

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.93:551.72+552.4(571.53)

ПОСТКИНЕМАТИЧЕСКИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ  
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. И. Левицкий, А. И. Мельников\*, Л. З. Резницкий\*, Е. В. Бибикова\*\*, Т. И. Кирнозова\*\*,  
И. К. Козаков\*\*\*, В. А. Макаров\*\*, Ю. В. Плоткина\*\*\*

*Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

*\* Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

*\*\* Институт геохимии и аналитической химии РАН, 117975, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия*

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

К структурам фундамента Сибирской платформы в ее юго-западной части относятся краевые выступы Енисейского кряжа: Присаянский и Ангаро-Канский. На всей территории Присаянского выступа широко распространены посткинематические гранитоидные комплексы. В Присаянье гранитоиды рассматриваемого типа включались в саянский и шумихинский интрузивные комплексы. Их геодинамическая позиция трактуется по-разному. В статье обсуждаются результаты петрогеохимических и геохронологических (U-Pb метод по цирконам) исследований гранитоидов саянского комплекса зоны сочленения Бирюсинской глыбы с толщами Урикско-Ийского грабена и шумихинского комплекса в области сочленения Онотского зеленокаменного пояса с кристаллическими образованиями Шарыжалгайского выступа. Петрогеохимические исследования дают основание относить гранитоиды саянского и шумихинского комплексов к постколлизийным образованиям. При этом в последних установлены некоторые петрогеохимические черты, считающиеся индикаторными для гранитоидов А-типа и, в частности, типичные для рапаквиподобных гранитов приморского комплекса Западного Прибайкалья. Для саянского комплекса определен возраст  $1858 \pm 20$  млн лет, для шумихинского —  $1871 \pm 17$  млн лет. Гранитоиды саянского и шумихинского комплексов в общем ряду гранитоидов этого возрастного интервала (1,8—1,9 млрд лет), широко развитых в выступах фундамента древних платформ, могут рассматриваться как интрузивные образования, внедрение которых происходило вслед за коллизийными процессами, обусловившими становление раннепротерозойского суперконтинента в интервале 1,9—2,0 млрд лет. Предполагается, что исследованные гранитоидные комплексы, наряду с приморским и таракским, а также вулканоплутонические образования Аkitканского пояса фиксируют не образование раннепротерозойского суперконтинента, а начальную стадию его растяжения, следующую за коллизией, но не приводившую к распаду и новообразованию океанической коры.

*Гранитоиды, геохронология, циркон, петрохимия, геохимия, фундамент древних платформ, ранний протерозой, суперконтинент.*

EARLY PROTEROZOIC POSTCOLLISIONAL GRANITOIDS IN SOUTHWESTERN SIBERIAN CRATON

V. I. Levitskii, A. I. Mel'nikov, L. Z. Reznitskii, E. V. Bibikova, T. I. Kirnozova,  
I. K. Kozakov, V. A. Makarov, and Yu. V. Plotkina

The basement structures of the southwestern Siberian craton include the cis-Sayan and Angara-Kan marginal uplifts that are parts of the Yenisei Ridge. The postcollisional granitoids abundant within the cis-Sayan uplift were earlier assigned to the Sayan and Shumikha complexes, but there was no unanimity in interpretation of their geodynamic environments. Geochemical studies of the Sayan granitoids at the junction between the Biryusa block and the Urik-Iya graben fill and the Shumikha granitoids at the junction of the Onot greenstone belt and the Sharyzhalgai block of mafic gneisses have confirmed the postcollisional nature of both complexes. The Shumikha granitoids share some features of A-type granites, including those typical of the Primorsky rapakivi-like complex in the western Baikal region. The Sayan and Shumikha granitoids were dated by the U-Pb zircon age method as  $1858 \pm 20$  and  $1871 \pm 17$  Ma, respectively. Interpreted in the context of 1.8–1.9 Ga granite magmatism on the craton periphery, the intrusion of the two complexes most likely postdated the collision responsible for the formation of an Early Proterozoic supercontinent between 2.0 and 1.9 Ga. Together with the Primorsky and Tara ka complexes and the Akitkan volcanoplutonic belt, the Sayan and Shumikha intrusions record rather the onset of postcollisional extension which failed to cause continent break-up and oceanic crust production than the formation of the Proterozoic supercontinent.

*Granitoids, geochronology, zircon, major-element chemistry, trace-element chemistry, basement of Precambrian craton, Early Proterozoic, supercontinent*



В пределах Сибирской платформы кроме Алданского и Анабарского щитов к структурам фундамента в ее юго-западной части относятся краевые выступы Енисейского кряжа: Присяянский и Ангаро-Канский (рис. 1, А). В целом они представляют собой обнаженную часть Тасеевского массива или Ангарской платформы, сформированной в ходе развития единой Канско-Присяянской раннедокембрийской подвижной области [1].

На всей территории Присяянского выступа (см. рис. 1, А) широко распространены гранитоидные комплексы, имеющие все признаки посткинematических. Их внедрение происходило после формирования главных картируемых структур, и в дальнейшей геологической истории они не подвергались наложенному метаморфизму и деформациям. Такие комплексы представляют собой геологические реперы, фиксирующие либо завершение развития подвижного пояса, либо процесс деструкции фундамента, в той или иной мере оторванный от орогенических событий.

В Присяянье гранитоиды рассматриваемого типа выделяют в позднепротерозойский саянский интрузивный комплекс, к которому относят гранитоиды и выступа фундамента платформы, и прилегающего складчатого обрамления [2, 3]. Впоследствии в саянский комплекс, рассматриваемый уже как раннепротерозойский, включали только гранитоиды, развитые в выступах фундамента платформы. На карте магматических формаций [4] эти гранитоиды в некоторых геоблоках фундамента разделены на несколько самостоятельных комплексов, основным из которых является саянский. Его возрастным аналогом в Западном Прибайкалье считается приморский комплекс рапакивиподобных гранитов, а в Енисейском кряже — таракский комплекс. В пределах Шарыжалгайского и Онотского геоблоков из саянского комплекса выделен самостоятельный шумихинский комплекс предположительно того же возраста, но отличающийся металлогенической специализацией [5].

Саянский комплекс отнесен к раннему протерозою на основании датировок, полученных Rb-Pb термоизохронным методом, в интервале от 1,6—1,8 до 1,9—2,0 млрд лет [1, 6]. Для гранитоидов шумихинского комплекса Rb-Sr изохронным методом по породам различных фаз была получена датировка  $1983 \pm 48$  млн лет [7]. Для гранитоидов таракского комплекса оценки возраста по цирконам и монацитам имеют значения в интервале 1900—1700 млн лет [8]. В Западном Прибайкалье U-Pb методом по цирконам был определен возраст гранитоидов приморского комплекса  $1910 \pm 30$  млн лет [9], позднее для этого комплекса было опубликовано значение  $1864 \pm 19$  млн лет [10]. Однако в последней работе общая дискордия была построена по пробам цирконов, взятых из различных по составу и, судя по пересчету, разновозрастных гранитоидов, и фактически определят среднее значение возраста для различных массивов, что не имеет геологического смысла. Геодинамическая позиция данных гранитоидов трактуется по-разному. В ряде публикаций они рассматриваются как рапакивиподобные анорогенные образования [7]. Согласно другой точке зрения, рапакивиподобные граниты юга Сибирской платформы рассматриваются в единой вулканоплутонической ассоциации с кислыми вулканитами акитканской серии и их формирование связывается с обстановкой, возникающей в тыловой части раннепротерозойской активной континентальной окраины [11]. С этих позиций гранитоиды саянского комплекса и его возрастные аналоги фиксируют обстановку аккреции Сибирского кратона в состав гипотетического раннепротерозойского суперконтинента [12]. Таким образом, достаточно очевидна необходимость получения надежных геохронологических данных и геодинамической типизации реперных комплексов, которые дали бы возможность для оценки времени завершения орогенических событий в краевых выступах фундамента Сибирской платформы. Интрузивными комплексами, позволяющими решить эту задачу, как раз и являются саянский и шумихинский.

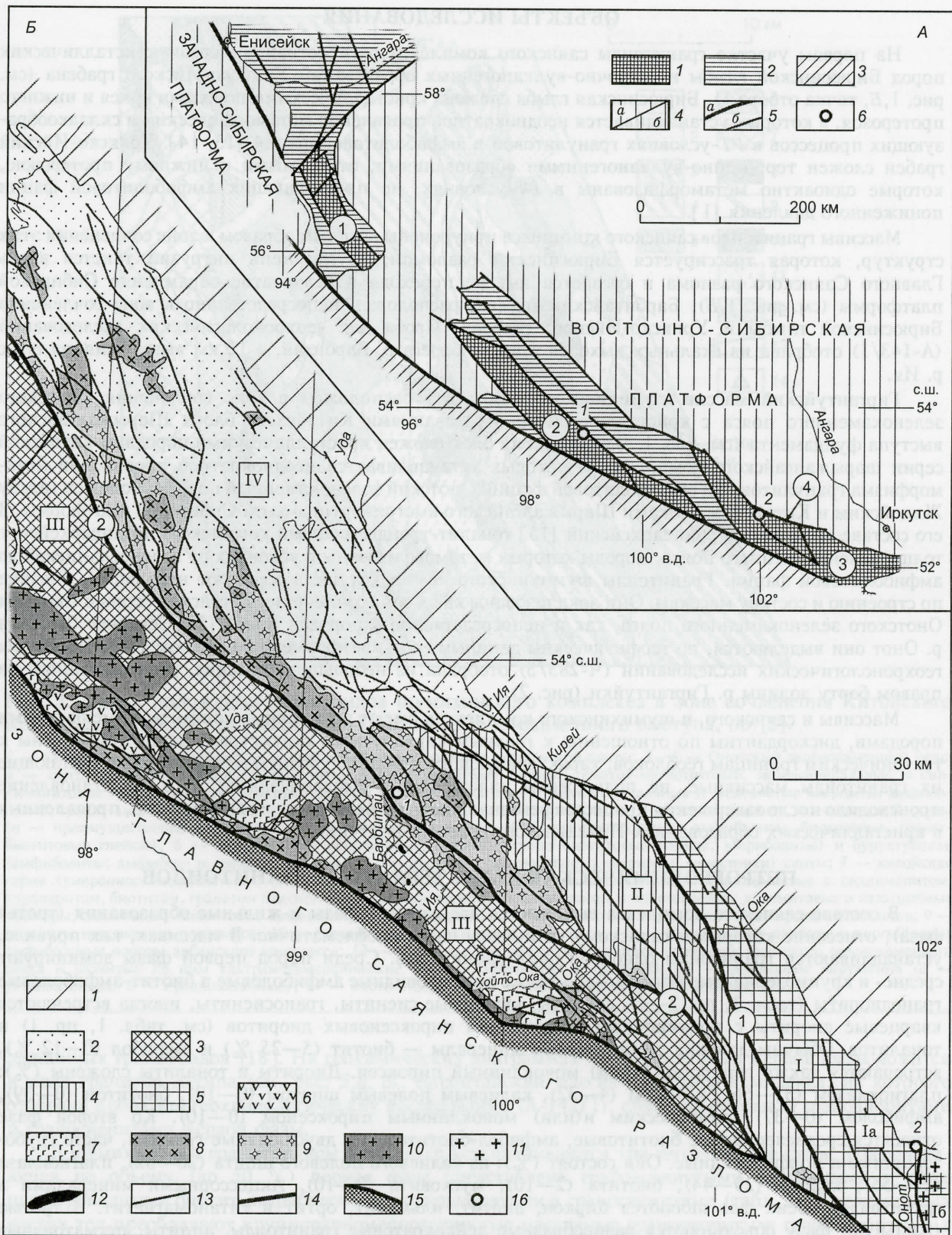
В статье обсуждаются результаты геохимических и геохронологических (U-Pb метод по цирконам) исследований гранитоидов Барбитайского массива саянского комплекса зоны сочленения Бирюсинской глыбы с толщами Урикско-Ийского грабена и Гиргантуйского массива шумихинского комплекса зоны сочленения Онотского зеленокаменного пояса с кристаллическими образованиями Шарыжалгайского выступа (см. рис. 1, А), как типичных посткинematических образований Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы.

Рис. 1. Схемы расположения:

А — краевых выступов фундамента юго-западной части Сибирской платформы, по [1, 48]: 1 — архейские кристаллические комплексы; 2 — области распространения протерозойских образований; 3 — метаморфические комплексы Саяно-Байкальской складчатой области; 4 — фанерозойские чехлы Сибирской платформы (а) и Западно-Сибирской плиты (б); 5 — главные тектонические границы: а — краевой шов Сибирской платформы, б — зоны крупных межблоковых разломов; 6 — места отбора проб гранитоидов саянского (1) и шумихинского (2) комплексов. Цифры в кружках: 1 — Ангаро-Канский выступ, 2—4 — Присяянский краевой выступ: 2 — Бирюсинская глыба, 3 — Шарыжалгайский выступ, 4 — Онотский зеленокаменный пояс.

Б — гранитоидов саянского и шумихинского комплексов в структурах Юго-Западного Присяянья (составлена А. А. Мельниковым): 1 — венд-палеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 2 — рифейские отложения Туманшетского прогиба; 3—5 — раннедокембрийские кристаллические комплексы фундамента Сибирской платформы; 4 — протерозойские терригенно-вулканогенные образования Урикско-Ийского





грабена, 5 — раннекембрийские образования Шарыжалгайского выступа; 6 — нижнедевонские метавулканы малотагульской свиты; 7 — позднекембрийские (?) диориты, габбронориты и пироксениты; 8—10 — главные разновидности гранитоидов саянского комплекса: 8 — двуслодные, 9 — порфириовидные биотитовые и биотит-роговообманковые, 10 — гиперстенбиотитовые с гранатом; 11 — поле распространения гранитоидов шумихинского комплекса; 12 — раннепротерозойские гипербазиты и апогипербазиты идарского комплекса; 13 — внутриблоковые разломы; 14 — крупные межблоковые разломы (цифры в кружках: 1 — Точерский, 2 — Бирюсинский); 15 — зона Главного Саянского разлома; 16 — места отбора проб А-143/1 (1) и Ч-283/3 (2). Римские цифры — блоки Шарыжалгайского выступа: I — Булунский, Iа — Китайский, Iб — Онотский зеленокаменный пояс, II — Урикско-Ийский грабен, III — Бирюсинская глыба, IV — Туманшетский прогиб.



## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На первом участке гранитоиды саянского комплекса распространены среди кристаллических пород Бирюсинской глыбы и осадочно-вулканогенных образований Урикско-Ийского грабена (см. рис. 1,Б, точка отбора 1). Бирюсинская глыба сложена кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя, в которых устанавливается неоднократное проявление метаморфических и складкообразующих процессов в *PT*-условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций [13, 14]. Урикско-Ийский грабен сложен терригенно-вулканогенными образованиями, относимыми к нижнему протерозою, которые одноактно метаморфизованы в *PT*-условиях, не превышающих амфиболитовой фации пониженного давления [1].

Массивы гранитоидов саянского комплекса приурочены главным образом к зоне сочленения этих структур, которая трассируется Бирюсинским разломом; другая цепь интрузий тянется вдоль Главного Саянского разлома и срезается им, не переходя в складчатое обрамление Сибирской платформы (см. рис. 1,Б). Барбитайский массив, расположен непосредственно в зоне сочленения Бирюсинской глыбы и Урикско-Ийского грабена. Проба для геохронологических исследований (А-143/1) отобрана из скальных выходов правого берега р. Барбитай, в 12 км выше слияния его с р. Ия.

Гиргантуйский массив шумихинского комплекса расположен в зоне сочленения Онотского зеленокаменного пояса с кристаллическими образованиями Китойского блока Шарыжалгайского выступа фундамента (см. рис. 1,А). Китойский блок сложен кристаллическими породами китойской серии шарыжалгайского комплекса, в которых устанавливается неоднократное проявление метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Онотский зеленокаменный пояс расположен между Жидойским и Китойским блоками Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы. В его составе выделяются раннеархейский [15] тоналит-трондьемитовый комплекс и позднеархейские толщи зеленокаменного пояса, породы которых метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Гранитоиды шумихинского комплекса здесь образуют небольшие, близкие по строению и составу массивы. Они локализованы как в зоне сочленения китойской серии с толщами Онотского зеленокаменного пояса, так и непосредственно в породах пояса [5]. Севернее бассейна р. Онот они выделяются, по геофизическим данным, под платформенным чехлом [16]. Проба для геохронологических исследований (Ч-283/3) отобрана из небольшого массива, расположенного на правом борту долины р. Гиргантуйки (рис. 2).

Массивы и саянского, и шумихинского комплексов имеют эруптивные контакты с вмещающими породами, дискордантны по отношению к главным картируемым структурам, часто приурочены к тектоническим границам геоблоков, характеризующихся разным уровнем метаморфизма, слагающие их гранитоиды массивные, не подвержены наложенному рассланцеванию, т. е. их становление происходило после завершения процессов регионального метаморфизма и складчатости, проявленных в кристаллических образованиях Присяянского краевого выступа.

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

В составе саянского комплекса выделяются две главные фазы и жильные образования (третья фаза), отнесение которых к саянскому комплексу часто проблематично. В массивах, как правило, устанавливаются гранитоиды одной из двух ранних фаз. Среди пород первой фазы доминируют средне- и крупнозернистые массивные, а также порфирированные амфиболовые и биотит-амфиболовые гранодиориты (табл. 1, пр. 2—4), сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, иногда встречаются кварцевые диориты с подчиненным количеством пироксеновых диоритов (см. табл. 1, пр. 1) и тоналитов. Обычны для них темноцветные минералы — биотит (5—25 %) и амфибол (0—12 %), встречаются также гиперстен и (или) моноклинный пироксен. Диориты и тоналиты сложены (%): плагиоклазом (31—56), кварцем (4—32), калиевым полевым шпатом (0—10), биотитом (0—39), амфиболом (0—37), ромбическим и (или) моноклинным пироксеном (0—10). Ко второй фазе относятся среднезернистые биотитовые, амфибол-биотитовые и двуслюдяные граниты, часто крупнозернистые и порфирированные. Они состоят (%): из калиевого полевого шпата (20—62), плагиоклаза (21—55), кварца (29—44), биотита (2—10), мусковита (0—10). Акцессорными минералами в гранитоидах обеих фаз являются циркон, апатит, ильменит, ортит и титаномагнетит. В третью (жильную) фазу объединяются разнообразные лейкократовые гранитоиды, аплиты, пегматоидные граниты и пегматиты.

Как правило, для гранитоидов саянского комплекса устанавливаются пониженные концентрации Li и V и заметно высокие Sr во всех фазах, повышенные концентрации Zr и PЗЭ для первой фазы, а Sn и Be в гранитоидах поздних фаз (рис. 3,а). Характерно резко фракционированное распределение PЗЭ ( $La_N/Yb_N = 14,9—15,5$ ) с отчетливым европейским максимумом (рис. 4). На дискриминационных диаграммах [17] составы гранитоидов саянского комплекса тяготеют к полям внутриплитных и синколлизонных гранитоидов (рис. 5,в,г), что в целом характерно для посткол-



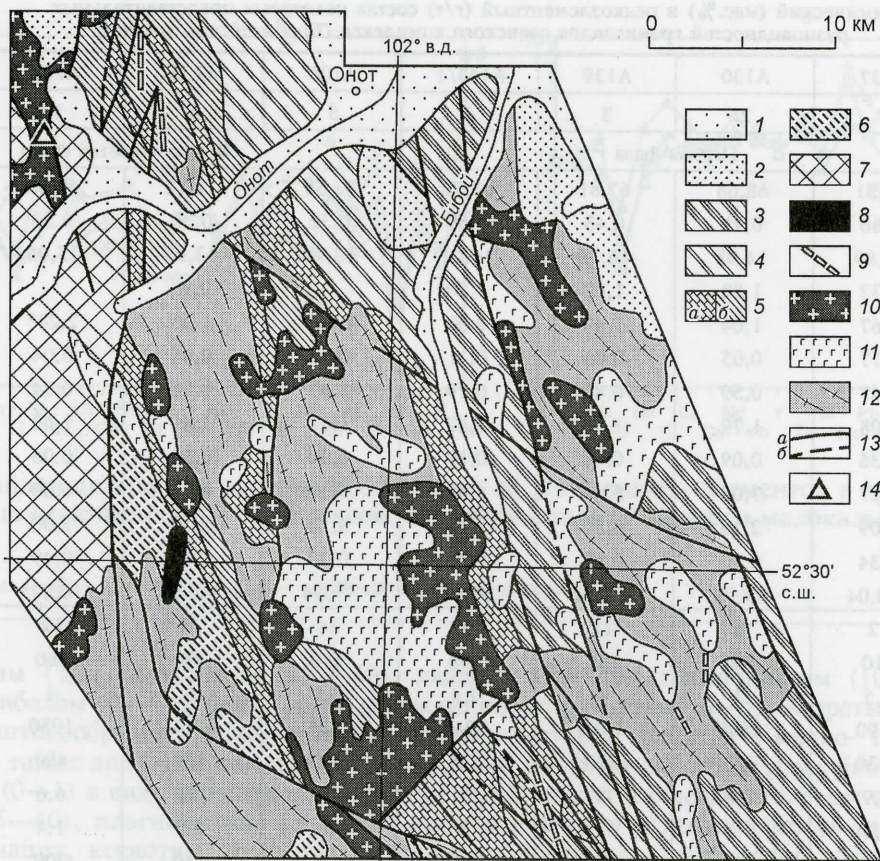


Рис. 2. Схема положения гранитоидов шумихинского комплекса в зоне сочленения Китойского блока Шарыжалгайского выступа и Онотского зеленокаменного выступа, по [5].

1 — аллювиальные отложения; 2 — красноцветные отложения ушаковской свиты; 3—6 — Онотский зеленокаменный пояс: 3 — свита Соснового Байца (амфиболиты, биотит-гранатовые гнейсы; гематит-магнетитовые, мономинеральные и силлиманитовые кварциты), 4 — верхняя подсвита камчадальской свиты (мономинеральные и железистые кварциты; амфиболиты; амфиболы), 5 — нижняя подсвита камчадальской свиты (преимущественно доломитовые и магнезитовые мраморы, а — преимущественно амфиболиты, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы), б — малоиретская (биотитовые, амфибол-гранат-биотитовые гнейсы; амфиболиты) и бурухтуйская (амфиболиты; амфибол- и гранат-биотитовые плагиогнейсы и плагиосланцы; кварциты, известняки) свиты; 7 — китойская серия (умеренноглиноземистые с биотитом, амфиболом, пироксеном, гранатом и высокоглиноземистые с силлиманитом, кордиеритом, биотитом, гранатом плагиогнейсы; дупироксеновые плагиосланцы и плагиогнейсы; доломитовые и кальцитовые мраморы; силлиманит-биотитовые кварцитогайсы и кварциты); 8 — перидотиты и пироксениты ильчирского комплекса; 9 — долериты нерсинского комплекса; 10 — гранитоиды шумихинского комплекса; 11 — габбро, габбро-диабазы и апогаббровые амфиболовые породы арбанского комплекса; 12 — тоналиты, трондьемиты комплекса основания Онотского зеленокаменного пояса и развитие по ним ультраметаморфические породы (мигматиты и граниты); 13 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 14 — место отбора пробы Ч-283/3, Гиртантуйский массив.

лизионных гранитоидов [18]. На геохимических диаграммах [19] гранитоиды первой фазы ложатся в поле гранитов А-типа (см. рис. 5, а, б). Барбитайский массив саянского комплекса, из которого отобрана проба для геохронологических исследований (А-143/1), сложен в основном гранодиоритами и граносиенитами первой фазы.

В шумихинском гранитоидном комплексе устанавливаются три интрузивные фазы. Преобладающая по объему (до 50 %) первая фаза представлена крупнозернистыми массивными и реже порфиридовидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами и граносиенитами (табл. 2). В центральных частях тел преобладают крупноравномернозернистые массивные гранодиориты и граносиениты, а в контактах с вмещающими толщами крупнонеравномернозернистые гранодиориты и граносиениты. В породах первой фазы отмечаются (%): калиевый полевошпат (20—40, ортоклаз, редко микроклин — до 5), плагиоклаз (15—45), кварц (10—25), амфибол (3—15), биотит (2—10), моноклинный и ромбический пироксен (0,1—1,5). Среди аксессуарных минералов доминируют циркон, монацит, апатит и отмечаются ксенотим, ильменит, флюорит. Вторичные минералы: эпидот (0—1), мусковит (1—5), хлорит (0—2), гематит (0—1). Породы второй фазы, образующие жильные и дайковые тела мощностью до 10 м, представлены средне- и мелкозернистыми, лейкократовыми гранитоидами с биотитом и амфиболом.



Таблица 1.

Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав некоторых представительных разновидностей гранитоидов саянского комплекса (Барбитайский массив)

Компонент	A137	A130	A139	A143/1	A106	A135	A138	A141
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Первая фаза				Вторая—третья фазы			
SiO <sub>2</sub>	57,81	68,68	67,81	63,70	72,59	71,72	70,56	74,33
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,41	0,43	0,69	0,32	0,30	0,33	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,89	14,98	16,38	16,01	13,98	13,93	15,06	14,84
FeO	3,32	1,88	1,62	3,50		0,99		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,67	1,04	1,49	2,00	1,82*	1,95	2,24*	1,10*
MnO	0,17	0,05	0,06	0,11	0,03	0,04	0,04	0,03
MgO	2,47	0,59	0,48	0,79	0,47	0,30	0,34	0,14
CaO	6,08	1,79	1,57	2,62	1,64	1,41	1,60	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,09	0,08	0,19	0,09	0,06	0,06	0,15
K <sub>2</sub> O	4,27	7,06	5,44	6,08	5,29	6,05	6,00	3,72
Na <sub>2</sub> O	3,09	2,15	3,50	3,08	3,10	2,70	2,90	4,87
П.п.п.	0,34	0,70	0,68	0,33	0,39	0,27	0,49	0,28
Сумма	100,04	99,97	100,03	99,95	99,94	100,09	100,03	99,96
Li	12	6	12	4	34	15	12	2
Rb	110	160	110	130	250	230	160	110
Cs	0,5	2	4	2,4	0,5	6	4	3
Ba	1190	1840	1480	2940	720	1200	1980	280
Sr	1230	380	370	545	360	430	480	170
B	5,9	3,8	8	5	2	18	6,6	400
Be	3,1	1,5	1,7	2	6	2,7	1,4	17
F	700	230	150	—	—	150	200	75
Mo	3,6	1,1	0,1	2,5	1	0,1	0,1	0,1
Sn	0,4	0,4	2,2	1,5	10	2,5	2,3	7,6
La	70	89	120	83	50	73	13	2
Ce	170	170	220	138	100	140	45	10
Nd	65	115	125	67	—	55	18	2
Yb	2,9	4	1,3	3,6	3	1,8	1,7	0,5
Y	23	36	10	28	21	24	15	8
Zr	233	341	412	721	200	257	261	25
Nb	1	17	8	27	16	6	6	12
Zn	99	95	38	148	30	33	12	22
Pb	24	37	28	30	30	72	51	7,4
Cr	36	2	12	10	5	2	2	2
V	210	16	10	20	20	18	95	2
Ni	6,6	1,5	1,5	5	2	1,5	1,5	1,5
Co	14	3,2	2,8	6	1,5	2,3	1	1
Sc	20	14	7,5	15	4	3,7	1,5	1,5
K/Rb	311	356	386	342	171	214	297	273
Ba/Sr	1,0	4,8	4,0	5,4	2,0	2,8	4,1	1,6
Φ	0,61	0,73	0,78	0,79	0,67	0,84	0,77	0,80
K	0,48	0,68	0,51	0,56	0,53	0,60	0,58	0,33

Примечание. 1 — диорит; 2, 3 — порфиридные биотит-амфиболовые гранодиориты; 4 — порфиридный кварцевый биотит-амфиболовый граносиенит; 5, 6 — порфиридные граниты; 7 — Би-гранит; 8 — лейкократовый гранит. Прочерки в таблице — не определялись.  $K$  —  $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ , мол.%;  $\Phi$  —  $(Fe_2^+ + Fe_3^+ + Mn)/(Mg + Fe_2^+ + Fe_3^+ + Mn)$ . Петрогенные элементы, Ba, Sr, Zr определены рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Т. Н. Гуничева, А. Л. Финкельштейн); K, Na, Li, Rb, Cs — атомно-абсорбционным (аналитик Д. Я. Орлова); прочие — эмиссионным спектральным анализом (аналитики Е. В. Смирнова, А. И. Одареева, А. И. Кузнецова, С. К. Ярошенко). Полные спектры РЗЭ определены методом ICP MS и методом предварительного обогащения. Все анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск).

\* Все железо в форме  $Fe_2O_3$ .



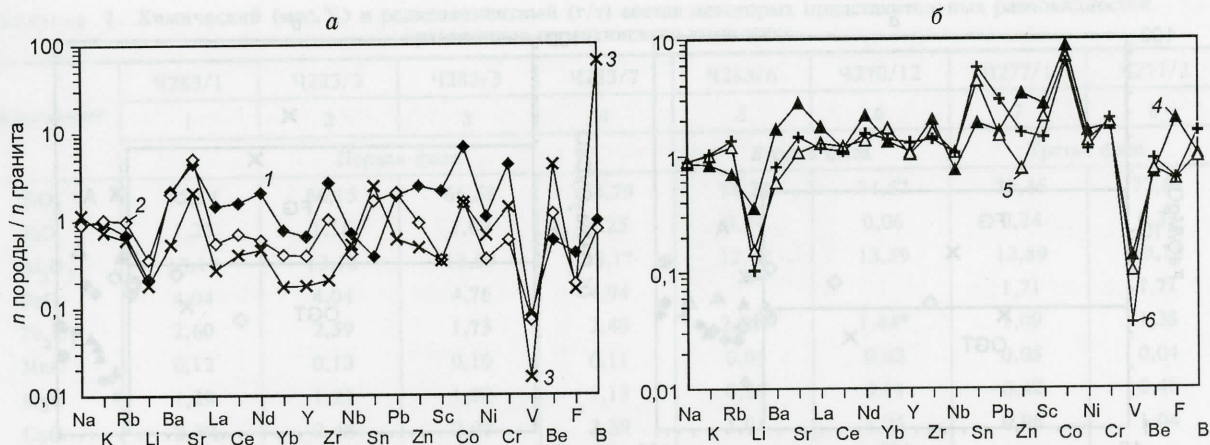


Рис. 3. Спайдер-диаграммы средних содержаний К, Na и редких элементов в гранитоидах саянского (а) и шумихинского (б) комплексов, нормированные по кларкам малокальциевых гранитов, по [49].

1, 2 и 3-я фазы: 1—3 — саянского, 4—6 — шумихинского комплексов.

Они сложены (%): калишпатом (30—50), кварцем (30—40), плагиоклазом (10—25), биотитом (1—7), амфиболом (0—4) и очень редко моноклинным пироксеном (0—1). К третьей фазе отнесены небольшие штокообразные и жильные тела граносиенитов и гранитов с мелко- и тонкозернистой матрицей, а также аплиты и пегматиты. Доминируют порфиоровые структуры с биотитом (0—5) или амфиболом (0—1) в виде вкрапленников и в основной массе с калиевым полевым шпатом (30—42), кварцем (35—40), плагиоклазом (3—25). Среди аксессуаров устанавливаются циркон, ильменит, апатит, монацит, ксенотим, флюорит. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, мусковитом, амфиболом, гематитом.

От ранних к поздним фазам в гранитоидах шумихинского комплекса возрастают содержания  $\text{SiO}_2$ , щелочей (преимущественно  $\text{K}_2\text{O}$ ), Sn и Be, несколько уменьшаются концентрации элементов групп железа, Zn, в гранитах третьей фазы — Ba и Sr. В целом же геохимических различий меньше, чем сходства. На дискриминационных диаграммах [19] составы главных фаз, отражающих состав родоначальной магмы, располагаются в поле гранитов А-типа. На диаграммах [17] составы главных фаз тяготеют к границе полей гранитоидов вулканических и внутриплитных дуг, что характерно для постколлизивных гранитов. Спектр РЗЭ элементов характеризуется четко фракционированным распределением ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9,4—12,5$ ) и наличием ясного европиевого минимума (см. рис. 4). Темноцветные минералы магматической генерации (биотит и амфибол) отличаются повышенной железистостью (0,75—0,79 и 0,65—0,75 соответственно), причем в амфиболах значительны содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (0,18—0,24 форм. ед. К). По таким критериям, как сочетание повышенной железистости пород и биотита с калиевощелочной спецификой, повышенной калиевости амфиболов и ряду других, гранитоиды шумихинского комплекса близки рапаквивидным гранитам приморского комплекса [11]. Проба для геохронологических исследований (Ч-283/3) взята из биотит-амфиболовых гранодиоритов Гиргантуйского массива (см. рис. 2), сложенного в основном гранодиоритами первой фазы.

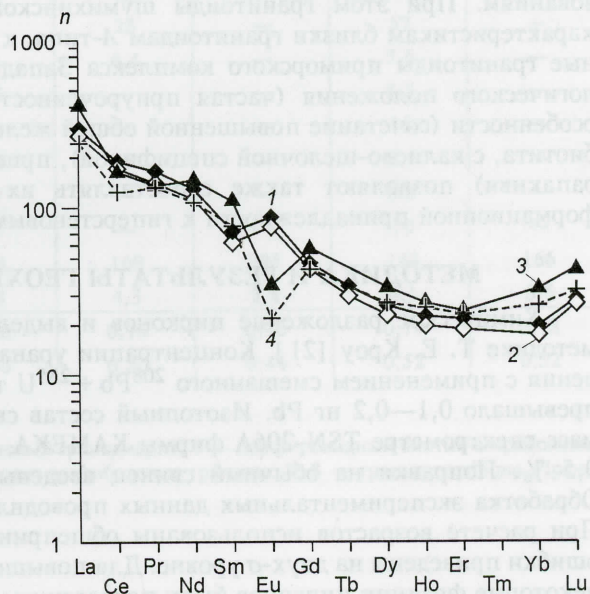


Рис. 4. Нормированные по хондриту спектры РЗЭ для гранитоидов саянского и шумихинского комплексов.

1 и 3-я фазы: 1, 2 — саянского, 3, 4 — шумихинского комплексов.



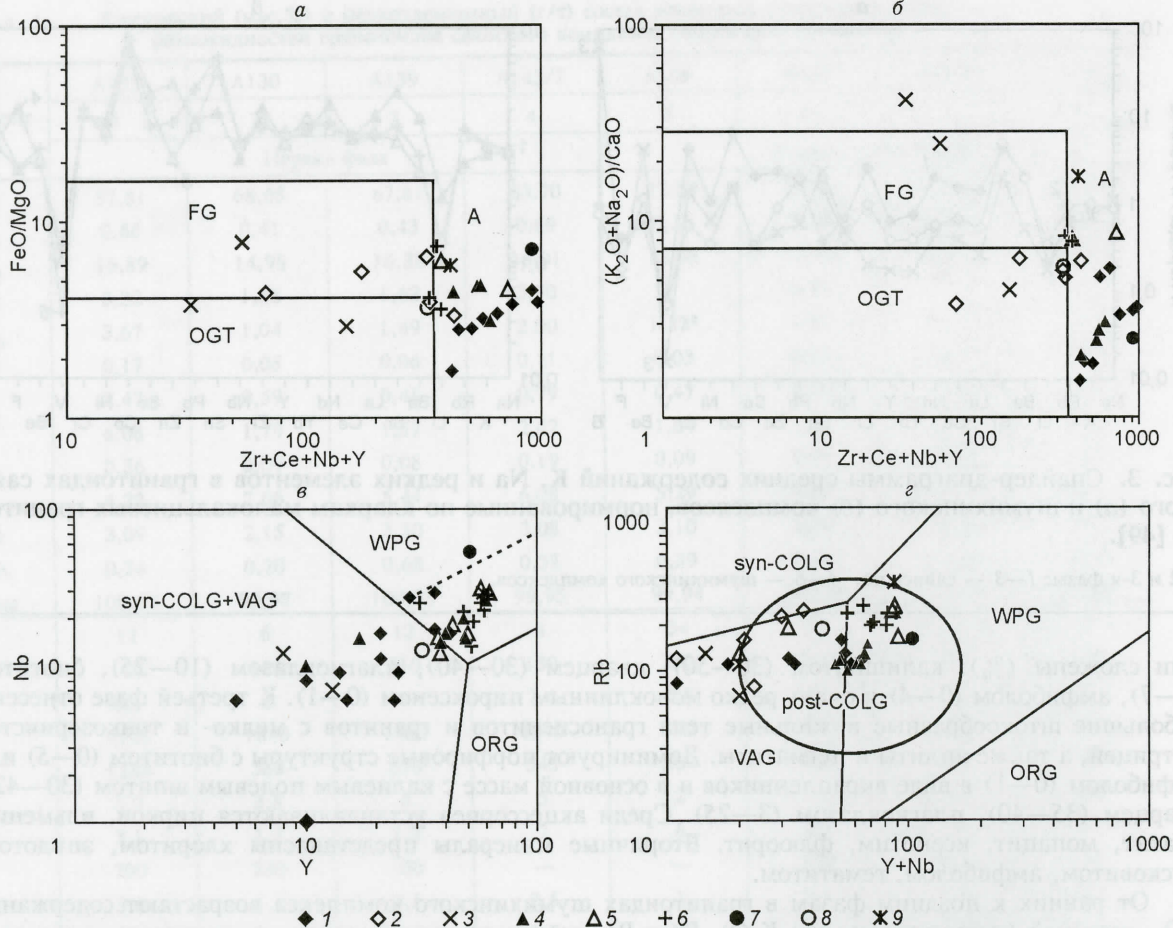


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов саянского и шумихинского комплексов.

а, б — по [19]: А — анорогенные, FG — фракционированные фельзические, OGT — нефракционированные *M*-, *I*- и *S*-граниты; в, г — по [17, 18]: VAG — гранитоиды вулканических дуг, WPG — внутриплитные, COLG — коллизионные, ORG — океанических хребтов. Обозначения 1—6 аналогичны рис. 3 и 4; для сравнения показаны средние составы трех фаз гранитоидов приморского комплекса (7—9 соответственно).

В целом исследованные гранитоиды обоих комплексов соответствуют постколлизийным образованиям. При этом гранитоиды шумихинского комплекса по некоторым петрогеохимическим характеристикам близки гранитоидам А-типа, к которым, в частности, относятся и рапакивидоподобные гранитоиды приморского комплекса Западного Прибайкалья. Вместе с тем особенности геологического положения (частая приуроченность к зонам сочленения геоблоков), геохимические особенности (сочетание повышенной общей железистости пород и фемических минералов, особенно биотита, с калиево-щелочной спецификой), присутствие гиперстена (не типичное для классических рапакиви) позволяют также сопоставлять их с интрузивными чарнокитоидами, близкими по формационной принадлежности к гиперстеновым гранитоидам зон глубинных разломов [20].

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т. Е. Кроу [21]. Концентрации урана и свинца определены методом изотопного разбавления с применением смешанного  $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$  трассера. Холостное загрязнение полного анализа не превышало 0,1—0,2 нг Pb. Изотопный состав свинца измерен на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре TSN-206A фирмы КАМЕКА. Ошибки в U-Pb изотопных отношениях составили 0,5 %. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [22]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [23] и ISOPLOT [24]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [25]. Все ошибки приведены на двух- $\sigma$  уровне. Для повышения степени конкордантности изотопных возрастов некоторые фракции цирконов были подвергнуты предварительному селективному кислотному раст-



Таблица 2. Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав некоторых представительных разновидностей гранитоидов шумихинского комплекса

Компонент	Ч283/1	Ч283/2	Ч283/3	Ч283/7	Ч283/6	Ч270/12	Ч277/1	Ч277/2
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Первая фаза				Вторая фаза		Третья фаза	
SiO <sub>2</sub>	65,84	66,15	66,58	64,79	74,24	74,57	73,46	72,68
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,16	1,09	1,25	0,24	0,06	0,34	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,18	13,16	13,07	13,17	12,92	13,59	12,89	13,13
FeO	4,04	4,04	4,76	4,94			1,71	1,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	2,59	1,73	2,40	2,25*	1,84*	1,09	1,38
MnO	0,12	0,13	0,10	0,11	0,03	0,02	0,05	0,04
MgO	1,29	1,23	1,02	1,13	0,36	0,11	0,42	0,48
CaO	2,39	2,48	2,92	3,39	1,01	1,05	0,96	1,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,36	0,34	0,41	0,05	0,02	0,11	0,10
K <sub>2</sub> O	4,08	4,21	4,32	4,00	4,89	4,63	4,98	5,01
Na <sub>2</sub> O	3,23	3,04	2,91	3,04	3,23	3,88	3,00	3,06
П.п.п.	1,05	0,85	0,56	0,60	0,77	0,19	0,70	0,76
Сумма	99,40	99,40	99,40	99,23	97,74	98,12	99,71	99,76
Li	16	11	10	14	10	4	3	3
Rb	110	110	130	110	250	130	270	240
Cs	1	1	1	1	3	1	9	5
Ba	1340	1420	1400	1540	340	540	580	610
Sr	300	300	260	310	80	160	140	170
B	12	—	5	14	10	—	16	—
Be	2,6	—	1,65	2,1	2,3	—	2,8	—
F	1150	—	2400	1700	530	—	545	—
Mo	0,6	—	1,8	2,5	0,5	—	0,8	—
Sn	4,6	—	6,9	5,2	13	—	17	—
La	100	—	58	100	70	—	52	75
Ce	180	—	98	10	110	—	100	100
Nd	90	—	55	90	50	—	50	64
Yb	6,4	—	3,1	4,6	6,8	9	5,6	5,4
Y	43	38	50	49	60	10	52	31
Zr	365	340	370	350	180	105	170	220
Nb	18,2	12	16	15	26	10	13,2	25
Zn	120	—	90	120	30	—	61	—
Pb	18	—	41	33	28	—	57	—
Cu	11	—	13	18	6,4	—	7,6	—
Cr	6,2	—	11	7,5	—	—	8,5	—
V	59	—	63	60	—	—	16	—
Ni	6,1	—	8,5	7,4	—	—	5,1	—
Co	10	—	8,5	7,7	—	—	6,3	—
Sc	16	—	22	20	—	—	10	—
K/Rb	318	318	275	304	160	295	148	166
Ba/Sr	4,5	4,7	5,4	5,0	4,3	3,4	4,1	3,6
Φ	0,74	0,75	0,78	0,78	0,76	0,90	0,79	0,78
K	0,45	0,48	0,49	0,46	0,50	0,44	0,52	0,52

Примечание. 1—3 — порфиридный биотит-амфиболовый гранодиорит; 4 — порфиридный биотит-амфиболовый с гиперстеном граносиенит; 5 — лейкократовый гранит; 6 — биотит-амфиболовые граниты; 7, 8 — гранит-порфиры. Прочие примечания см. в табл. 1.



Таблица 3.

## Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов

№ п/п	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, г/т		Изотопный состав Pb			Изотопные отношения		Возраст, млн лет
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
<i>Саянский комплекс (проба А-143)</i>										
1	+125	0,9	161,6	62,3	580	7,335	4,936	0,3300	5,1492	0,1132 1850 ± 11
2	-125...+100	2,2	135,3	47,7	3250	8,5426	6,826	0,3240	5,0477	0,1130 1848 ± 2,9
3	-100...+75	2,0	291,6	98,2	4030	8,5815	6,7015	0,3087	4,8216	0,1133 1853 ± 2,6
4	+100	1,9	121,8	42,6	2700	8,5186	6,7404	0,3215	4,9866	0,1125 1840 ± 3,2
<i>Шумихинский комплекс (проба Ч-283/3)</i>										
5	+100	1,1	474,9	132,5	842,5	7,8752	4,693	0,2379	3,6414	0,1110 1816 ± 8,4
6	-100...+75	1,4	353,8	93,7	1852	8,5266	5,4475	0,2355	3,5733	0,1100 1800 ± 4,3
7	-75	1,5	366,4	99,2	1923	8,4861	5,4168	0,2403	3,6752	0,1109 1814 ± 4,1
8	+75 СР	1,0	164,0	56,6	1540,8	8,1846	5,5969	0,3076	4,8155	0,1135 1857 ± 4,8

Примечание. СР — селективное растворение.

ворению (СР) [26], после чего кристаллический остаток циркона разлагался по обычной методике. Результаты изотопных исследований цирконов приведены в табл. 3 и на рис. 6.

Акцессорные цирконы гранитов Барбитайского массива саянского комплекса представлены хорошо ограниченными призматическими зёрнами с удлинением 1:3—4, головки зёрен слегка сглажены (см. рис. 6,а). Цирконы светло-коричневого цвета, прозрачные. Морфологические особенности исследованного циркона из пробы позволяют сделать вывод о его магматическом происхождении. В оптически прозрачных кристаллах иногда просматриваются замутнения, что может свидетельствовать о присутствии реликтов „ядер“. Изотопные исследования выполнены для навесок четырех размерных фракций циркона без видимых включений и замутнений. Содержание урана в цирконах низкие и составляют 100—200 г/т, что согласуется с магматическим генезисом последних. Несмотря на незначительную дискордантность рассчитанных возрастов, наблюдается некоторый разброс точек вблизи конкордии, что обусловлено небольшой примесью унаследованной радиогенной компоненты. В цирконах размерной фракции -100...+75 сильнее проявлены потери радиогенного свинца, поэтому дискордия построена по трем точкам (см. табл. 3, № 1, 2, 4) и дает значения возраста по верхнему пересечению  $1858 \pm 20$  млн лет, по нижнему —  $663 \pm 523$  млн лет, СКВО = 1,5 (см. рис. 6,а). Значение  $1858 \pm 20$  млн лет мы принимаем за возраст кристаллизации цирконов и соответственно становления Барбитайского массива.

Акцессорные цирконы в гранитах Гиргантуйского массива шумихинского комплекса представлены идиоморфными короткопризматическими трещиноватыми кристаллами желтого цвета с удлинением 1:2—3, хорошей огранкой и четкими ребрами (см. рис. 6,б). Основными кристаллографическими формами являются призмы и дипирамиды, поверхности граней которых преимущественно гладкие. Наблюдаются параллельные сростки цирконов и формирование многоглавых включений отдельных кристаллах. Характерной особенностью является присутствие многочисленных включений сульфидов. Морфология зёрен циркона соответствует, как и в предыдущем случае, их первично-магматическому генезису. Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы три навески наиболее прозрачных кристаллов циркона, отобранные из размерных фракций +100; -100...+75; -75 мкм (см. табл. 3, № 5—7), причем циркон из крупной фракции +75 мкм (СР) был подвергнут селективному растворению (см. табл. 3, № 8). Как видно из таблицы, изотопные данные (см. табл. 3, № 5—7) достаточно дискордантны. U-Pb изотопные данные для фракции циркона, подвергнутой предварительному кислотному растворению, в ходе которого удалось удалить наиболее нарушенную фазу, стали более конкордантны (см. табл. 3, № 8). На диаграмме с конкордией (см. рис. 6,б) хорошо видно, что фракция 8 располагается ближе к верхнему пересечению с конкордией. Возраст по верхнему пересечению дискордии, построенной по экспериментальным точкам, с конкордией равен  $1871 \pm 17$  млн лет, а по нижнему —  $233 \pm 71$  млн лет, что, скорее всего, отражает суммарные нарушения U-Pb изотопной системы цирконов — в фанерозе и в современное время.



**Рис. 6. Диаграммы с конкордией и микрофотографии цирконов гранитов:**

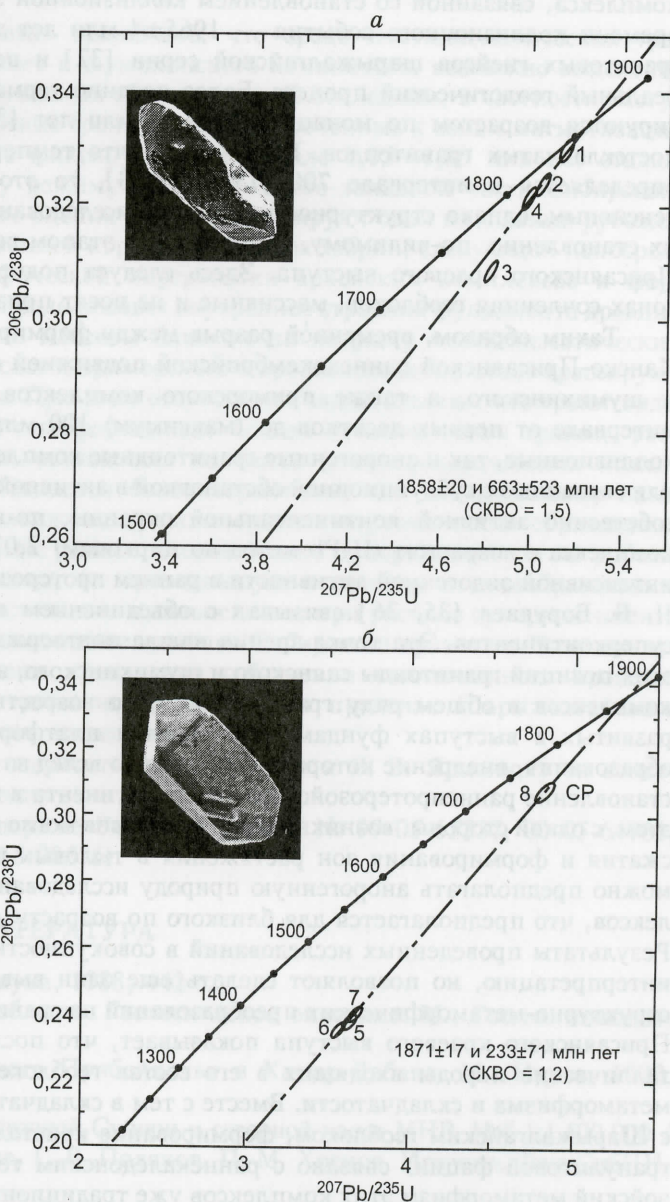
*a* — саянского (проба А-143) и *б* — шумихинского (проба Ч-283/3) комплексов, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 (ускоряющее напряжение 20 кВ). 1—8 — точки изотопного состава цирконов (см. табл. 3).

Значение возраста  $1871 \pm 17$  млн лет, полученное по верхнему пересечению дискордии с конкордией, может быть принято в качестве оценки возраста становления гранитоидов Гиргантуйского массива.

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Структурно-геологические и петрогеохимические исследования дают основание относить исследованные гранитоиды саянского и шумихинского комплексов к постколлизионным образованиям. В последних проявлены некоторые черты, считающиеся индикаторными для гранитоидов А-типа. Установленные петрогеохимические различия рассматриваемых гранитоидов, при совпадающих в пределах погрешностей значениях возраста, по-видимому, отражают не столько разные геодинамические обстановки их становления, сколько региональные вариации составов источников, глубин выплавления и условий кристаллизации магм. Сходно и их геологическое положение в структуре фундамента — отсутствие признаков наложенных структурно-метаморфических преобразований, дискордантность к главным картируемым структурам и метаморфическим изоградам. Такие гранитоиды, как отмечалось, могут относиться как к орогенным (постколлизионным), так и к внутриплитным анорогенным комплексам [27]. Их идентификация по геохимическим критериям, как правило, не дает однозначного результата, тем более что поля постколлизионных и внутриплитных гранитоидов частично перекрываются [18]. По К. Конди [28], главное различие между ан- и посторогенными гранитами заключается в том, что последние следуют за орогеническими событиями менее чем через 100 млн лет, а в большинстве случаев меньше чем через 50 млн лет, но такое разделение достаточно условно.

Для того чтобы оценить, насколько оторвано становление данных интрузивных комплексов от предполагаемых коллизионных процессов, необходимо привлечь косвенные данные о времени проявления регионального метаморфизма и сопряженной с ним складчатости и становления синметаморфических гранитоидов в краевых выступах фундамента Сибирской платформы. В кристаллических образованиях Ангаро-Канского выступа возраст гранулитового метаморфизма, который связывается с коллизионными процессами, определен (U-Pb метод по цирконам)  $1900 \pm 10$  млн лет [29, 30]. Возраст наложенного (повторного) метаморфизма гранулитовой фации и складчатости, определяющей структуру Шарыжалгайского блока Присаянского краевого выступа, определен U-Pb методом по цирконам из синметаморфических чарнокитоидов  $1950 \pm 50$  млн лет [31]. Следует подчеркнуть, что данные о Nd-модельном возрасте (2,4—2,5 млрд лет) гранатовых гнейсов шарыжалгайского комплекса [32] свидетельствуют о возможном присутствии толщ раннего протерозоя в его составе, в то же время оценки возраста раннего гранулитового метаморфизма и эндербитов (2,5—2,7 млрд лет), локализованных в других толщах, дают все основания относить последние к архею [31]. Эти данные позволяют сделать вывод о гетерогенности разреза шарыжалгайского





комплекса, связанной со становлением коллизионной зоны в интервале 1,9—2,0 млрд лет. Оценка времени коллизионного события —  $1965 \pm 4$  млн лет дана по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в цирконах гранатовых гнейсов шарыжалгайской серии [32] и не может с указанной точностью датировать реальный геологический процесс. Более поздние термальные события, которые, в частности, фиксируются возрастом по монациту  $1862 \pm 4$  млн лет [32], совпадают с полученными датировками постскладчатых гранитоидов. Если учесть, что температура закрытия U-Pb системы в монаците определяется в интервале 700—750 °C [33], то это термальное событие было достаточно интенсивным, однако структурное положение исследованных гранитоидов свидетельствует о том, что их становление, по-видимому, соотносится с этапом воздымания и растяжения блоков фундамента Присаянского краевого выступа. Здесь следует подчеркнуть, что гранитоиды, локализованные в зонах сочленения геоблоков, массивные и не несут признаков наложенных деформаций.

Таким образом, временной разрыв между формированием гипотетической коллизионной зоны Канско-Присаянской раннедокембрийской подвижной области и внедрением гранитоидов саянского и шумихинского, а также приморского комплексов можно оценить весьма приблизительно в интервале от первых десятков до (максимум) 100 млн лет, что может характеризовать как постколлизионные, так и анорогенные гранитоидные комплексы, но в любом случае не синколлизионные, или связанные с субдукционной обстановкой в активной континентальной окраине [11, 12]. Развитие собственно активной континентальной окраины, по-видимому, фиксируют гранитоиды чуйского комплекса с возрастом (U-Pb метод по цирконам) 2,02—2,06 млрд лет [34]. Проявление подобной интенсивной эндогенной активности в раннем протерозое (дейтерозое) на рубеже около 1,9 млрд лет Ч. Б. Борукаев [35, 36] связывал с объединением крупных сиалических масс — образованием суперконтинентов. Эта точка зрения нашла подтверждение и при более поздних исследованиях. С этих позиций гранитоиды саянского и шумихинского, а также приморского и, возможно, таракского комплексов в общем ряду гранитоидов этого возрастного интервала (1,8—1,9 млрд лет), широко развитых в выступах фундаментов древних платформ, могут рассматриваться как интрузивные образования, внедрение которых происходило вслед за коллизионными процессами, обусловившими становление раннепротерозойского суперконтинента в интервале 1,9—2,0 млрд лет [12, 37, 38]. При этом, с одной стороны, возникновение расплавов могло происходить на фоне релаксации напряжений сжатия и формирования зон растяжения в тыловых частях коллизионной зоны [39], с другой — можно предполагать анорогенную природу исследованных нами интрузивных гранитоидных комплексов, что предполагается для близкого по возрасту Аkitканского вулканического пояса [34, 40]. Результаты проведенных исследований в совокупности с другими данными, хотя и имеют двоякую интерпретацию, но позволяют сделать еще один вывод. Как отмечалось, отсутствие наложенных структурно-метаморфических преобразований на гранитоиды саянского и шумихинского комплексов Присаянского краевого выступа показывает, что после их внедрения в раннем протерозое кристаллические породы входящих в его состав геоблоков не вовлекались в региональные процессы метаморфизма и складчатости. Вместе с тем в складчатом обрамлении, непосредственно на контакте с Шарыжалгайским геоблоком, формирование кристаллических комплексов (в том числе и уровня гранулитовой фации) связано с раннекаледонским тектогенезом [41—44]. При этом раннепалеозойский метаморфизм этих комплексов уже традиционно связывается с раннекаледонской коллизией толщ обрамления с южным выступом Сибирского кратона, играющего роль некоего упора, обеспечивающего высокую степень сжатия и соответственно метаморфизма. Однако никаких признаков этого события в породах краевых выступов фундамента Сибирской платформы непосредственно за зоной Главного Саянского разлома не устанавливается. По нашим представлениям, в этом варианте можно было бы ожидать масштабного проявления каледонского гранитоидного магматизма и в какой-то мере переработки раннепротерозойских гранитоидов. Кроме того, проявление высокотемпературного метаморфизма на рубеже кембрия и ордовика устанавливается в структурах обрамления, значительно отстоящих от зоны сочленения Сибирского кратона с Центрально-Азиатским складчатым поясом [45]. Исходя из этого, можно полагать, что сочленение Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы с метаморфическими комплексами раннекаледонского обрамления происходило после завершения метаморфизма, проявленного здесь в раннем ордовике, и связано с развитием сдвиговой зоны Главного Саянского разлома, по которой приведены в контакт кристаллические образования Центрально-Азиатского складчатого пояса и Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. В то же время близкие по возрасту гранитоиды приморского комплекса Западного Прибайкалья вовлекаются в интенсивные деформации, которые, по-видимому, можно связывать со становлением раннекаледонской коллизионной зоны [46]. Таким образом, вероятно предположение о различной тектонической природе и времени формирования зон сочленения Сибирской платформы и структур складчатого обрамления, что может быть связано с принадлежностью рассматриваемых комплексов к различным террейнам [11].



В настоящее время, по-видимому, нельзя исключать, что среди посткинематических гранитоидов, рассматриваемых в составе саянского и шумихинского комплексов, возможно выделение как более поздних, так и более ранних интрузивных образований. К последним, в частности, могут быть отнесены субавтохтонные ультраметагенные гранитоиды, приуроченные к зонам мигматизации [5]. Однако полученные возрастные данные фиксируют в интервале 1,85—1,89 млн лет стадию кратонизации и переход к платформенному режиму в пределах юго-западной части Сибирского кратона. Полученные и ранее опубликованные оценки возраста фиксируют один из главных рубежей в геологическом развитии континентальной земной коры в раннем докембрии, следующий непосредственно после глобальной тектонометаморфической переработки архейских комплексов и формирования главных картируемых структур, определяющих внутреннее строение фундамента древних кратонов [34]. Следует также отметить, что массивы близких по возрасту посткинематических гранитоидов таракского, саянского, шумихинского, приморского и ирельского комплексов трассируют современную границу Сибирской платформы. При этом отсутствуют свидетельства, что гранитоиды этого типа развиты вдоль выделяемых под платформенным чехлом тектонических границ, рассматриваемых как реликты сутурных швов, оставшихся на месте раннепротерозойских коллизионных зон [12]. Исходя из этого представляется более вероятным, что исследованные нами гранитоидные комплексы и их возрастные аналоги, а также вулканоплутонические образования Аkitканского пояса определяют не образование раннепротерозойского суперконтинента на рубеже 1,85—1,88 млрд лет, а стадию его растяжения, не приводившую к распаду и новообразованию океанической коры. Сформированная зона растяжения в дальнейшем, при распаде суперконтинента в позднем рифее, по-видимому, и наметила положение границы Сибирского кратона и Палеоазиатского океана [47]. Для определения времени проявления собственно коллизионного процесса необходимо датировать синкинематические гранитоиды, развитые в пределах Шарыжалгайского блока, что является задачей наших ближайших исследований.

Авторы приносят свою искреннюю благодарность А. М. Ларину и В. В. Ярмолуку за конструктивные замечания, сделанные ими при подготовке рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-65337, 00-05-64701, 99-05-65643, 00-05-64216, 99-05-64892 и 00-15-98576).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Докембрийская геология СССР. Л., Наука, 1988, 442 с.
2. Геология СССР. Т. XVII. Иркутская область. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1962, 514 с.
3. Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., Наука, 1970, 179 с.
4. Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000 / Ред. Г. Я. Абрамович, Г. Л. Митрофанов, Г. В. Поляков, П. М. Хренов. Иркутск, ВостСибНИИГГиМС, 1988.
5. Неметаллические полезные ископаемые СССР. М., Недра, 1984, 405 с.
6. Брынцев В. В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяянья. Новосибирск, Наука, 1994, 183 с.
7. Левицкий В. И., Павлова Л. А., Сандиминова Г. П. Рапакивиподобные гранитоиды Юго-Восточного Присяянья // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации (Тез. Всероссийского совещ., Сыктывкар, Республика Коми, 21—23 мая 1997). Сыктывкар, Ин-т геологии Коми НЦ УрОРАН, 1997, с. 124—125.
8. Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., Недра, 1973, 350 с.
9. Бибилова Е. В., Кориковский С. П., Сезько А. И., Федоровский В. С. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода // Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 462—466.
10. Бухаров А. А., Халилов В. А., Страхова Т. М., Черников В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика, 1992, № 12, с. 29—39.
11. Петрова З. И., Макрыгина В. А., Антипин В. С. Петролого-геохимическая корреляция гранитов рапакиви и кислых вулканитов в южном обрамлении Сибирской платформы // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 291—311.
12. Rosen O. M., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution / Ed. K. C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.



13. Сизых А. И. Эволюция метаморфизма в докембрии Бирюсинского и Урикско-Туманшетского поясов // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, Наука, 1982, с. 73—82.
14. Сезько А. И. Основные этапы формирования континентальной коры Присяянья // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Новосибирск, Наука, 1988, с. 7—41.
15. Бибикина Е. В., Хильтова В. Я., Грачева Т. В., Макаров В. А. Возраст зеленокаменных поясов Присяянья // Докл. АН СССР, 1982, т. 270, № 5, с. 1171—1174.
16. Лобачевский И. В., Мельников А. И. Структура фундамента Ангаро-Окинского Присяянья по геолого-геофизическим данным // Сов. геология, 1985, № 5, с. 36—45.
17. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, Part 4, p. 956—983.
18. Pearce J. A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*, 1996, v. 19, № 4, p. 120—125.
19. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.
20. Шемякин В. М. Петрология чарнокитоидов раннего докембрия. Л., Наука, 1988, 232 с.
21. Krogh T. E. A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.
22. 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.
23. Ludwig K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542, 1991, 35 p.
24. Ludwig K. R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-557, 1991, 64 p.
25. Steiger R. H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.
26. Mattinson J. M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 117—129.
27. Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 605—626.
28. Condie C. K. Precambrian granulites and anorogenic granites: are they related? // *Prec. Res.*, 1991, v. 51, p. 161—172.
29. Бибикина Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Ножкин А. Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1993, т. 1, № 1, с. 35—40.
30. Ножкин А. Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 11, с. 1524—1544.
31. Бибикина Е. В., Кирилова Т. И., Макаров В. А. Возрастные рубежи в эволюции шарыжалгайского комплекса Прибайкалья (U-Pb система цирконов) // *Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления*. Л., Наука, 1990, с. 162—170.
32. Aftalion M., Bibikova E. V., Boves D. R. et al. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite — USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *J. Geol.*, 1991, v. 99, p. 851—862.
33. Copeland P., Parrish R. R., Harrison T. M. Identification of inherited Pb in monazite and its implication for U-Pb systematic // *Nature*, 1988, v. 333, p. 760—763.
34. Неймарк Л. А., Ларин А. М., Немчин А. А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // *Петрология*, 1998, т. 6, № 4, с. 139—164.
35. Борукаев Ч. Б. Типы и эволюция докембрийских структур: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ АН СССР, 1983, 32 с.
36. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск, Наука, 1985, 190 с.
37. Rogers J. J. W. A history of continents in the past three billion years // *J. Geol.*, 1996, v. 104, p. 91—107.
38. Condie C. K. Continental Growth During Formation of Rodinia at 1,35—0,9 Ga // *Gondwana Res.*, 2001, v. 4, № 1, p. 5—16.
39. Mints M. V., Rundkvist D. V., Larin A. M. et al. Early Precambrian Geodynamics and Metallogeny // *Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implication for Applied Geology*. Moscow, 2000, p. 105—192.
40. Гусев Г. С., Песков А. И. Протерозойские трахиандезиты и базиты Аkitканского хребта Северного Прибайкалья: геохимия и тектоническая природа // *Геотектоника*, 1992, № 4, с. 75—86.



41. Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Резницкий Л. З. и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Юж. Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 390—393.
42. Salnikova E. B., Sergeev S. A., Kotov A. B. et al. Dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia // Gondwana Res., 1998, v. 1, № 2, p. 195—205.
43. Резницкий Л. З., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 2000, т. 8, № 1, с. 74—86.
44. Донская Т. В., Склярлов Е. В., Гладкочуб Д. П. и др. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 7, с. 1075—1079.
45. Козаков И. К., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd изотопно-геохимические данные // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. I. М., ГЕОС, 1999, с. 306—308.
46. Федоровский В. Ф., Владимиров А. Г., Хаин Е. В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.
47. Склярлов Е. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона — индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2000, № 6, с. 59—75.
48. Постельников Е. С., Мусейбов Е. С. Строение фундамента байкалид юго-западной окраины Сибирской платформы // Геотектоника, 1992, № 6, с. 37—51.
49. Turekian K., Wedepohl K. Distribution of the elements in some major units of the Earth crust // Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 72, № 2, p. 175—191.