломки, реже встречаются идиоморфные кристаллы с малым удлинением, ограниченные призмой {100} и дипирамидой {101} (рис. 5,а) или призмой {100}, {110} и дипирамидой {111}, {011} (см. рис. 5,б). Грани зерен блестящие, но отдельные зерна имеют следы частичного растворения. Кристаллы трещиноватые, их центральные части часто мутные, непрозрачные, с микровключениями и иногда четко отделяются от внешних как прозрачных, так и непрозрачных оболочек. Изотопные измерения проводились по четырем фракциям циркона, две из которых различаются размером зерен (фр. № 1 и 2, табл. 2), а две представлены остатками циркона после его предварительной обработки HF (фр. № 3 и 4). Фракции № 1 и 2 имеют существенно дискордантные значения возраста, а три возраста фракции № 3 практически совпадают (см. табл. 2). Повторное выделение остатка циркона в процессе его предварительной кислотной обработки и изотопные измерения проведены с большими погрешностями в определении радиогенной компоненты  $^{207}\text{Pb}$ , однако значение возраста  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ , которое измеряется с наименьшей погрешностью для минералов фанерозойского возраста, равно  $519,6 \pm 2,1$  млн лет (фр. 4), практически совпадает с конкордантными датировками фракции № 3. В то же время проведение линии через точки фракций № 1 и 3 дают два возраста:  $515,7 \pm 7,6$  и  $-126 \pm 78$  млн лет (рис. 6). Значение возраста  $515,7 \pm 7,6$  млн лет в пределах погрешности не отличается от возраста  $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = 523,8 \pm 2,1$  млн лет конкордантной фракции № 3. Морфологические особенности исследованного циркона указывают на его магматическое происхождение, поэтому возраст конкордантной фракции, равный  $523,8 \pm 2,1$  млн лет, можно рассматривать как время образования плагиогранитов Енисейского плутона. Отметим, что аналогичный возраст, хотя и с большой ошибкой ( $525 \pm 10$  млн лет [53]), был получен U-Pb изотопным методом по циркону из майнских плагиогранитов в Табатском плутоне (район пос. Табат).

Ar-Ar изотопные исследования были проведены по амфиболам плагиогранитов Енисейского плутона (пр. РС-44), причем из тех же пород, по которым было выполнено U-Pb изотопное датирование по циркону. Проведенные исследования показали, что возраст амфибола, рассчитанный по плато (рис. 7),

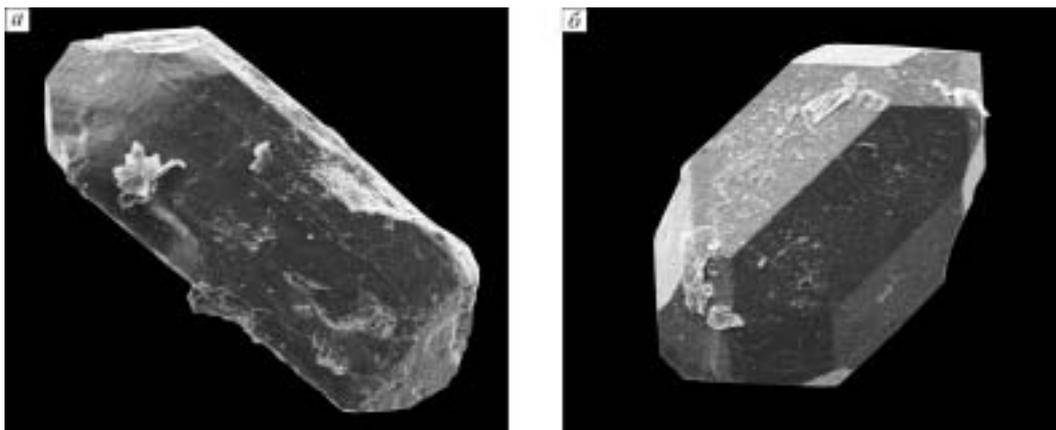


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранитов майнского комплекса Енисейского плутона (обр. РС-44), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ55 при ускоряющем напряжении 20 кВ (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

а, б — пояснения в тексте.

Таблица 2.

## Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов

№ фр.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<i>Проба РС-44, плагиогранит, Енисейский массив</i>													
1	> 130	2,06	93,9	1236	2328	$0,058075 \pm 0,000036$	$0,15315 \pm 0,00009$	$0,07112 \pm 0,00016$	$0,5695 \pm 0,0013$	0,97	$442,9 \pm 1,0$	$457,7 \pm 1,0$	$532,6 \pm 1,2$
2	85—100	1,44	73,4	965	2984	$0,058200 \pm 0,000040$	$0,12710 \pm 0,00009$	$0,07325 \pm 0,00010$	$0,5878 \pm 0,0009$	0,90	$455,7 \pm 0,7$	$469,5 \pm 0,8$	$537,2 \pm 1,5$
3	60—85, нрф	1,00	20,5	245	2453	$0,057586 \pm 0,000115$	$0,070110 \pm 0,00015$	$0,08466 \pm 0,00010$	$0,6722 \pm 0,0016$	0,56	$523,8 \pm 2,1$	$522,0 \pm 2,6$	$514,1 \pm 4,8$
4	60—85, нрф	1,42	6,82	77,6	648,2	$0,056251 \pm 0,000041$	$0,066054 \pm 0,000047$	$0,08394 \pm 0,00008$	$0,6510 \pm 0,00170$	0,49	$519,6 \pm 2,1$	$509,1 \pm 13$	$462,3 \pm 16$

Примечание. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [46]. Изотопные анализы выполнены в ИГД РАН (г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb составляет 0,5 %. Холостое загрязнение не превышало 0,1 нг Pb и 0,005 нг U. Аэробразивная обработка проводилась по методике Т.Е. Кроу [47]. Процедура предварительной кислотной обработки (HF + HNO<sub>3</sub>) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220 °С [48]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам ISOPLOT [49] и PbDAT [50]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [51]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [52]. Все ошибки приведены на уровне  $\pm 2\sigma$ .

<sup>a</sup> Изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и бланк.

<sup>b</sup> Изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, бланк и обычный свинец; нрф — нерастворившаяся фаза циркона при его обработке кислотой HF при температуре 220 °С в течение 4 ч.

составляет  $517 \pm 3$  млн лет (85 % выделенного <sup>39</sup>Ar), по изохроне —  $512 \pm 16$  млн лет (по 4—7 ступеням). Таким образом, возраст плагиогранитов Енисейского плутона, полученный Ar-Ar изотопным методом по амфиболам, в целом близок с результатами U-Pb изотопного датирования по цирконам.

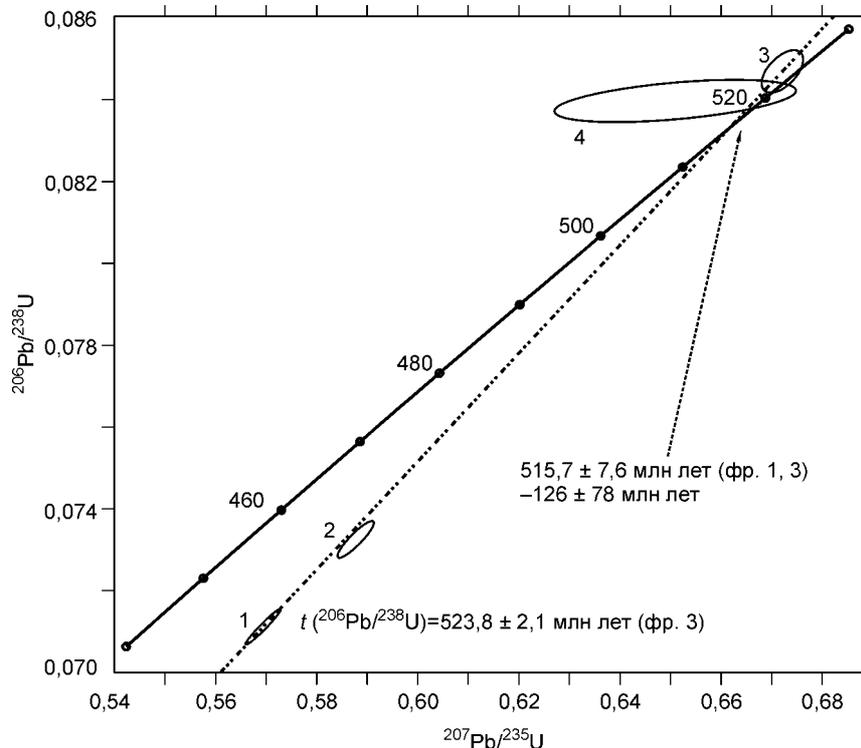
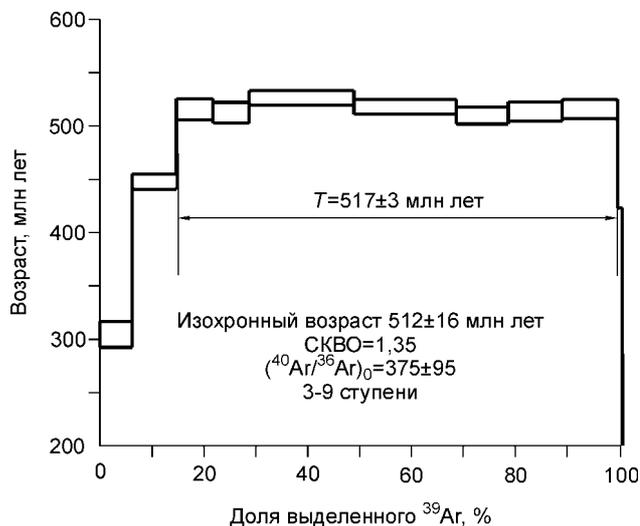


Рис. 6. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов Енисейского массива (обр. РС-44).

1—4 — см. табл. 2.

**Рис. 7.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастные спектры и изохронная диаграмма для амфибола (обр. РС-44) из плагиигранитов майнского комплекса в Енисейском плутоне.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопные исследования проводились в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН А.В. Травиным (г. Новосибирск) на масс-спектрометре Noble gas 5400. Методика проведения эксперимента приведена в работе [54], корреляция полученных данных выполнялась стандартным методом [55] с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций. В результате облучения солей  $\text{K}_2\text{SO}_4$  и  $\text{CaF}_2$  были получены следующие коррекционные коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 1,0156 \cdot 10^{-3} \pm 1,7 \cdot 10^{-5}$ ;  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 3,91 \cdot 10^{-4} \pm 7,9 \cdot 10^{-6}$ ;  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0,00158 \cdot 10^{-3} \pm 0,0015 \cdot 10^{-3}$ .  $J$ -значения (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 [56]. Погрешности датировок приведены в интервале  $\pm 1\sigma$ . К/Са 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 [57].



Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изотопных исследований плагиигранитов майнского комплекса (табл. 3, 4), проведенные на примере Енисейского плутона, показали, что они характеризуются высокими первичными отношениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon_{\text{Nd}} t = +4,9$ ), а первичное от-

ношение изотопов Sr составляет 0,70401 ( $\epsilon_{\text{Sr}} t = +1,7$ ). Подобные изотопно-геохимические характеристики пород обычно трактуются как признаки их мантийного происхождения и связываются большинством исследователей с дифференциацией глубинных базитовых расплавов, образованных при плавлении умеренно деплетированного мантийного источника. Однако на диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}} t - \epsilon_{\text{Sr}} t$  [63] фигуративная точка состава исследованных плагиигранитов отклоняется от главной мантийной последовательности, что, по-видимому, свидетельствует о значительной роли корового материала в источнике. Необходимо отметить, что модельный Sm-Nd возраст протолита рассматриваемых гранитоидов отвечает позднему

**Таблица 3.** Результаты Rb-Sr изотопных исследований апатита из плагиигранитов Енисейского плутона

№ образца	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}$ , моль/т	$^{86}\text{Sr}$ , моль/т	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образце	Ошибка $\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образце	Первичное отношение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>t</sub>
РС-44	1,12	256,8	0,0036	0,289	0,70410	3	0,012	0,70401

**Примечание.** Аналитические исследования выполнены в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик С.В. Палесский. Измерения проводились в двухленточном режиме на масс-спектрометре МИ-1201 Т. Бланк по Rb и Sr составлял 2 и 4 нг соответственно. Погрешность определения соотношения Rb/Sr не превышает 1,5 %. Среднее из серии контрольных замеров состава эталонной пробы (СО ВНИИМ) составило  $0,70802 \pm 11$  (95 %). Обработка экспериментальных данных проводилась по программе ISOPLLOT [58] с общепринятыми константами полураспада рубидия [64]. Первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в апатите было рассчитано на возраст 524 млн лет по данным U-Pb изотопного датирования по циркону.

**Таблица 4.** Результаты Sm-Nd изотопных исследований плагиигранитов Енисейского плутона

№ образца	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ошибка $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	TDM (1)	TDM (2)
РС-44	1,47	6,04	0,14687	0,512720	8	+1,60	+4,92	800	727

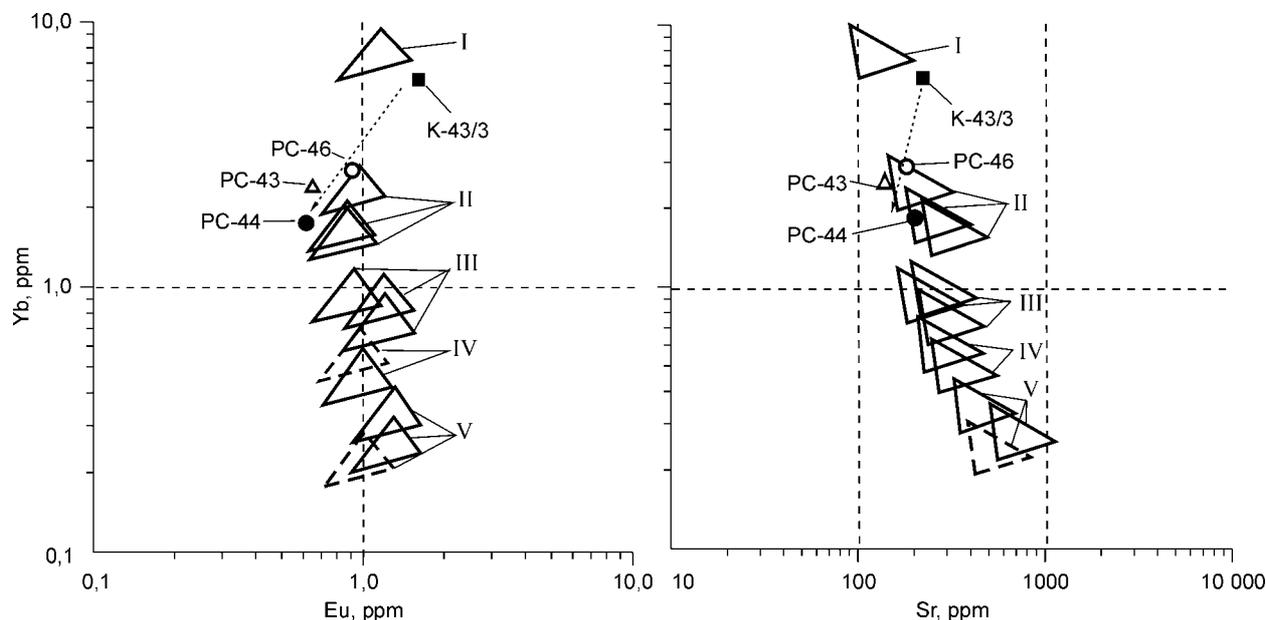
**Примечание.** Аналитические исследования выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Выделение Sm и Nd проводилось по стандартной методике [59]. Изотопный анализ Sm проводился на масс-спектрометре МИ-1320; Nd анализировался на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Нормирование изотопных отношений неодима осуществлялось по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ . Точность определения Sm/Nd отношения составляла  $\pm 0,2\%$ . Параллельные анализы стандартного образца изотопного состава неодима LaJolla дали средний результат  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511842 \pm 14$  ( $N = 17$ ). Указанная величина ошибки использовалась при расчете изохрон как наиболее реальная оценка погрешности изотопного анализа неодима. Значение параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$  [60]. Модельные возрасты  $T_{\text{ND}}(\text{DM})$  вычислены по модели [61] для резервуара деплетированной мантии с  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,513151$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,21365$ . При расчете возрастов протолитов по двустадийной модели [62] среднекоровое отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  принято равным 0,12 [63].

рифее (0,72 млрд лет), что согласуется с модельными возрастными породами, полученными по метаморфическим породам джебашской серии Западного Саяна (0,6 млрд лет для метабазитов и 1,15 млрд лет — для метапелитов [64]). С учетом сказанного наиболее вероятным источником плагиогранитных расплавов являлась „молодая“ кора, сложенная океаническими и окраинно-морскими комплексами позднего рифея — венда.

### ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЛАГИОГРАНИТОВ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

В современной литературе наиболее активно обсуждаются три модели формирования плагиогранитных магм: кристаллизационная дифференциация базитовых расплавов, плавление более древних плагиогранитов и частичное плавление метабазитовых субстратов в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Учитывая геологическую позицию изученных плагиогранитных интрузивов (малые объемы предшествующих габброидов, отсутствие в пределах Западно-Саянской островоужной структуры довулканических плагиогранитов), а также специфику их петрохимического, редкоэлементного и изотопного составов, последний вариант представляется наиболее приемлемым. Экспериментальными исследованиями [65—67] показано, что плагиогранитные расплавы могут образовываться при дегидратационном плавлении метабазитовых субстратов в широком интервале давлений (от 3 до 22 кбар). При этом редкоэлементный состав выплавов зависит от типа рестита, равновесного с плагиогранитным расплавом при разных  $P$ - $T$  условиях [68]. Доказано [67], что высокоглиноземистые плагиограниты формируются при  $P > 10$ —12 кбар с образованием гранатосодержащего рестита, в то время как выплавление низкоглиноземистых плагиогранитов происходит при  $P < 10$  кбар в равновесии с плагиоклазосодержащим реститом.

Породы всех вышеописанных плагиогранитных массивов относятся к низкоглиноземистому типу, а на диаграммах Yb—Sr и Yb—Eu (рис. 8) их фигуративные точки лежат в области составов расплавов, равновесных с низкбарическими (безгранатовыми) реститовыми парагенезисами. Необходимо отметить, что фигуративные точки составов всех исследованных пород образуют единый эволюционный тренд (см. рис. 8), который свидетельствует о генетической общности рассматриваемых плагиогранитов. При этом точка состава меланоплагиогранита РС-46 (характеризующая наиболее распространенные породы ранней фазы) лежит в поле расплавов, равновесных с амфибол-плагиоклазовым (Hbl ± Pl) реститом, в то время как точка состава меланоплагиогранита К-43/3 (мелкозернистый меланоплагиогранит из краевой части массива) тяготеет к полю составов, равновесных с габброидными (Pl + Crx + Орх + Hbl) реститами. Лейкоплагиограниты (пр. РС-43 и РС-44), судя по пониженным содержаниям Eu, в той или иной мере дифференцированы и не отвечают составу первичных магм.



**Рис. 8.** Положение фигуративных точек составов плагиогранитов майнского комплекса на диаграммах Yb—Eu и Yb—Sr [68].

Римскими цифрами обозначены концентрации элементов (треугольниками показаны области состава) в плагиогранитных магмах, равновесных с пятью геохимическими типами субстратов: I — габбровым, II — амфиболитовым, III, IV — гранат-амфиболитовым (III — с низким, IV — с высоким содержанием граната), V — эклогитовым. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4, табл. 1.

Таблица 5.

**Исходные параметры численного моделирования редкоземельного состава субстратов плагиигранитов майнского комплекса**

Параметр	Номер модели		
	1	2	3
Исходный состав	К-43/3	К-43/3	РС-46
Температура, °С	900	1000	1000
Степень плавления, %	16	18	18
Тип рестита	Габбровый	Габбровый	Амфиболитовый
Состав рестита, %			
Hb	0	0	85
Pl	57	54	12
Срх	28	27,5	0
Орх	1	9	3
Mgt	13	9,5	0
Ilm	1	0	0

Исходя из этих предпосылок были проведены модельные оценки редкоземельного состава метабазитовых протолитов, плавление которых могло генерировать магмы изученных плагиигранитов. В качестве пород, состав которых в наибольшей степени соответствует составу первичной плагиигранитной магмы, были выбраны меланоплагииграниты (пр. К-43/3 и РС-46), характеризующие состав пород, наиболее широко распространенных как в Енисейском, так и в Табатском плутонах.

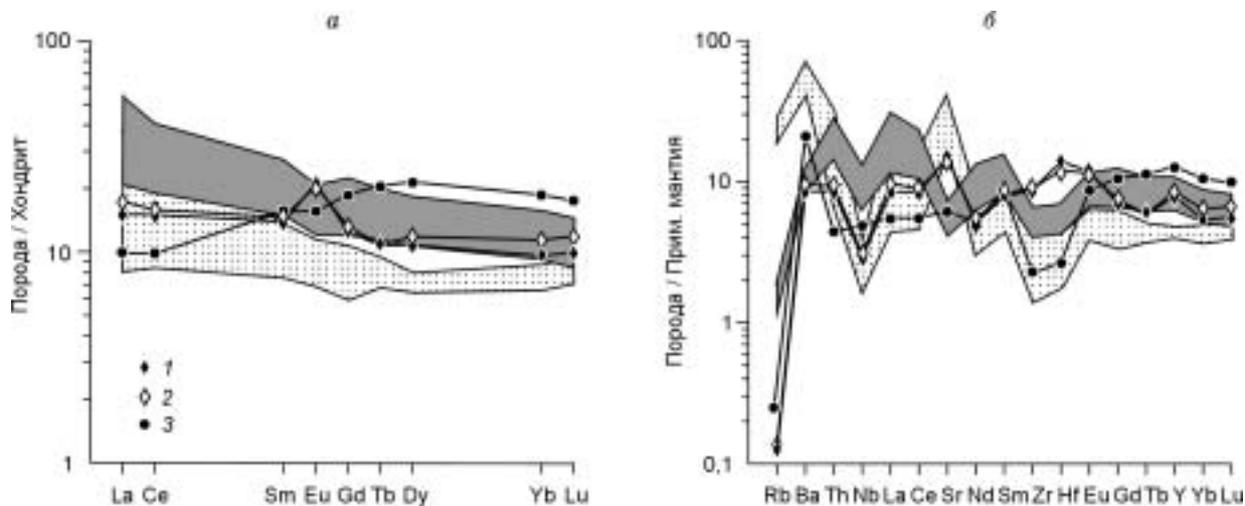
В основе расчетов лежали экспериментальные данные по частичному плавлению метабазитов в интервале давлений 3—8 кбар при температурах 900—1000 °С [66, 67]. Моделирование производилось в варианте порционного плавления (batch melting), где соотношение концентраций РЗЭ в субстрате ( $C_0$ ) и анатектической выплавке ( $C_L$ ) описывается уравнением:  $C_L = C_0/[F + D(1 - F)]$  ( $F$  — степень плавления,  $D$  — суммарный коэффициент распределения „минерал/расплав“ для редких и редкоземельных элементов).

Граничные условия моделирования (состав реститовых парагенезисов и степени плавления) приведены в табл. 5. Исходя из особенностей редкоземельного состава меланоплагиигранитов при расчете

Таблица 6.

**Результаты численного моделирования редкоземельного состава субстратов плагиигранитов майнского комплекса (г/т)**

Элемент	Составы плагиигранитов		Составы модельных субстратов		
	К-43/3	РС-46	Модель 1	Модель 2	Модель 3
Rb	0,4	12,3	0,07	0,08	0,12
Ba	236	259	44	48	98
Th	2,45	1,50	0,55	0,60	0,46
Nb	6,63	2,52	1,61	1,72	722
La	17,11	8,90	4,69	5,38	5,89
Ce	41,94	19,67	12,14	12,79	16,93
Sr	228	176	266	255	144
Nd	25,65	10,98	8,27	8,74	19,26
Sm	7,42	3,17	2,71	2,85	7,11
Zr	202	36	73	74	104
Hf	5,91	1,32	3,75	3,25	3,24
Eu	1,63	0,94	1,55	1,51	1,99
Gd	8,45	3,36	3,24	3,43	12,23
Tb	1,36	0,62	0,51	0,51	2,15
Dy	9,44	4,35	3,48	3,81	14,99
Er	6,35	2,96	2,18	2,49	9,67
Y	51,90	27,50	26,81	28,95	82,29
Yb	5,90	2,81	2,01	2,38	8,19
Lu	0,94	0,45	0,32	0,38	1,18



**Рис. 9.** Спектры РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) модельных субстратов плагиогранитов майнского комплекса.

1—3 — спектры модельных субстратов (номера спектров соответствуют номерам моделей в табл. 6). Выделены поля редкоэлементного состава вулканитов нижнемонокской свиты Западного Саяна (серый цвет) и садринской свиты Горной Шории (крап), по данным табл. 6. Нормирование пород проводилось по хондриту и примитивной мантии [45].

состава субстрата для пр. К-43/3 был принят габбровый рестит, для пр. РС-46 — амфиболитовый. В первом случае были рассчитаны два варианта для разных  $P$ - $T$ -условий и, соответственно, различных степеней плавления (см. табл. 5, модели 1 и 2). Результаты модельных расчетов приведены в табл. 6 и на рис. 9. Из проведенных расчетов следует, что субстрат плагиогранитов характеризовался содержаниями РЗЭ, типичными для толеитовых базальтов примитивных островных дуг (для обр. К-43/3), либо более низкими, промежуточными между ними и базальтами типа MORB (для обр. РС-46). При этом редкоэлементный состав модельных субстратов плагиогранитов (за исключением наиболее мобильных элементов, таких как Rb и Ba) весьма близок к составу нижнекембрийских островодужных базальтов Северо-Саянской дуги (нижнемонокская свита Западного Саяна и садринская — Горной Шории (см. табл. 1, рис. 9)). Таким образом, наиболее вероятным источником образования первичных магм рассматриваемых плагиогранитов явилось плавление метабазитов, образованных по островодужным толеитовым базальтам в низах Северо-Саянской островной дуги при относительно низких (менее 10 кбар) давлениях, когда образующиеся магмы были равновесны с плагиоклаз-двупироксен-амфиболовыми и плагиоклаз-амфиболовыми (безгранатовыми) реститами.

## ВЫВОДЫ

1. Сопоставление плагиогранитоидов майнского комплекса и гальки плагиогранитоидов из нижней части разреза верхнемонокской свиты, содержащих палеонтологические остатки раннекембрийского возраста, показали, что среди галек встречаются различия, которые по петрографическому, петрохимическому и редкоэлементному составам не отличаются от плагиогранитов Енисейского и Табатского плутонов.

2. Геохронологические исследования (U-Pb изотопный метод по цирконам и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопный метод по амфиболам) показали, что формирование майнского тоналит-плагиогранитного комплекса в Северо-Саянской зоне происходило в раннем кембрии ( $523,8 \pm 2,1$  млн лет). Эта возрастная дата согласуется с геологическими данными (наличие гальки майнских плагиогранитов в островодужных вулканогенно-осадочных отложениях верхнемонокской свиты санаштыкгольского возраста) и подтверждает островодужную (а не аккреционно-коллизионную) природу гранитоидов.

3. Первичные расплавы плагиогранитоидов майнского комплекса были сформированы за счет частичного плавления метабазитовых субстратов, отвечавших по редкоэлементному составу островодужным толеитовым базальтам, причем гранитообразование происходило при низких давлениях (в поле устойчивости безгранатовых реститовых парагенезисов). Таким образом, наиболее вероятным механизмом формирования изученных плагиогранитов представляется плавление низов вулканической постройки Северо-Саянской островной дуги.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 03-05-65081, № 03-05-65099) и Президиума СО РАН (ИП № 6.7.2).

## ЛИТЕРАТУРА

1. **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.
2. **Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н.** Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2003, с. 24—26.
3. **Сивов А.Г.** Нижний кембрий Западного Саяна, Вып. 2. Томск, ТПИ, 1953, с. 22—31.
4. **Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958, 295 с.
5. **Щеглов А.П.** Кембрий северного склона Западного Саяна. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1960, вып. 8, с. 18—32.
6. **Семенов Г.Г.** Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, Вып. 1. Красноярск, КГУ, 1961, с. 3—14.
7. **Козаков И.Н.** Очерк геологического строения Западного Саяна, Т. 58. СПб., ВСЕГЕИ, 1961, с. 61—104.
8. **Зоненшайн Л.П.** Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963, 111 с.
9. **Смышляев В.Н.** К петрохимии пород Майнской плагиигранитной интрузии (Западный Саян), Вып. 4. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1957, с. 40—55.
10. **Смышляев В.Н.** Основные черты геологического строения Майнской плагиигранитной интрузии (Западный Саян), Т. 90. Томск, Изв. ТПИ, 1958, с. 69—84.
11. **Смышляев В.Н.** Плагиигранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 92—106 (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 33).
12. **Смышляев В.Н.** Спилит-кератофировая формация северного склона Западного Саяна // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965, с. 179—196.
13. **Халфин С.Л.** Тараскырский магматический комплекс плагиигранитов и кварцевых кератофиров в Западном Саяне // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 107—112 (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 33).
14. **Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 386 с.
15. **Коробейников В.П., Исаков В.М.** К тектонике и стратиграфии метаморфических комплексов докембрия и кембрия Западного Саяна // Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири, Вып. 34. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1965, с. 3—14.
16. **Велинский В.В.** Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, Наука, 1968, 153 с.
17. **Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А.** Явление гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне майнского плагиигранитного комплекса (Западный Саян) // Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 21—40.
18. **Херасков Н.Н.** Формации и начальные стадии развития Западного Саяна. М., Наука, 1979, 200 с.
19. **Сивов А.Г.** Кембрий и докембрий Западного Саяна // Вопросы докембрия Западной Сибири, Новосибирск, 1948, с. 32—44 (Тр. Горн.-геол. ин-та, ЗСФАН СССР; вып. 2).
20. **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.
21. **Хомичев В.Л., Качевский Л.К., Смагин А.Н.** Каталог конгломератов с галькой магматических пород Саяно-Енисейской провинции. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2002, 152 с.
22. **Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Дербан А.Г.** Кембрийская островодужная ассоциация Северо-Саянской зоны // Материалы Всероссийской научной конференции „Петрология магматических и метаморфических комплексов“, Вып. 3, т. 1. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2002, с. 194—200.
23. **Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.
24. **Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.** Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, с. 1157—1178.
25. **Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В. и др.** О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 631—643.

26. **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 // Актуальные вопросы геологии и минерального сырья юга Сибири. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 18—30.
27. **Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Всероссийской научной конференции „Петрология магматических и метаморфических комплексов“, Вып. 3, т. 1. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2002, с. 201—207.
28. **Бабин Г.А.** Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2003, 20 с.
29. **Добрецов Н.Л., Пономарева В.Г.** Западный Саян // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, Наука, 1977, с. 128—205.
30. **Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 8—28.
31. **Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 63—81.
32. **Ярошевич В.М.** О находках спикул губок в вулканогенном комплексе позднего докембрия—раннего кембрия Западного Саяна // Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1980, с. 95—115.
33. **Журавлева И.Т., Лучинина В.А.** Палеонтологическая характеристика чингинской и нижнемонокской свит северного склона Западного Саяна // Там же, с. 161—171.
34. **Зальцман В.Д., Кокодзеев И.К., Единцев Е.С.** Опорная рабочая легенда для геологических карт м-ба 1:50 000 Западно-Саянской серии (Отчет Орловской партии по теме „Совершенствование схем стратиграфии и магматизма Западного Саяна и разработка рабочей опорной легенды для геологической съемки и карт м-ба 1:50 000“. Минусинск, 1994, 20 с.
35. **Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю.** Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М., Наука, 1964, 365 с.
36. **Конюшков К.Н.** Стратиграфия нижнего кембрия Западного Саяна и ее палеонтологическое обоснование (по археоциатам): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1966, 16 с.
37. **Осадчая Д.В., Кашина Л.Н., Журавлева И.Т. и др.** Стратиграфия и археоциаты нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1979, 216 с.
38. **Jahn В.М., Glikson А.У., Peucat J.J., Hickman А.Н.** REE geochemistry and isotopic date of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Palbara Block, western Australia: implications for the early evolution // Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, v. 45, p. 1633—1652.
39. **Руднев С.Н., Бабин Г.А.** U-Pb, Ag-Ag изотопный возраст и геодинамическая интерпретация плагиогранитов Северо-Саянской зоны (Западный Саян) // Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии „Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза“. СПб., Изд-во „Центр информационной культуры“, 2003, с. 432—435.
40. **Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.** Состав, возраст и геодинамическая интерпретация плагиогранитов майнского комплекса Западного Саяна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2003, с. 209—212.
41. **Chappell В.В., White А.Ј. R.** Two contrasting granite types // Pacific Geol., 1974, v. 8, p. 173—174.
42. **Таусон Л.В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 279 с.
43. **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.
44. **Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.
45. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.
46. **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.
47. **Krogh T.E.** Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, p. 637—649.
48. **Mattinson J.M.** A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 116, p. 117—129.
49. **Ludwig K.R.** ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557, 1991, 64 p.
50. **Ludwig K.R.** PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542, 1991, 35 p.

51. **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.
52. **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.
53. **Рублев А.Г.** Sr-Nd систематика раннепалеозойских магматических пород центральной части АССО и проблема источников их вещества // *Материалы XVI симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М., ГЕОХИ РАН, 2001, с. 214—215.*
54. **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.
55. **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.
56. **York D.** Least squares fitting of a straight line with correlated error // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1966, v. 5, p. 320—324.
57. **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.
58. **Ludvig K.R.** ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0 // *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 1990, № 88-557, p. 38.
59. **Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.**  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , a natural tracer: an application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 31, p. 269—278.
60. **Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
61. **Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
62. **Liew T.C., Hofmann A.W.** Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study / *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 129—138.
63. **Фоп Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1990, 590 с.
64. **Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др.** Sm-Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // *Докл. РАН*, 2002, т. 338, № 2, с. 228—232.
65. **Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Frideman I.** Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // *J. Petrol.*, 1978, v. 19, p. 289—316.
66. **Beard J.S., Lofgren G.E.** Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstone and amphibolites at 1,3 and 6,9 kb // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 465—501.
67. **Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implication for continental growth and crustal-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.
68. **Туркина О.М.** Модельные геохимические типы тоналит-грандземитовых расплавов и их природные эквиваленты // *Геохимия*, 2000, № 7, с. 704—717.

*Рекомендована к печати 9 августа 2004 г.  
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию 21 октября 2003 г.,  
после доработки — 22 июня 2004 г.*