

ИСТОЧНИКИ МАГМ И ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

**А.А. Цыганков, Д.И. Матуков*, Н.Г. Бережная*, А.Н. Ларионов*,
В.Ф. Посохов, Б.Ц. Цыренов, А.А. Хромов, С.А. Сергеев***

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

** Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ЦНИИ ВСЕГЕИ),
199106, Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия*

Проведено петрогеохимическое и геохронологическое изучение основных разновидностей гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВБ) и гранитов зазинского комплекса, широко распространенных в Западном Забайкалье. U-Pb (SHRIMP-II) и Rb-Sr методами установлен возраст автохтонных гнейсогранитов Зеленогривского массива (325.3 ± 2.8 млн лет), кварцевых сиенитов Хангинтуйского плутона (302.3 ± 3.7 млн лет) и прорывающих его лейкогранитов зазинского комплекса (294.4 ± 1 млн лет), монзонитов Хасуртинского и кварцевых монзонитов Романовского массивов (283.7 ± 5.3 и 278.5 ± 2.4 млн лет соответственно). На основании обобщения U-Pb и Rb-Sr геохронологических данных показано, что позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья проходил в два этапа: ранний (340—320 млн лет), когда формировались преимущественно умеренно кислые граниты баргузинского комплекса, включая автохтонные разновидности, и поздний (310—270 млн лет), с которым связано образование основного объема гранитоидов АВБ. Сделан вывод, что формирование коровых пералюминиевых гранитов раннего этапа было связано с коллизионной геодинамической обстановкой. Поздний (главный) этап магматизма протекал в условиях посторогенного растяжения и сопровождался образованием нескольких геохимических типов гранитоидов: 1) умеренно кислые, типично интрузивные граниты баргузинского комплекса, аналогичные первому этапу, 2) гранитоиды повышенной основности (монзонитоиды, кварцевые сиениты), выделявшиеся ранее в качестве раннего этапа становления АВБ, 3) лейкократовые умереннощелочные (пералюминиевые) граниты зазинского интрузивного комплекса, 4) некоторые интрузивы щелочных гранитов и сиенитов, сопровождающиеся щелочными базитами. Показано, что многообразие гранитоидов, сформировавшихся в течение позднего этапа магматизма, определялось гетерогенностью коровых протолитов и различным участием мантийных магм в их образовании.

Гранитоиды, геохронология, поздний палеозой, коровые протолиты, Ангаро-Витимский батолит, Западное-Забайкалье.

LATE PALEOZOIC GRANITOIDS OF WESTERN TRANSBAIKALIA: MAGMA SOURCES AND STAGES OF FORMATION

**A.A. Tsygankov, D.I. Matukov, N.G. Berezhnaya, A.N. Larionov,
V.F. Posokhov, B.Ts. Tsyrenov, A.A. Chromov, and S.A. Sergeev**

Geochemical and geochronological studies of the main types of granitoids of the Angara-Vitim batholith (AVB) and granites of the Zaza complex in western Transbaikalia were carried out. U-Pb (SHRIMP-II) and Rb-Sr dating yielded the age of autochthonous gneiss-granites of the Zelenaya Griva massif (325.3 ± 2.8 Ma), quartz syenites of the Khangintui pluton (302.3 ± 3.7 Ma) and leucogranites of the Zaza complex (294.4 ± 1 Ma) intruding it, monzonites of the Khasurta massif (283.7 ± 5.3 Ma), and quartz monzonites of the Romanovka massif (278.5 ± 2.4 Ma). The U-Pb and Rb-Sr dates show that the Late Paleozoic magmatism in western Transbaikalia proceeded in two stages: (1) 340–320 Ma, when predominantly mesocratic granites of the Barguzin complex, including autochthonous ones, formed, and (2) 310–270 Ma, when most AVB granitoids formed. We suggest that at the early stage, crustal peraluminous granites formed in collision geodynamic setting. At the late (main) stage, magmatism occurred in postorogenic-extension setting and was accompanied by the formation of several geochemical types of granitoids: (1) typical intrusive mesocratic granites of the Barguzin complex, similar to those produced at the first stage; (2) melanocratic granitoids (monzonitoids, quartz syenites), which were earlier dated to the early stage of the AVB evolution; (3) leucocratic medium-alkali (peraluminous) granites of the Zaza intrusive complex; and (4) some alkali-granite and syenite intrusions accompanied by alkaline mafic rocks. The diversity of granitoids that formed at the late stage of magmatism was due to the heterogeneous composition of crust protoliths and different degrees of mantle-magma participation in their formation.

Granitoids, geochronology, Late Paleozoic, crust protoliths, Angara-Vitim batholith, western Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Формирование гигантского Ангаро-Витимского батолита (АВБ) Западного Забайкалья явилось одним из важнейших магматических событий позднепалеозойской истории развития Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вместе с тем, несмотря на более чем сорокалетнюю историю изучения гранитоидов батолита (ареал-плутона), многие вопросы, связанные с условиями и последовательностью формирования слагающих его пород, все еще недостаточно ясны.

К настоящему времени получены убедительные доказательства позднепалеозойского (карбон) возраста гранитоидов батолита (табл. 1), первоначально считавшихся позднепротерозойскими [Салоп, 1967],

Таблица 1. U-Pb и Rb-Sr геохронологические данные по позднепалеозойским гранитонам Западного Забайкалья

№ п/п	Порода	Район опробования	Изотопная система	Возраст, млн лет	Литературный источник
1	2	3	4	5	6
<i>Баргузинский комплекс</i>					
1	Мелкозернистые лейкограниты	Верховья р. Баргузин	U-Pb	от 272 ± 4 до 314 ± 8	[Неймарк и др., 1993]
2	Пегматиты	Левобережье р. Баргузин (реки Джирга, Ковыли)	Rb-Sr	326 ± 27	[Шергина и др., 1981]
3	Гнейсовидные порфирированные гранодиориты	Западная часть батолита (левобережье р. Турка)	U-Pb	290 ± 3	[Будников и др., 1995]
4	Среднезернистые порфирированные гранодиориты	Западная часть батолита (бассейн р. Турка)	»	289.2 ± 1	[Ярмолюк и др., 1997a]
5	Биотитовые гнейсовидные граниты	Восточная часть батолита (бассейн р. Бол. Амалат)	»	281 ± 3 296 ± 2	[Рыцк и др., 2002]
6	Массивные биотитовые граниты	Долина р. Витим (район устья р. Бугунда)	»	288 ± 29	»
7	Крупнозернистые и среднезернистые граниты	Северная часть батолита (район Северомуйского туннеля)	»	278; 339; 326; 333	[Бухаров и др., 1992]
8	Амфибол-биотитовые монцониты	Юго-западная часть батолита, междуречье Курба—Уда (Хасуртинский массив)	»	283.7 ± 5.3	Авторские данные
9	Порфирированные кварцевые сиениты	Юго-западная часть батолита, правобережье среднего течения р. Курба (Хангинтуйский массив)	»	302.3 ± 3.7	»
10	Автохтонные биотитовые гнейсограниты	Юго-западная часть батолита, правобережье р. Ангыр (Игандинский), (Зеленогривский массив)	»	325.3 ± 2.8	»
11	Кварцевые монцониты	Центральная часть батолита, р. Витим, пос. Романовка (Романовский массив)	»	278.5 ± 2.4	»
<i>Конкудеро-Мамаканский комплекс</i>					
12	Среднезернистые биотитовые граниты	Северная часть батолита	»	272	[Бухаров и др., 1992]
13	Биотитовые граниты	»	»	301	»
14	Граносиениты	»	»	325	»
15	Крупнозернистые биотитовые граниты	»	»	313	»
16	Биотитовые граниты — лейкограниты	»	»	285; 282; 292	»
<i>Витимканский комплекс</i>					
17	Порфирированные биотитовые граниты	Верх. Витим (Огаринский, Меректинский, Усойский, Карский массивы)	Rb-Sr	339 ± 23	[Мурина и др., 1978]
18	Среднезернистые кварцевые монцониты	Юго-западная часть батолита (бассейн р. Голондокон)	U-Pb	291.7 ± 1	[Ярмолюк и др., 1997a]
<i>Мамско-Оронский комплекс</i>					
19	Граниты Пегматиты	Северная часть батолита (правобережье р. Витим)	»	354 ± 12 322 ± 5	[Неймарк и др., 1990]
<i>Чивыркуйский комплекс</i>					
20	Крупнопорфирированные кварцевые монцониты	Западная часть батолита, бассейн р. Нестериха (Чивыркуйский массив)	U-Pb	298 ± 8	[Козубова и др., 1980]

1	2	3	4	5	6
21	Диориты	Северо-западная часть батолита, верховья р. Богодикта (Чивыркуйский массив)	»	301 ± 2	[Неймарк и др., 1993]
<i>Зазинский комплекс</i>					
22	Кварцевые сиениты, субщелочные граниты	Юго-западная часть батолита, бассейн р. Джида (Улекчинский массив)	Rb-Sr	298 ± 12	[Литвиновский и др., 1999]
23	»	Юго-западная часть батолита, р. Селенга в районе г. Улан-Удэ (Шалутинский массив)	»	288 ± 8	»
24	Субщелочные лейкограниты	Центральная часть батолита, бассейн р. Бол. Амалат (Байсинский массив)	»	323 ± 24	»
25	Субщелочные граниты	Юго-западная часть батолита, слияние рек Ангыр и Курба (Ангырский массив)	U-Pb	303.4 ± 7.3	[Ярмолюк и др., 1997a]
26	Рассланцованные субщелочные граниты	Юго-западная часть батолита, нижнее течение р. Итанца	»	286 ± 1.1	»
27	Лейкократовые граниты	Центральная часть батолита, верховья р. Кыджимит (Кыджимитский массив)	Rb-Sr	287 ± 1	[Мурина и др., 1980]
28	Граниты	»	»	302 ± 15	[Козубова и др., 1977]
29	Биотитовые лейкограниты	Юго-западная часть батолита, правобережье среднего течения р. Курба (северная часть Хангинтуйского массива)	U-Pb	294.4 ± 1	Авторские данные
<i>Куналейский, кудунский комплексы</i>					
30	Сиениты, кварцевые сиениты, щелочные граниты	Юго-западная часть батолита, правобережье р. Селенга (Брянский вулканоплутонический комплекс)	Rb-Sr U-Pb	287—279	[Ярмолюк и др., 2001; Litvinovsky et al., 2002]
31	Сиениты, щелочно-полевошпатовые сиениты, щелочные граниты	Юго-западная часть батолита, правобережье рек Уда—Она в районе их слияния (Хоринский вулканоплутонический комплекс)	Rb-Sr U-Pb	285—270	[Reichow et al., 2003; Shadaev et al., 2004; Посохов и др., 2005]

а затем раннепалеозойскими [Литвиновский и др., 1992]. Более того, выяснилось [Ярмолюк и др., 1997a; Литвиновский и др., 1999; Litvinovsky et al., 2002], что многие типы гранитов, выделявшихся в качестве разновозрастных комплексов, формировались примерно в одно и то же время, в интервале 320—290 млн лет. Суммарная площадь гранитоидов, образовавшихся в этот период, составляет не менее 150 тыс. км². В качестве наиболее вероятной причины столь масштабного гранитообразования рассматривается мантийный плюм, инициировавший щелочно-базитовый магматизм, тепловое и вещественное [Ярмолюк и др., 1997a; 1997b; Литвиновский и др., 1992; Антипин и др., 2006] воздействие которого на нижние горизонты литосферы привело к масштабному анатексису и формированию кислых расплавов.

Вместе с тем за рамками обсуждения остался вопрос о причинах и факторах, определивших значительное разнообразие гранитоидов, сформировавшихся в течение указанного временного интервала под влиянием единого энергетического источника — мантийного плюма. Очевидно, что значительная доля этого разнообразия определяется различием физико-химических условий кристаллизации магм, характером их взаимодействия с вмещающей средой, процессами смешения контрастных по составу магм, наконец — разным уровнем эрозионного среза магматических тел. Однако эти „внутренние“ факторы вряд ли могут обеспечить субсинхронное образование геохимически и петрографически разных ассоциаций пород, слагающих соседние массивы.

Исходя из этого, целью настоящей работы является уточнение хронологии магматических процессов, протекавших в позднем палеозое в Западном Забайкалье, а также выяснение факторов, обусловивших широкие вариации состава силикатных пород, сформировавшихся в это время. Работа основана на полученных в последние годы геохимических данных и новых результатах U-Pb и Rb-Sr датирования нескольких разновидностей гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс), а также интрузивных их лейкогранитов зазинского комплекса, широко распространенных в Западном Забайкалье.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Не менее 80 % территории Западного Забайкалья занято разнообразными гранитоидами. Среди них наибольшая доля (более 130 тыс. км²) принадлежит Ангаро-Витимскому батолиту (рис. 1), в составе которого Б.А. Литвиновский с соавторами [1992] выделяют гранитоиды повышенной основности (монцитониты, кварцевые сиениты), составляющие порядка 10 % площади батолита (ранний этап формирования) и умеренно кислые граниты позднего (главного) этапа, среди которых преобладают аллохтонные

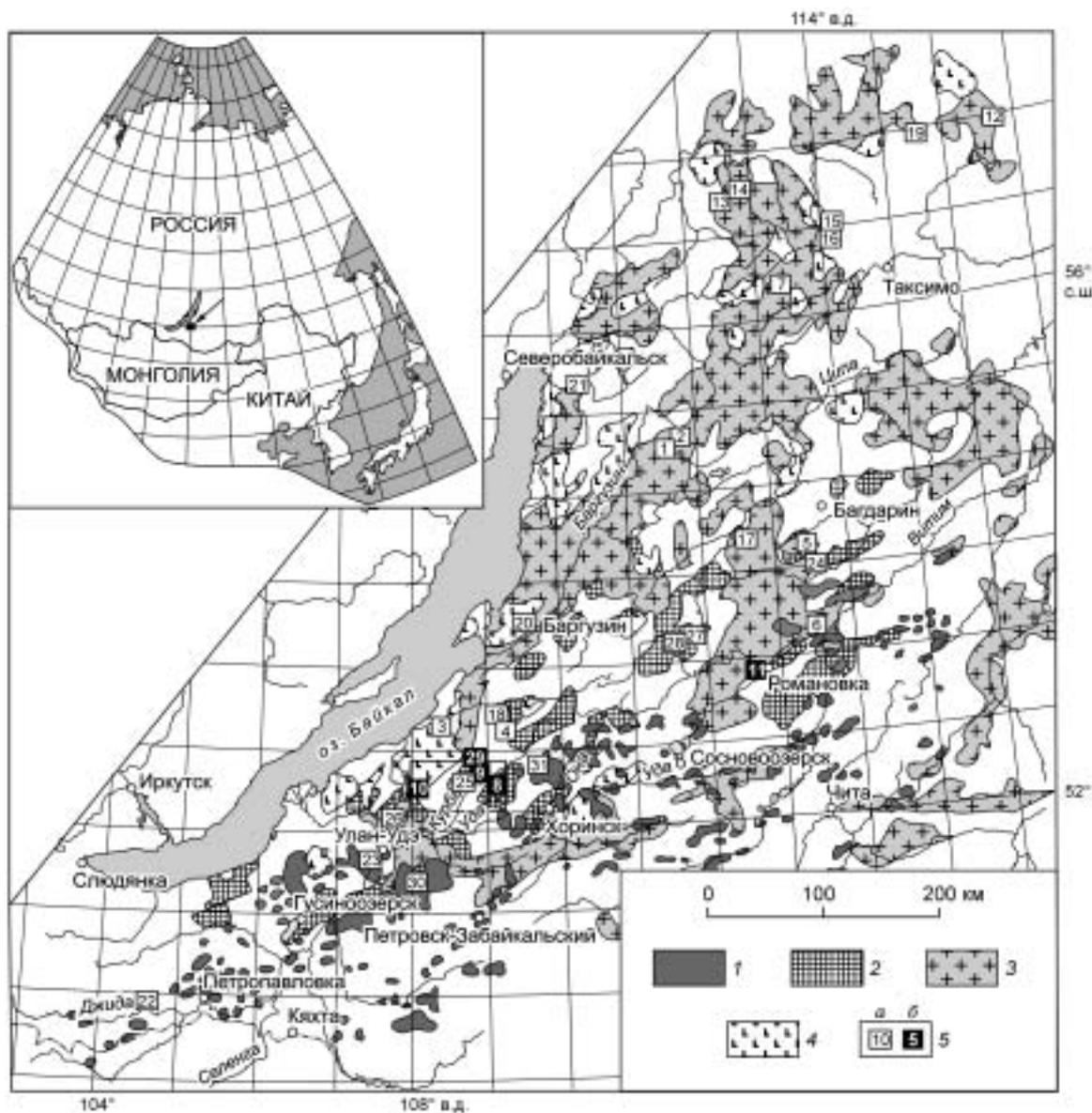


Рис. 1. Схема расположения позднепалеозойских и раннемезозойских гранитоидов в Западном Забайкалье. Составлена на основе [Карта магматических формаций..., 1989].

1 — щелочные и металуминовые граниты А-типа центральной части Монголо-Забайкальского пояса; 2 — гранитоиды зазинского интрузивного комплекса (без разделения); Ангаро-Витимский батолит — баргузинский комплекс: 3 — II фаза — умеренно кислые биотитовые граниты, включая авто- и аллохтонные фации; 4 — I фаза — гранитоиды повышенной основности (монцитоны, кварцевые монцитоны, кварцевые сиениты); 5 — места отбора проб для геохронологических исследований: а — литературные данные, б — для данной статьи. Номера точек опробования соответствуют порядковым номерам табл. 1.

разновидности, при относительно подчиненной роли автохтонных гнейсогранитов. Гранитоиды батолита прорывают глубокометаморфизованные образования докембрийских блоков, ранне- и среднепалеозойские [Руженцев и др., 2005; Минаева, 2003] терригенно-карбонатные толщи окраинно-континентального типа, вулканогенные и плутонические образования рифейской [Антипин и др., 2006; Цыганков, 2005] и раннепалеозойской [Гордиенко, 2006; Parfenov et al., 1995] островных дуг. Все это свидетельствует о крайней гетерогенности фундамента, на котором развивался позднепалеозойский и мезозойский магматизм, в результате которого сформировалась одна из крупнейших в мире гранитоидная провинция.

Позднепалеозойские кварцевые сиениты и умеренно-щелочные лейкограниты Западного Забайкалья, прорывающие гранитоиды АВБ, объединяются в зазинский интрузивный комплекс, многочисленные массивы которого располагаются в пределах контуров Ангаро-Витимского батолита, тяготея к его центральной и южной частям (см. рис. 1). В этих же районах широко распространены мезозойские

щелочные и металлюминиевые граниты А-типа, составляющие центральную часть Монголо-Забайкальского щелочно-гранитоидного пояса [Занвилевич и др., 1985].

Наши исследования проводились на сравнительно небольшой площади (около 2 тыс. км²) в 140—150 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ (см. рис. 1). На рассматриваемой территории позднепалеозойский гранитоидный магматизм проявился в виде двух комплексов — баргузинского, типоморфного для АВБ, и более позднего зазинского [Рейф, 1976]. Формирование каждого из них происходило в несколько фаз. Баргузинский комплекс: I фаза — монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты; II фаза (главная) — биотитовые граниты автохтонной и аллохтонной фаций, крупнопорфировидные биотитовые граниты. Зазинский комплекс: I фаза — биотитовые лейкограниты, кварцевые сиениты; II фаза — биотитовые мелкозернистые граниты.

К наиболее поздним интрузивным образованиям рассматриваемого района относят, условно, мезозойские граносиениты, а также небольшие тела щелочных гранитов и сиенитов куналейского комплекса (см. рис. 3).

Нами изучен состав и установлен изотопный возраст монцонитов, кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов I фазы баргузинского комплекса (Хасуртинский, Романовский и Хангинтуйский массивы соответственно), автохтонных гнейсогранитов Зеленогривского плутона, принадлежащих ко II фазе баргузинского комплекса, а также лейкогранитов I фазы зазинского комплекса, интрузирующих кварцевые сиениты Хангинтуйского массива. Все перечисленные объекты располагаются на указанной выше площади, Романовский массив — на Витимском плоскогорье (см. рис. 1). Этот массив описан Б.А. Литвиновским с соавторами [1992] в качестве типоморфного представителя монцонитоидов раннего этапа формирования АВБ.

Хасуртинский массив (рис. 2), площадь в несколько сотен квадратных километров, расположен в междуречье Курба—Уда, сложен мелко-, среднезернистыми монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, биотит-роговообманковыми сиенитами и граносиенитами и прорван небольшими штоками и дайками мелкозернистых лейкогранитов. Основные петрографические разновидности пород массива слагают дугообразные полосы шириной до нескольких километров, на которые в восточной части плутона накладывается полосчатость более мелкого масштаба (десятки, первые сотни метров в поперечнике), выражающаяся в чередовании полос монцонитового и кварц-сиенитового составов. Центральные части плутона сложены однородными среднезернистыми кварцевыми сиенитами и граносиенитами. На основании петрографических наблюдений и данных силикатного анализа, породы массива могут быть разделены на три группы, имеющие между собой постепенные переходы: 1) монцониты, варьирующие от монцодиоритов до кварцевых монцонитов и монцосиенитов; 2) сиениты; 3) кварцевые сиениты — граносиениты. Преобладают монцониты и сиениты, тогда как более кислые разновидности распространены относительно ограниченно. Все выделенные разновидности представляют собой мелко-, среднезернистые слабопорфировидные породы, сложенные плагиоклазом, пертитовым К-Na полевым шпатом, Amph, Сpx, Bt и Qtz (индексы минералов по [Kretz, 1983]) в различных пропорциях, с характерной монцонитовой или гранитовой (в наиболее кислых разновидностях) микроструктурой.

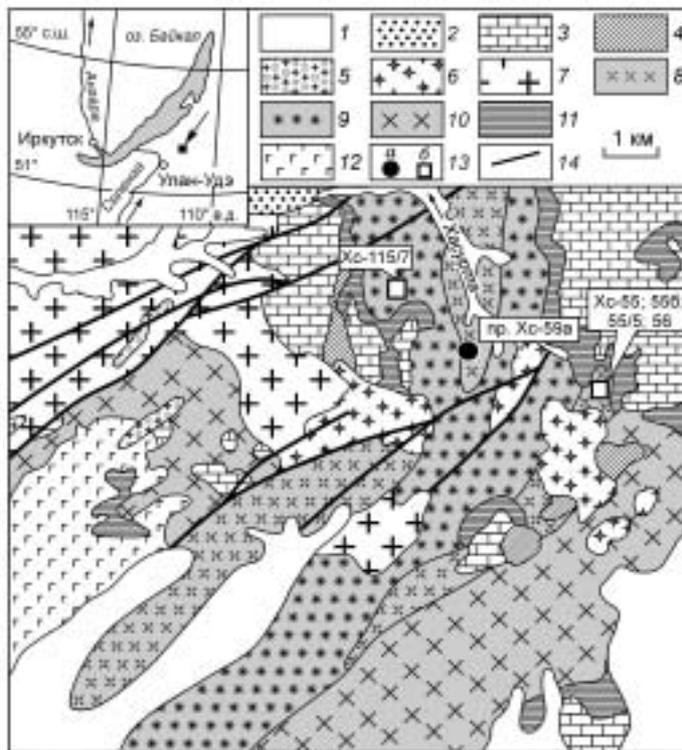


Рис. 2. Схема геологического строения Хасуртинского кварц-сиенит-монцонитового массива, по данным [Рейф, 1976].

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые конгломераты, гравелиты, песчаники; 3, 4 — кембрийские: 3 — известняки, доломиты, 4 — известково-силикатные сланцы; зазинский комплекс: 5 — крупносреднезернистые биотитовые лейкограниты I фазы, 6 — мелкозернистые биотитовые граниты II фазы; баргузинский комплекс: 7 — биотитовые граниты II фазы; 8—11 — породы Хасуртинского массива (I фаза баргузинского комплекса): 8 — мелкозернистые и 9 — крупнозернистые монцодиориты, монцониты и кварцевые монцониты, 10 — биотит-роговообманковые сиениты, субщелочные граниты; 11 — эндоконтактные пироксеновые сиениты; 12 — габброиды; 13 — места отбора и номера геохронологических проб: а — для U-Pb, б — Rb-Sr изотопных исследований; 14 — разрывные нарушения.

Таблица 2. Химический состав гранитоидов, использованных для изотопно-геохронологических исследований

Компонент	Хасуртинский массив						Хангинтуйский массив				
	Монцониты				Сиениты		Порфиroidные кварцевые сиениты				
	Хс-59а	Хс-55	Хс-556	Хс-115/7	Хс-55/5	Хс-56	Хн-62а	Хн-62/6	Хн-63	Хн-63/5	Хн-118/2
SiO ₂ , мас. %	56.90	56.90	56.20	54.20	62.40	62.00	68.00	65.70	65.00	65.20	67.80
TiO ₂	1.03	0.84	0.87	0.96	0.52	0.52	0.48	0.86	0.76	0.81	0.57
Al ₂ O ₃	17.90	18.50	19.30	19.11	18.80	19.00	15.70	15.50	15.80	15.85	15.40
Fe ₂ O ₃	2.69	2.62	2.18	2.98	2.05	1.91	1.52	2.06	1.68	1.80	1.35
FeO	3.35	3.14	3.89	4.08	1.50	1.43	1.55	2.41	2.57	2.62	1.79
MnO	0.10	0.09	0.10	0.11	0.08	0.10	0.06	0.05	0.07	0.07	0.04
MgO	2.07	2.02	2.22	2.41	0.82	0.87	0.68	1.19	1.30	1.35	0.77
CaO	4.38	5.35	4.97	5.70	2.41	2.41	2.05	3.03	2.95	3.35	2.35
Na ₂ O	5.10	4.40	4.30	4.42	5.75	5.73	4.19	3.84	3.78	4.21	4.09
K ₂ O	4.61	3.74	3.84	3.60	4.80	5.51	4.97	3.76	5.41	3.29	4.60
P ₂ O ₅	0.48	0.47	0.37	0.42	0.18	0.19	0.16	0.30	0.23	0.31	0.22
П.п.п.	0.95	1.22	0.87	2.25	0.47	0.50	0.77	1.04	0.68	1.18	0.52
Сумма	99.56	99.29	99.11	100.24	99.78	100.17	100.13	99.74	100.23	100.04	99.50
Ba, г/т	770	1420	1460	1960	2030	1940	960	740	610	630	1090
Rb	98	94	98	53	59	55	214	204	240	168	175
Sr	953	1078	1039	766	579	585	572	710	695	790	825
Nb	9	15	20	3	9	6	12	23	13	24	16
Zr	170	260	300	100	390	370	140	260	130	250	190
Y	7	21	25	19	15	22	10	24	22	26	15
Компонент	Хангинтуйский массив				Зеленогневский массив					Романовский массив	Зазинский комплекс
	Порфиroidные кварцевые сиениты				Биотитовые гнейсограниты					Кварц. монцониты	Лейкограниты
	Хн-64	Хн-65	Хн-66	Хн-8/4	Зг-65/1	Зг-204	Зг-205	Зг-207	Зг-215	050-04	543/4
SiO ₂ , мас. %	65.40	67.50	67.30	61.10	72.60	70.60	70.90	74.00	78.20	63.10	74.10
TiO ₂	0.68	0.64	0.64	0.52	0.29	0.30	0.40	0.25	0.11	0.58	0.19
Al ₂ O ₃	16.30	15.80	16.00	18.40	14.45	14.90	14.80	13.40	10.90	18.30	13.60
Fe ₂ O ₃	1.72	1.50	1.56	1.84	0.66	0.68	0.94	0.65	0.84	1.79	0.75
FeO	2.28	2.01	2.17	2.43	1.18	1.10	1.18	0.89	0.95	1.73	0.59
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.08	0.03
MgO	1.19	0.98	0.91	0.83	0.45	0.42	0.50	0.25	0.09	1.15	0.28
CaO	3.26	2.88	2.64	2.35	1.64	1.66	1.66	0.64	0.50	3.03	0.83
Na ₂ O	3.73	3.32	3.86	3.89	3.72	3.84	3.75	3.15	2.40	5.10	3.50
K ₂ O	4.15	4.20	3.83	7.50	4.84	5.28	5.00	6.08	5.35	4.05	5.56
P ₂ O ₅	0.25	0.25	0.25	0.22	0.07	0.10	0.09	0.03	0.01	0.19	0.03
П.п.п.	0.66	0.71	0.59	0.67	0.41	0.62	0.51	0.42	0.67	0.69	0.49
Сумма	99.67	99.84	99.80	99.79	100.32	99.52	99.75	99.77	100.04	99.79	99.92
Ba, г/т	960	870	640	1190	870	900	750	620	40	2374	426
Rb	190	208	183	133	185	189	183	198	158	93	243
Sr	851	775	763	602	460	493	451	277	60	927	217
Nb	19	19	17	10	4	6	7	14	3	6	25
Zr	210	210	210	500	155	130	170	130	140	302	140
Y	19	18	12	19	11	9	7	26	6	13	17

Таблица 3. Rb-Sr данные для пород Хасуртинского, Хангинтуйского и Зеленогровского массивов

Номер		Порода	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
п/п	пробы		г/г			
<i>Хасуртинский массив</i>						
1	Хс-55б (вал)	Монцонит	98.07	1039.10	0.2729	0.70749
2	Хс-56 (вал)	Сиенит	54.76	584.80	0.2708	0.70766
3	Хс-59а (вал)	Монцонит	98.18	953.40	0.2979	0.70742
4	Хс-115/7 (вал)	Монцодиорит	53.49	766.40	0.2019	0.70688
5	Хс-59а Вt	Монцонит	498.90	26.19	56.33	0.93318
6	Хс-55/5 (вал)	Сиенит	58.82	579.50	0.2935	0.7077
7	Хс-55 (вал)	Монцонит	94.19	1078.00	0.2529	0.70716
<i>Хангинтуйский массив</i>						
1	Хн-62а (вал)	Кварцевый сиенит	214.4	572.2	1.0840	0.71156
2	Хн-63	»	240.2	695.2	1.0000	0.71116
3	Хн-65	»	207.6	775.0	0.7751	0.7099
4	Хн-62/6	»	204.4	710.8	0.8323	0.71026
5	Хн-63/5	»	167.9	790.2	0.6146	0.7093
6	Хн-118/2	»	175.3	825.4	0.6146	0.70957
7	Хн-8/4	»	133.3	602.2	0.6404	0.70931
8	Хн-64	»	190.1	850.8	0.6465	0.70926
9	Хн-66	»	183.5	763.5	0.6955	0.70999
<i>Зеленогровский массив</i>						
1	Зг-204 (вал)	Биотитовый гнейсогранит	188.7	493.4	1.1070	0.71262
2	Зг-205	»	183.3	451.5	1.1750	0.71289
3	Зг-207	»	197.7	277.1	2.0660	0.71614
4	Зг-215	»	158.0	59.82	7.6670	0.74042

Примечание. Жирным шрифтом выделены пробы, использованные для U-Pb изотопных исследований (Zrn).

Для изотопно-геохронологических исследований в левом борту среднего течения р. Хасурта (левый приток р. Курба) отобрана проба Amph-Vt монцонитов (см. табл. 2, Хс-59а), сложенных Pl, пертитовым Kfs, содержащим многочисленные включения Pl (монцонитовая структура) и Vt. В подчиненном количестве присутствует магматическая роговая обманка, частично замещенная актинолитом, единичные зерна Crx и 1—2 об.% интерстициального кварца. Акцессорные минералы: Mgt, Ap, Ttn, Zrn. Кроме того, для Rb-Sr исследований отобрана серия проб монцонитов и сиенитов, химический и изотопный состав которых приведен в табл. 2 и 3 соответственно, места отбора показаны на рис. 2.

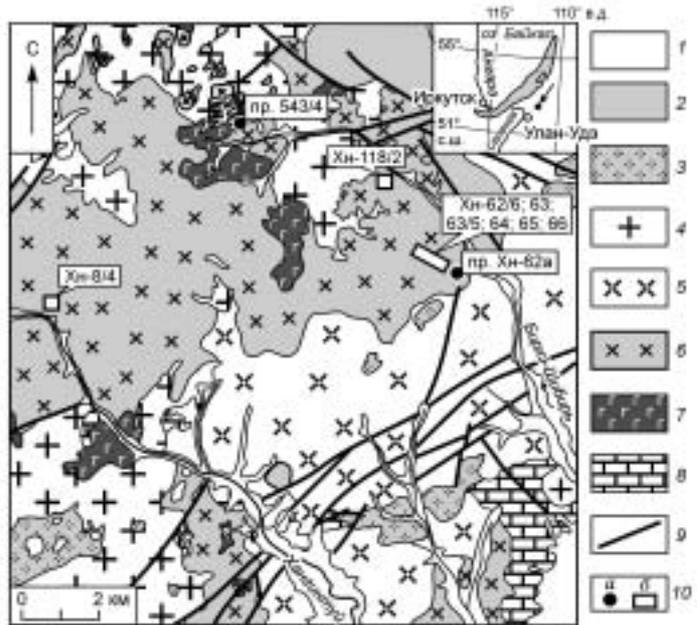
Хангинтуйский массив (рис. 3) расположен в правобережье среднего течения р. Курба. Большой частью массив сложен кварцевыми сиенитами, переходящими в субщелочные граниты или гранодиориты. В краевых частях породы массива насыщены разнообразными меланократовыми включениями. Сохранившиеся контакты с вмещающими Vt-кристаллосланцами сопровождаются зонами мигматизации, а среди пород массива широко распространены „гибридные“ разности, представленные монцодиоритами, сиенитами и щелочными сиенитами. Типоморфные разности кварцевых сиенитов представляют собой порфириовидные (Kfs) крупно-, среднезернистые массивные породы, сложенные Kfs, зональным Pl, Amph, Vt и Qtz. Акцессорные минералы: Mgt, Ap, Ttn, Zrn, встречаются единичные зерна ортита.

Геохронологическая проба порфириовидных крупнозернистых кварцевых сиенитов (см. табл. 2, Хн-62а) отобрана в краевой восточной части массива (см. рис. 3) в левом борту безымянного притока р. Бирхэ-Шибирь в 8 км от места ее впадения в р. Курба. Порфириовидные выделения Kfs достигают 1 см в длину и содержат многочисленные включения Pl. В основной массе плагиоклаз зональный, но зональность не резкая. Центральная часть таких кристаллов слабо серицитизирована и пелитизирована. Калиевый полевой шпат также слабо пелитизирован. Темноцветные минералы — Amph и Vt. Биотит образуется позже амфибола, иногда развивается по амфиболу. С ним ассоциирует Ttn, часто образующий крупные (до 1 мм) идиоморфные кристаллы, и магнетит. Другие акцессорные минералы представлены Ap и Zrn. Для Rb-Sr исследований дополнительно отобрана серия проб (см. рис. 3) кварцевых сиенитов с варьирующим соотношением полевых шпатов и темноцветных минералов. Их химический состав приведен в табл. 2, Rb-Sr изотопный состав в табл. 4.

Зеленогровский массив (рис. 4) представляет, как отмечалось, автохтонную фацию главной фазы баргузинского комплекса, расположен в междуречье Россыпная—Лапчаха (правые притоки р. Ангыр) и

Рис. 3. Схема геологического строения Хангинтуйского массива. Составлена на основе геологической карты м-ба 1:50 000, представленной Ф.Г. Рейфом.

1 — четвертичные отложения; 2 — среднезернистые щелочные граниты куналейского комплекса; *заянский комплекс*: мелкозернистые граниты II (3) и крупнозернистые лейкограниты I (4) фаз; *баргузинский комплекс*: 5 — гигантопорфировидные биотитовые граниты, 6 — порфировидные кварцевые сиениты (Хангинтуйский массив); 7 — габброиды; 8 — раннепалеозойские известняки и доломиты; 9 — разрывные нарушения; 10 — места отбора и номера геохронологических проб: а — для U-Pb, б — Rb-Sr изотопных исследований.



сложен среднезернистыми, часто порфировидными, гнейсовидными биотитовыми гранитами. Ориентировка гнейсовидности выдержана на всей площади массива и согласуется с элементами залегания вмещающих Сrx-Amph-Bt сланцев, ксенолиты (останцы)

которых встречаются в разных частях массива. В приконтактной зоне широко распространены строматитовые и венитовые мигматиты, а также послонные и секущие жилы лейкогранитов мощностью от первых сантиметров до десятков метров. В целом, контактовые зоны массива имеют характер „постепенного перехода“ [Рейф, 1976], что является типоморфной особенностью автохтонных гранитоидов.

Наиболее типичные разновидности пород имеют аллотриоморфно-зернистую структуру и характеризуются неравномерным распределением лейкократовых компонентов: в Bt-Qtz-Mc аллотриоморфно-зернистом агрегате наблюдаются скопления изометричных табличек плагиоклаза с биотитом. Гнейсовидность проявляется в плоскопараллельной ориентировке чешуек Bt, а также вытянутыми „лентовидными“ скоплениями Qtz. Порфировидные выделения представлены Pl (олигоклаз, андезин) и Kfs.

Вмещающие породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и представлены Qtz-Pl-Srx-(Amph, Bt) сланцами, в которых широко развиты „осветленные“ участки разнообразной формы, где на смену ассоциации пироксена с основным плагиоклазом приходят амфибол, биотит и кислый или

средний плагиоклаз. Одновременно увеличивается количество кварца, в результате чего порода приобретает лейкократовый облик, а ее состав сдвигается в сторону увеличения кремнекислотности и щелочности. В обнажениях можно проследить практически всю гамму переходных разностей от Сrx-Pl сланцев до гнейсогранитов, причем часто этот переход сопровождается образованием крупных (до 1 см) порфиробластов Kfs.

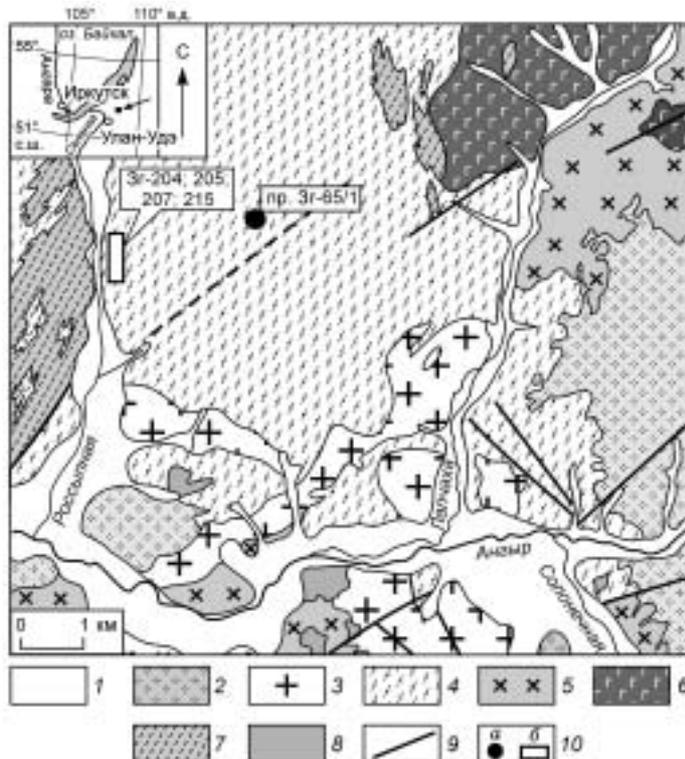


Рис. 4. Схема геологического строения Зеленогровского массива. Составлена на основе геологической карты м-ба 1:50 000, предоставленной Ф.Г. Рейфом.

1 — четвертичные отложения; *заянский интрузивный комплекс*: мелкозернистые граниты II (2) и крупнозернистые лейкограниты I (3) фазы; *баргузинский комплекс*: биотитовые гнейсограниты Зеленогровского массива (4), порфировидные кварцевые сиениты и гранодиориты (5); 6 — габброиды; 7 — амфибол-биотитовые и пироксеновые сланцы итанцинской свиты; 8 — metabasites (амфибол-хлоритовые породы); 9 — разрывные нарушения; 10 — места отбора и номера геохронологических проб: а — для U-Pb, б — Rb-Sr изотопных исследований.

Геохронологическая проба гнейсогранитов (см. табл. 2, Зг-65/1) отобрана в центральной, наиболее однородной части массива, на водоразделе рек Лапчаха—Россыпная (см. рис. 4). Проба Зг-65/1 представляет собой порфириовидный, слабогнейсовидный среднезернистый Bt гранит, сложенный Pl, Kfs, Qtz и Bt, с аллотриоморфно-зернистой микроструктурой. Акцессорные минералы: Mgt, Ap, Ttn, Zrn, ортит. Порфириовидные выделения представлены Pl (олигоклаз, андезин) и Kfs, содержащим включения мелких идиоморфных кристаллов зонального Pl. Среднезернистая основная масса состоит из плагиоклаза, отдельные зерна которого также зональны, и микроклина. Очень характерны мирмекиты. Биотит образует агрегаты пластинчатых чешуйчатых зерен, располагающихся в интерстициях салических минералов. Акцессорные минералы обычно ассоциируют с биотитом. Циркон в шлифах представлен двумя разновидностями: 1) мелкие идиоморфные кристаллики (сотые доли миллиметра) обычно в виде включений в апатите, плагиоклазе и кварце; 2) цирконы, включенные в биотит, имеющие большие размеры (десятые доли миллиметра) и оптически зональные.

Для Rb-Sr изотопных исследований отобрана серия проб в западной краевой части массива (см. рис. 4). По своему петрографическому и химическому составам (см. табл. 2) они соответствуют гранитоидам центральной части плутона.

Лейкограниты зазинского комплекса широко распространены на рассматриваемой площади. Ранее В.В. Ярмолюком с соавторами [1997а] получены U-Pb геохронологические данные по гранитам Ангырского массива, расположенного на слиянии рек Ангыр и Курба. Нами для U-Pb изотопных исследований отобрана пр. 543/4 (см. табл. 2) из северной краевой части Хангинтуйского массива (верховья р. Бирхэ-Шибирь), где зазинские лейкограниты (I фаза зазинского комплекса) интродуцируют хангинтуйские кварцевые сиениты (см. рис. 3). Эти граниты по петрографическому и химическому составу аналогичны гранитам Ангырского плутона. Они сложены Kfs, Pl, Qtz и Bt, содержат обычный набор акцессорных минералов — Mgt, Ap, Zrn, Ttn, ортит.

Романовский массив располагается в верхнем течении р. Витим (см. рис. 1). Массив протягивается вдоль долины Витима на 28 км при ширине от 3—4 до 8 км. Форма массива неправильная, первичные контуры не сохранились, поскольку он интродуцирован крупными телами более молодых гранитоидов. Кровля массива практически полностью уничтожена эрозией, отмечаются лишь отдельные ксенолиты кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов и габброидов. Б.А. Литвиновский с соавторами [1992] выделяют два этапа формирования массива: в первый этап произошло внедрение гибридных монцонитоидных магм, продукты кристаллизации которых составляют около 80 % объема плутона. Ко второму этапу относятся лейкократовые кварцевые монцониты, слагающие относительно небольшие неправильной формы тела, достигающие нескольких сотен метров в поперечнике. Наиболее крупное тело лейкократовых кварцевых монцонитов (около 20 км²) располагается вблизи пос. Романовка, в юго-восточном краю массива.

Для U-Pb изотопно-геохронологических исследований отобрана пр. 050-04 (см. табл. 2) (р. Витим, пос. Романовка) кварцевых монцонитов II фазы, которые характеризуются лейкократовым обликом, массивным сложением и равномерно-зернистой (гипидиоморфно-зернистой) структурой. Порода сложена решетчатым микроклином, плагиоклазом и биотитом, содержат единичные зерна роговой обманки, около 10 об.% кварца, а также акцессорные Mgt, Ap, Zrn, Ttn.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Особенности химического состава пород показаны на рис. 5, состав проб, использованных для Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронологических исследований, приведен в табл. 2. Вслед за Б.А. Литвиновским с соавторами [1992] рассматриваемые гранитоиды можно разделить на две группы, связанные между собой переходными разностями. К первой группе, т. е. к гранитоидам повышенной основности, принадлежат монцонитоиды Хасуртинского и Романовского массивов, содержание SiO₂ в которых составляет 54—62 мас.% (см. рис. 5). Ко второй группе относятся умеренно кислые (70—77 мас.% SiO₂) граниты АВВ, в данном случае это Bt гнейсограниты Зеленогровского массива и его аллохтонных аналогов. В этот же диапазон кремнекислотности попадают и биотитовые лейкограниты зазинского комплекса, но, в отличие от зеленогровских гнейсогранитов, в них содержание SiO₂ не опускается ниже 72 мас.%. Сиениты и кварцевые сиениты Хангинтуйского плутона занимают промежуточное положение.

Породы всех рассматриваемых массивов характеризуются повышенной щелочностью (см. рис. 5, А), при различном соотношении оксидов калия и натрия. Так для монцонитов Хасуртинского и Романовского массивов K₂O/Na₂O в основном <1 (см. рис. 5, Б), в породах Хангинтуйского плутона величина K₂O/Na₂O варьирует более широко — от 0.5 в наиболее основных разностях пород до 2 в щелочных сиенитах. В зеленогровских гнейсогранитах и гранитах зазинского комплекса K₂O/Na₂O всегда >1 (в основном от 1 до 2). Величина коэффициента алкальности (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ составляет 0.66—0.68 (средн.) в монцонитоидах Хасуртинского и Романовского массивов, в хангинтуйских кварцевых сиенитах возрастает до 0.73, в зеленогровских гнейсогранитах достигает 0.79, а в зазинских умеренно-щелочных лейкогранитах 0.89. Не менее отчетливо различия в составе рассматриваемых гранитоидов проявляются на диаграмме

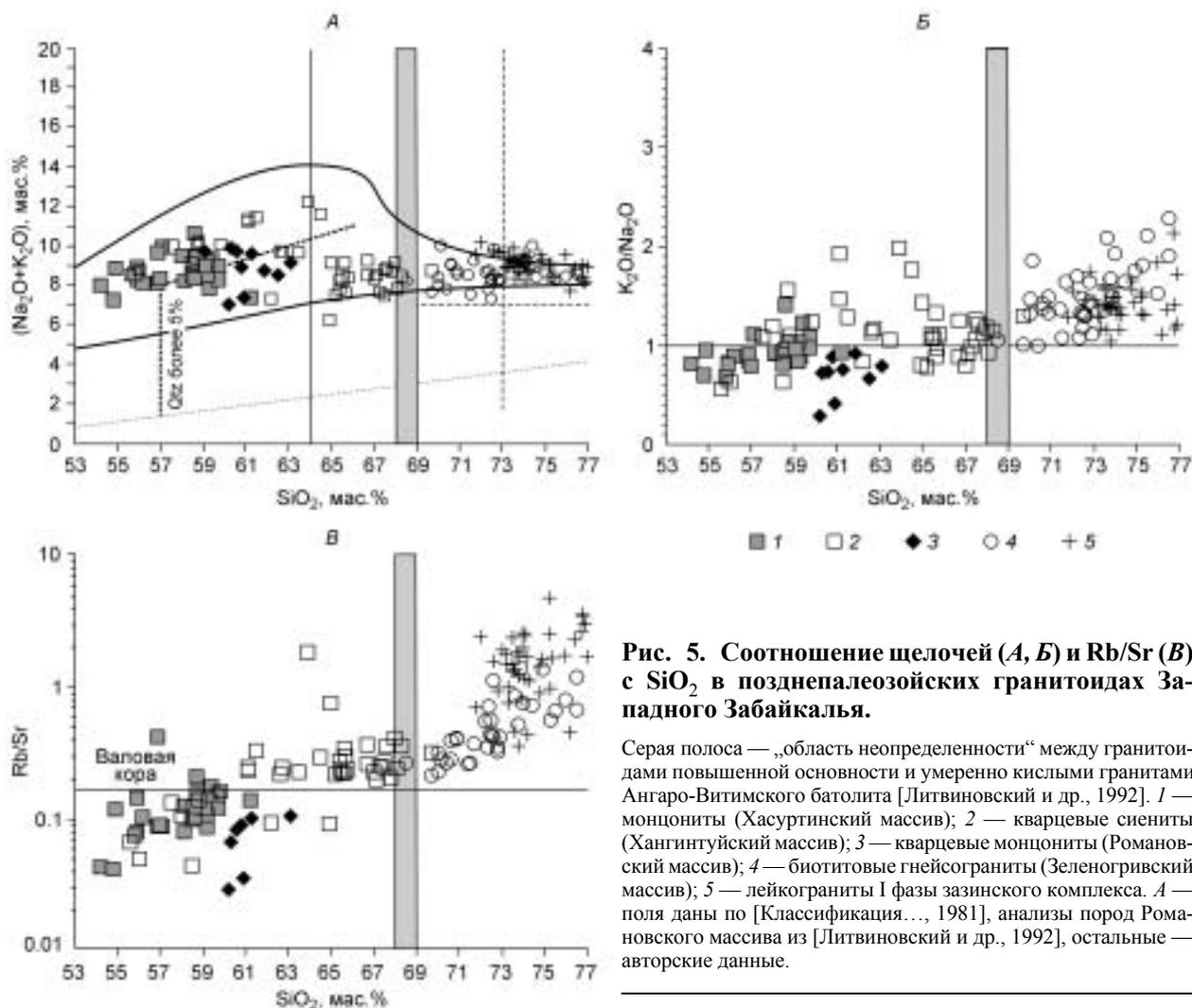


Рис. 5. Соотношение щелочей (А, Б) и Rb/Sr (В) с SiO₂ в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья.

Серая полоса — „область неопределенности“ между гранитоидами повышенной основности и умеренно кислыми гранитами Ангаро-Витимского батолита [Литвиновский и др., 1992]. 1 — монцитоны (Хасуртинский массив); 2 — кварцевые сиениты (Хангинтуйский массив); 3 — кварцевые монцитоны (Романовский массив); 4 — биотитовые гнейсограниты (Зеленогровский массив); 5 — лейкограниты I фазы зазинского комплекса. А — поля даны по [Классификация..., 1981], анализы пород Романовского массива из [Литвиновский и др., 1992], остальные — авторские данные.

Rb/Sr—SiO₂ (см. рис. 5, в), где для сравнения показана величина Rb/Sr в „валовой континентальной коре“ (bulk crust) [Rudnick, Gao, 2003]. Из рисунка видно, что в монцитонитоидах Rb/Sr меньше, чем в средней континентальной коре и почти не коррелирует с содержанием SiO₂. В породах Хангинтуйского массива корреляция Rb/Sr с кремнеземом также отсутствует, но величина Rb/Sr несколько выше, чем в континентальной коре. В зеленогровских гнейсогранитах Rb/Sr варьирует от 0.2 до 1 и более, при этом его величина возрастает с увеличением содержания кремнезема в породах, достигая максимального значения при содержании SiO₂ ≈ 74 мас.%. Такое соотношение рассматриваемых компонентов определяется тем, что концентратором Rb, помимо биотита, количество которого в наиболее кислых разностях минимально, является и калиевый полевой шпат, доминирующий в наиболее лейкократовых гранитах.

В зазинских гранитах, при еще более широких вариациях Rb/Sr (от 0.35 до 5.0) корреляция с кремнеземом отсутствует.

На диаграмме ANK—ACNK (рис. 6) хасуртинские монцитониты и подавляющая часть хангинтуйских кварцевых сиенитов лежат в поле металюминиевых пород, в которых отношение молекулярного количества глинозема к сумме

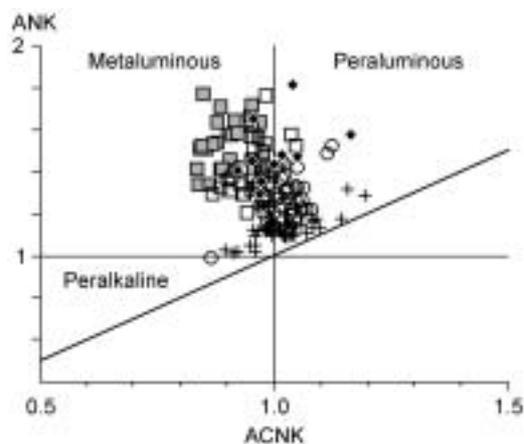


Рис. 6. Диаграмма ANK—ACNK [Maniar, Piccoli, 1989] для позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья.

ANK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) мол.%, ACNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) мол.%. Усл. обозн. см. на рис. 5.

Таблица 4. Средний микроэлементный состав (г/т) гранитоидов Западного Забайкалья

Элемент	Хасуртинский	Хангинтуйский	Романовский	Зеленогравский	Зазинский комплекс
	Монцитониты	Кварцевые сиениты	Кварцевые монцитониты	Гнейсограниты	Лейкограниты
	<i>n</i> = 10	<i>n</i> = 8	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 5	<i>n</i> = 4
Ba	1679	931	2374	901	446
Rb	100	175	93	237	202
Sr	902	638	926	350	257
Ta	1.18	Н.д.	0.33	0.60	0.88
Nb	16.21	14.46	5.90	14.77	23.31
Hf	1.50	5.72	6.86	3.66	4.54
Zr	253	192	302	144	158
Y	22.82	17.26	13.01	9.00	17.43
Th	19.46	43.33	5.49	17.04	29.18
U	2.18	6.78	1.32	3.14	3.49
Pb	27	23	16	34	23
La	60.68	54.54	38.47	32.28	45.77
Ce	118.49	110.00	72.04	56.64	97.38
Pr	12.13	11.06	7.60	5.39	9.51
Nd	56.67	43.64	24.79	17.79	28.70
Sm	8.79	6.88	4.55	2.91	4.55
Eu	2.02	1.23	1.53	0.61	0.72
Gd	6.83	4.90	3.40	3.62	3.54
Tb	0.89	0.73	0.43	0.48	0.55
Dy	5.11	2.79	2.25	1.65	2.92
Ho	0.90	0.55	0.46	0.32	0.58
Er	2.78	1.55	1.29	0.99	1.87
Tm	0.38	0.27	0.18	0.13	0.28
Yb	2.45	1.45	1.37	0.98	1.84
Lu	0.40	0.22	0.22	0.15	0.31

Примечание. Анализы выполнены ICP-MS методом в ЦКП ИГХ СО РАН (г. Иркутск), аналитик В.И. Смирнова; по Хангинтуйскому массиву анализы частично выполнены в ГИН СО РАН РФА методом (Ba, Rb, Sr, Nb, Zr, Y), аналитик Б.Ж. Жалсаарав и химико-спектральным методом (PЗЭ), аналитики Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева. *n* — количество проб, Н.д. — нет данных.

$CaO + Na_2O + K_2O$ (ASI) < 1. Некоторые пробы романовских кварцевых монцитонитов пересыщены глиноземом (ASI > 1). Большая часть проб зеленогравских и зазинских гранитоидов также принадлежит к пералюминиевому типу. Следует отметить, что несмотря на повышенную щелочность пород среди них нет разностей, пересыщенных щелочами, т. е. отношение молекулярных количеств $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ всегда >1, причем возрастает с увеличением основности пород.

Геохимические особенности рассматриваемых гранитоидов отражены на диаграммах (рис. 7), построенных по данным табл. 4. Гранитоиды повышенной основности характеризуются сходным характером распределения редкоземельных элементов (REE) с умеренным обогащением LREE относительно MREE и HREE и субгоризонтальным профилем в области HREE. Минимальная величина $(La/Yb)_n = 17.8$ (сред.) установлена в монцитонитах Хасуртинского массива, максимальная (27.0) — в хангинтуйских кварцевых сиенитах. Кварцевые монцитониты Романовского плутона $((La/Yb)_n = 20.1)$ ближе к хасуртинским монцитонитам, но отличаются от последних более низким содержанием всех лантаноидов и отсутствием отрицательной Eu аномалии. Кварцевые сиениты Хангинтуйского массива занимают промежуточное положение, отличаясь от первых двух максимальным обогащением LREE относительно HREE и наиболее отчетливо проявленной отрицательной Eu аномалией.

На мультиэлементных диаграммах различия между рассматриваемыми массивами проявляются в значительно большей степени. Хасуртинские монцитониты характеризуются повышенным содержанием Ba и Th и резкой отрицательной аномалией по Hf. Кварцевые монцитониты Романовского массива в еще большей степени обогащены Ba, но содержат минимальное количество (среди изученных массивов) Th,

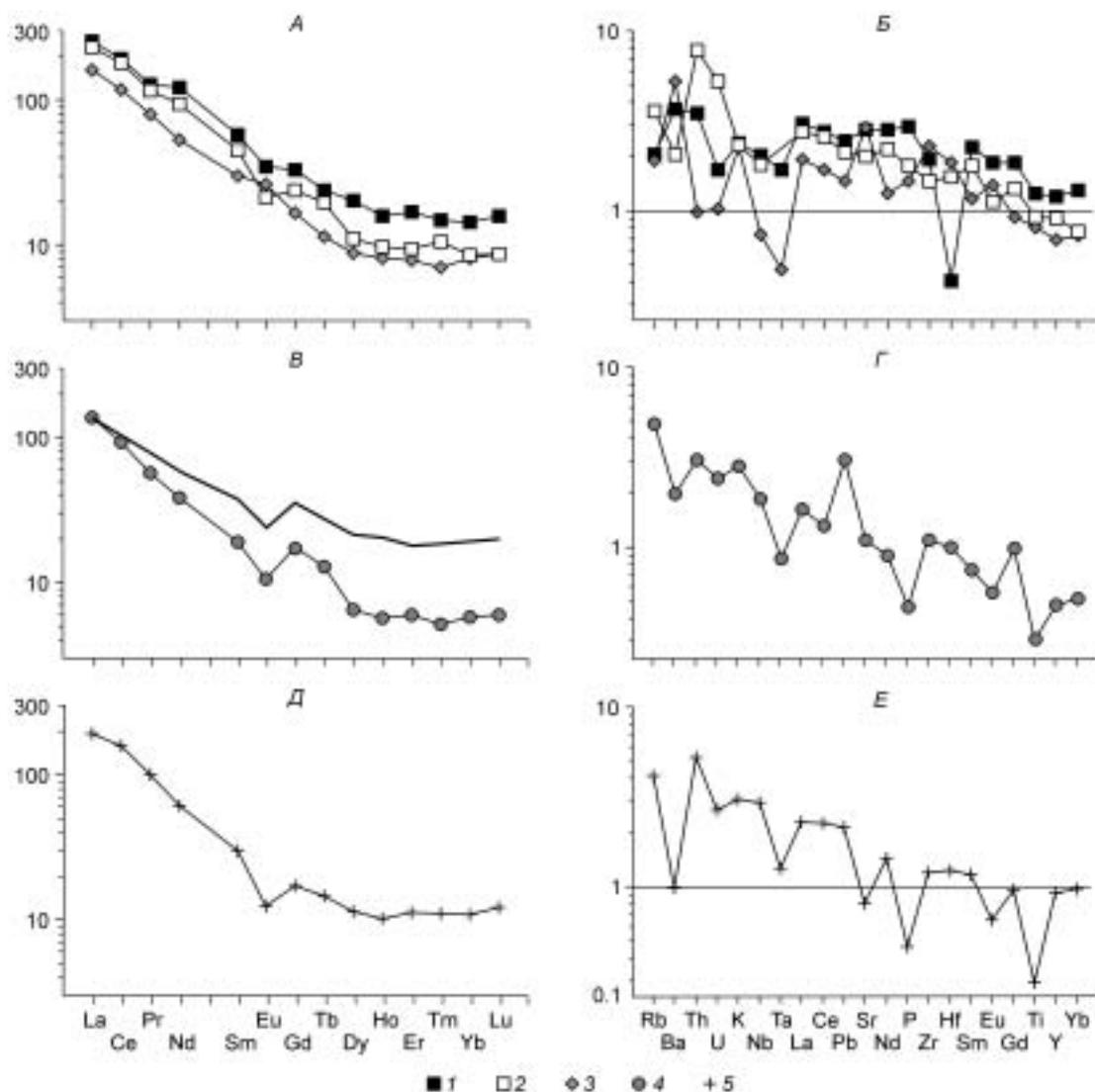


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Западного Забайкалья:

A, Б — гранитоиды повышенной основности; *B, Г* — умеренно кислые граниты Ангаро-Витимского батолита; *Д, Е* — лейкограниты I фазы зазинского комплекса (средние составы).

1 — монзониты Хасуртинского массива; *2* — порфиридные кварцевые сиениты Хангинтуйского массива; *3* — кварцевые монзониты Романовского массива; *4* — биотитовые гнейсограниты Зеленогровского массива; *5* — лейкограниты I фазы зазинского комплекса. Жирная линия на *B* — сланцы итанцинской свиты, вмещающие гнейсограниты Зеленогровского массива. Нормировано: *A, B, Д* — по хондриту [Sun, McDonough, 1989], *Б, Г, Е* — по валовой континентальной коре [Rudnick, Gao, 2003].

U, Nb и Ta. Для пород Хангинтуйского плутона, напротив, характерны пониженные содержания Ba, повышенные — Th, U и отсутствие резких аномалий по другим элементам.

Распределение редкоземельных и редких элементов в автохтонных гнейсогранитах Зеленогровского массива и зазинских лейкогранитах во многом сходно (см. рис. 7, *B–E*). Зеленогровские гнейсограниты отличаются более дифференцированным распределением REE — $((La/Yb)_n = 23.6$, против 17.8 в зазинских, но при этом общее содержание лантаноидов в последних выше. В обоих случаях четко проявлена отрицательная европиевая аномалия, однако ее природа может быть различна. Для зазинских лейкогранитов наиболее вероятным представляется раннее фракционирование плагиоклаза, в результате чего расплав обеднялся Eu и Sr (см. рис. 7, *D, E*).

В автохтонных гнейсогранитах Зеленогровского массива отрицательная Eu аномалия, возможно, унаследована от протолита — пироксеновых сланцев, что подтверждается наличием отрицательной Eu аномалии в последних (см. рис. 7, *B*).

Геохимическое сходство рассматриваемых гранитоидов подчеркивается наличием в тех и других отрицательных аномалий по Ba, Ta, P и Ti (см. рис. 7, Г, Е), при этом зазинские граниты в значительно большей мере обогащены Th и Pb и деплетированы Sr. Последнее, как отмечалось, может быть связано с фракционированием плагиоклаза. Различия в содержании HREE, скорее всего, обусловлены большей степенью плавления корового протолита при формировании зазинских лейкогранитов.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Rb-Sr изотопные определения были выполнены по методике, описанной в работе [Андреев и др., 1991]. Измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1201Е (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Химическая подготовка проб осуществлялась Е.Д. Утиной, В.Л. Посоховой по стандартной методике, контроль проводился по стандарту ВНИИМ, по которому получено значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801 \pm 8$. Для определения изотопного возраста использовались серии „валовых“ проб с варьирующим Rb/Sr. Для монцонитов Хасуртинского массива также использована монофракция биотита, выделение которого осуществлялось в тяжелой жидкости, с последующей „доводкой“ под бинокуляр. Содержания Rb и Sr, измеренные $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, приведены в табл. 3.

Для U-Pb изотопных исследований использовались те же пробы, что и для Rb-Sr определений (Хасуртинский, Хангинтуйский и Зеленогравский массивы). Выделение монофракций цирконов осуществлялось по следующей схеме: измельчение, ситование на размерные фракции, затем фракция <0.25 мм пропусклась через центробежный концентратор ИТОМАК-КН-0.1, полученная тяжелая фракция обрабатывалась электромагнитом. Окончательная „доводка“ концентрата осуществлялась в тяжелой жидкости. Из полученного концентрата под бинокуляр отбиралось несколько десятков зерен, затем из них — наиболее типичные разности, которые и использовались для изотопных исследований. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Отобранные зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы и приполюрованы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолуминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5—4 нА, диаметр пятна (кратера) — ~15 × 10 мкм.

Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне двух сигма. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хасуртинский массив. Для построения изохроны использованы валовые пробы монцонитов и сиенитов, а также монофракция биотита, выделенная из пр. Хс-59а. В результате получена изохрона, значение возраста по которой фактически определяется биотитом, поскольку $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах варьирует в очень узких пределах. По 7 точкам (валовые пробы и Bt из пр. Хс-59а) получен возраст 283 ± 3 млн лет, MSWD = 1.4, $I_{\text{Sr}} = 0.7063$ (рис. 8, А).

Хангинтуйский массив. Для определения возраста использованы 9 валовых проб кварцевых сиенитов (см. табл. 2), по которым получен возраст 329 ± 50 млн лет, MSWD = 1.1, $I_{\text{Sr}} = 0.7065$ (см. рис. 8, Б).

Зеленогравский массив. Возраст определен также по валовым пробам (см. табл. 2, 4 пробы) и составляет 299 ± 19 млн лет, MSWD = 3.1, $I_{\text{Sr}} = 0.7077$ (см. рис. 8, В).

РЕЗУЛЬТАТЫ U — Pb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проба Хс-59а (Хасуртинский массив). Среди цирконов преобладают прозрачные светло-розовые кристаллы короткопризматического облика до дипирамидальных, идиоморфные, цирконового габитуса (рис. 9, А). Включений в кристаллах очень мало, оптически зональность не наблюдается. Размер кристаллов составляет от 150 до 600 мкм, коэффициент удлинения — 1.5—1.7. В катодолуминесценции (КЛ) наблюдается секториальная магматическая зональность. Содержание U изменяется от 332 до 664 г/т, Th/U — от 1 до 0.69 (табл. 5), что характерно для цирконов магматического генезиса. По 7 точкам получено

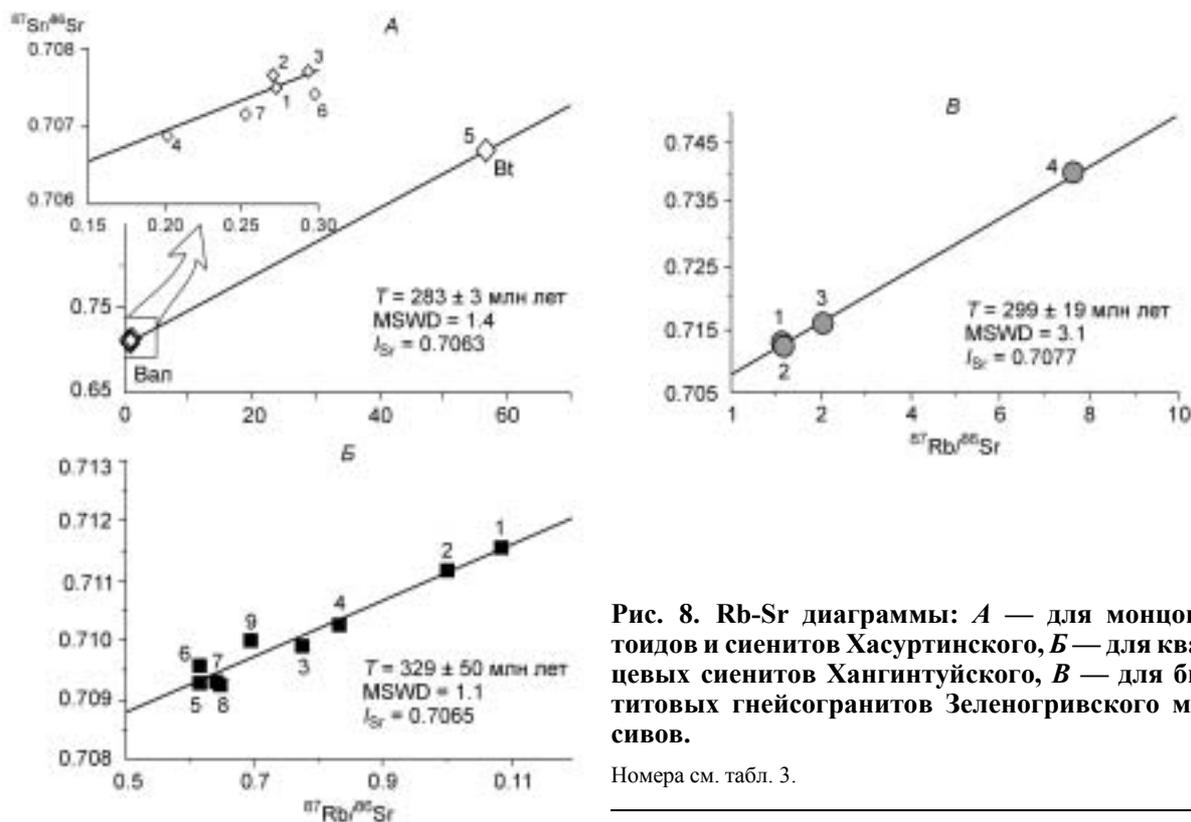


Рис. 8. Rb-Sr диаграммы: *A* — для монцитонитов и сиенитов Хасуртинского, *Б* — для кварцевых сиенитов Хангинтуйского, *В* — для биотитовых гнейсогранитов Зеленогровского массивов.

Номера см. табл. 3.

конкордантное значение возраста 283.7 ± 5.3 млн лет, $MSWD = 0.024$ (рис. 10, *A*). Таким образом, U-Pb возраст, полученный по циркону, не отличается от возраста, полученного Rb-Sr методом по валовым пробам и биотиту, отобранному из той же пробы, что и циркон. Это позволяет заключить, что полученный возраст соответствует времени кристаллизации монцитонитов Хасуртинского массива.

Проба Хн-62а (Хангинтуйский массив). В тяжелой фракции присутствуют призматические идиоморфные кристаллы циркона гиаинтового габитуса, трещиноватые, иногда с ожелезнением по трещинам (см. рис. 9, *Б*). Окраска кристаллов изменяется от светло-розовой в прозрачных и полупрозрачных зернах до коричневой в мутных. Внутреннее строение характеризуется большим разнообразием газовой-жидких и расплавных включений, высоким двупреломлением, слабо проявленной зональностью по краям кристаллов. Размер кристаллов составляет 70—400 мкм, коэффициент удлинения — 2.0—4.0. В катодолуминесценции прозрачные и полупрозрачные цирконы состоят из светлой зональной внутренней части и небольшой темной оболочки. Коричневые зерна либо полностью темные однородные, либо темные участки встречаются как в центре, так и по краям кристаллов. Присутствие большого количества темных и пятнистых кристаллов, обогащенных ураном и торием, вероятно, связано с проявлением метасоматических процессов на постмагматической стадии. Содержание в цирконах U изменяется от 284 до 983 мг/г, Th/U — 0.42—0.93 (см. табл. 5), что характерно для цирконов магматического генезиса. Более высокое содержание U (1428 мкг/г) и низкое Th/U (0.05), скорее всего, отражают проявление метасоматических процессов.

Возраст (см. рис. 10, *Б*), определенный по 9 точкам, составляет 302.3 ± 3.7 млн лет, $MSWD = 0.26$. В пределах погрешности он согласуется с Rb-Sr данными, с учетом высокой погрешности последних. Таким образом, за возраст формирования кварцевых сиенитов Хангинтуйского массива может быть принята цифра 302 млн лет.

Проба Зг-65/1 (Зеленогровский массив). Цирконы представлены призматическими и длиннопризматическими идиоморфными кристаллами (см. рис. 9, *В*) розовато-коричневой и коричневой окраски, цирконового габитуса. Внутреннее строение характеризуется тонкой магматической зональностью, метамиктными скоплениями в центральных частях кристаллов, большим количеством газовой-жидких и расплавных включений. Размер кристаллов 80—400 мкм, коэффициент удлинения 1.5—4.0. В КЛ наблюдается тонкозональное строение центральной части и темная широкая, вероятно позднемагматическая, оболочка по краю кристаллов. В единичных зернах циркона присутствуют (белые в КЛ) перекристаллизованные детритовые ядра. Содержание U изменяется от 700 до 1000 мг/г, Th/U = 0.33—0.57 (см. табл. 5), что



Рис. 9. Катодолуминесцентные изображения цирконов из гранитоидов Западного Забайкалья, использованных для SHRIMP датирования.

Эллипсы на кристаллах показывают размеры и расположение точек анализа, результаты которого приведены в табл. 5. Цирконы из монзонитов Хасуртинского (*A*), кварцевых сиенитов Хангинтуйского (*B*), гнейсогранитов Зеленогровского (*B*) массивов, лейкогранитов I фазы зазинского комплекса (*G*), кварцевых сиенитов Романовского плутона (*D*).

характерно для цирконов магматического генезиса. Более высокие содержания U (1600—2000) и низкие Th/U (0.15—0.3) связаны с постмагматическими процессами.

Возраст, полученный по 9 точкам (см. рис. 10, *B*), составляет 325.3 ± 2.8 млн лет, MSWD = 2.5, что существенно древнее Rb-Sr определения. Учитывая более высокую температуру закрытия U-Pb изотопной системы циркона, по сравнению с Rb-Sr системой биотита, мы считаем, что значение 325 млн лет, полученное по циркону, может быть принято за возраст становления автохтонных гранитов Зеленогровского массива.

Проба 543/4 (биотитовый лейкогранит первой фазы зазинского комплекса). Цирконы представлены полупрозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами желто-коричневого цвета, коротко- и длиннопризматического габитуса (см. рис. 9, *G*). Наблюдаются небольшие включения бурого цвета. Внешне кристаллы однородны. На изображении, полученном с помощью катодолуминесцентного детектора, отчетливо наблюдается тонкая концентрическая зональность роста. В центральных частях большинства зерен наблюдаются более светлые, скорее всего, перекристаллизованные участки. Описанные черты характерны для циркона магматического генезиса. Результаты восьми U-Pb анализов представлены в табл. 5 и на рис. 10, *G*. Аналитические точки конкордантны в пределах эллипса ошибок, однако 3 из 8 точек дают несколько омоложенные возрасты. Исключая наиболее молодой результат, конкордантный возраст по 7 анализам составляет 293.4 ± 1.6 млн лет (MSWD = 1.09), по 5 анализам — 294.4 ± 1 млн лет

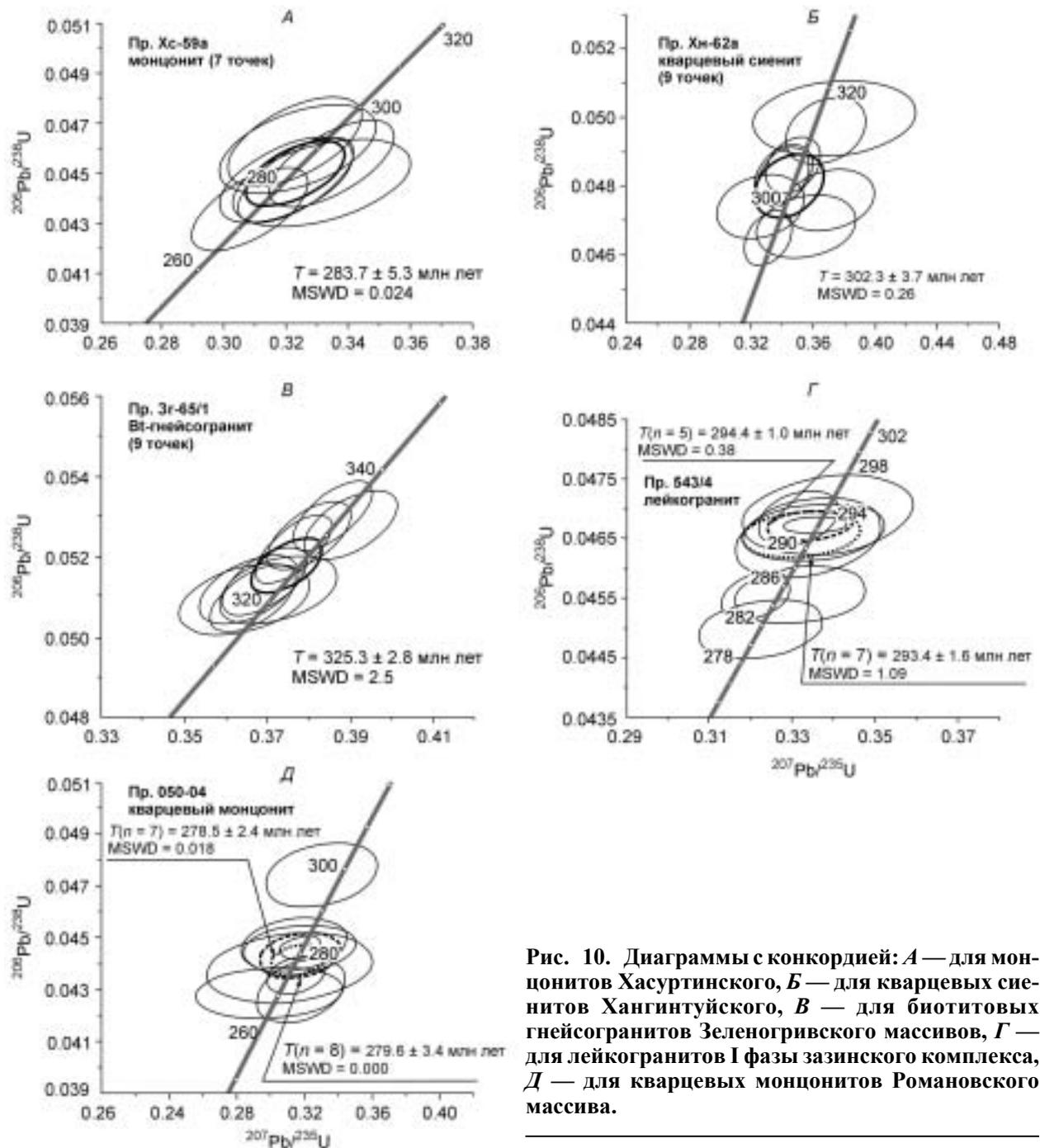


Рис. 10. Диаграммы с конкордией: А — для монцититов Хасуртинского, Б — для кварцевых сиенитов Хангинтуйского, В — для биотитовых гнейсогранитов Зеленогривского массивов, Г — для лейкогранитов I фазы зазинского комплекса, Д — для кварцевых монцититов Романовского массива.

(MSWD = 0.38). Графики в координатах U—($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)-возраст выявляют обратную корреляцию между этими параметрами, что дает основание связывать омоложение части цирконов с частичной потерей радиогенного свинца из участков с радиационным нарушением структуры. Таким образом, значение 294.4 ± 1 млн лет может быть принято в качестве времени кристаллизации лейкогранитов, интрузирующих кварцевые сиениты Хангинтуйского плутона, что полностью соответствует геологическим данным.

Проба 050-04 (Романовский массив). Подавляющее большинство цирконов данной пробы представлены прозрачными индивидами желтоватого цвета, коротко- и длиннопризматического габитуса (см. рис. 9, Д). Цирконы, как правило, идиоморфны. В единичных зернах наблюдаются включения других минеральных фаз более темного и бурого цвета. Внешне кристаллы однородны. Признаков внутренней неоднородности или резорбции поверхности не отмечается. Изображение, полученное с помощью катодолюминесцентного детектора, демонстрирует тонкую концентрическую и секториальную зональность роста. В единичных зернах видны участки перекристаллизации. Описанные черты характерны для маг-

Таблица 5. U-Pb данные по цирконам из гранитоидов Западного Забайкалья, полученные с помощью SHRIMP-II

№ точ-ки	²⁰⁶ Pb _c	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*	Возраст, млн лет			D	Изотопные отношения				Корре-ляция ошибок	
	%	г/г	г/г		г/г	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	%	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		±%
						(1)	(1)	(1)				(1)	(1)		
						(1)	(1)								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	

Хасуртинский массив, пр. Хс-59а (монцит)

1.1	0.48	332	224	0.70	12.8	281.4 ± 7.1	363 ± 120	280 ± 12	22	22.30 2.5	0.0577 2.3	0.331 5.8	0.0446 2.6	0.444
1.2	0.50	471	454	1.00	18.8	291.5 ± 7.3	219 ± 85	284.5 ± 8.9	-33	21.51 2.5	0.0546 2.0	0.322 4.5	0.0463 2.5	0.571
2.1	0.43	606	420	0.72	22.8	274.9 ± 6.8	253 ± 73	275.2 ± 8.8	-9	22.86 2.5	0.0547 1.7	0.308 4.0	0.0436 2.5	0.620
3.1	0.87	430	287	0.69	17.1	289.7 ± 7.2	238 ± 110	281 ± 11	-22	21.57 2.5	0.0579 2.0	0.323 5.2	0.0460 2.5	0.485
4.1	0.53	555	522	0.97	21.5	282.1 ± 7.0	277 ± 85	281.4 ± 8.8	-2	22.23 2.5	0.0561 1.8	0.320 4.5	0.0447 2.5	0.562
5.1	0.48	538	386	0.74	21.1	286.1 ± 7.0	346 ± 70	283.5 ± 9.1	17	21.93 2.5	0.0573 1.8	0.334 4.0	0.0454 2.5	0.631
7.1	0.36	664	456	0.71	25.6	282.1 ± 6.9	301 ± 66	281.6 ± 8.8	6	22.28 2.5	0.0552 1.7	0.323 3.8	0.0447 2.5	0.654

Ошибка измерения стандарта 1.07 %

Хангинтуйский массив, пр. Хн-62а (порфировидный кварцевый сиенит)

1.1	1.07	339	284	0.73	16.2	295.1 ± 3.7	414 ± 130	275 ± 11	29	21.12 1.2	0.0636 1.9	0.356 6.0	0.04685 1.3	0.215
2.1	0.92	679	612	0.93	28.5	304.5 ± 3.5	249 ± 78	288.4 ± 6.0	-22	20.48 1.2	0.05859 1.4	0.341 3.6	0.04838 1.2	0.326
3.1	4.36	336	179	0.55	15.1	314.8 ± 4.4	382 ± 210	372 ± 24	18	19.11 1.3	0.0893 1.6	0.374 9.3	0.05004 1.4	0.155
4.1	1.87	481	282	0.61	20.0	298.7 ± 3.8	190 ± 130	274 ± 12	-58	20.69 1.3	0.0649 1.7	0.326 5.7	0.04743 1.3	0.227
5.1	1.2	490	263	0.55	20.3	299.8 ± 3.7	469 ± 110	298 ± 13	36	20.75 1.2	0.0660 1.7	0.370 5.2	0.04761 1.2	0.241
6.1	2.38	1428	73	0.05	61.1	306.2 ± 3.3	276 ± 73	437 ± 74	-11	20.07 1.1	0.07092 0.93	0.347 3.4	0.04865 1.1	0.329
7.1	—	489	124	0.26	20.2	303.1 ± 3.6	535 ± 43	324.7 ± 9.1	43	20.80 1.2	0.0571 1.8	0.3859 2.3	0.04814 1.2	0.522
8.1	0.62	482	195	0.42	20.7	312.2 ± 3.9	361 ± 100	318 ± 15	14	20.03 1.3	0.0587 1.8	0.368 4.6	0.04962 1.3	0.278
9.1	0.90	983	330	0.35	41.2	304.0 ± 3.5	249 ± 69	282 ± 11	-22	20.52 1.2	0.05840 1.3	0.341 3.2	0.04829 1.2	0.364
10.1	0.77	825	296	0.37	33.2	293.0 ± 3.3	270 ± 65	215.1 ± 9.1	-9	21.43 1.1	0.05779 1.3	0.331 3.1	0.04651 1.1	0.373

Ошибка измерения стандарта 0.51 %

Зеленогневский массив, пр. Зг-65/1 (биотитовый гнейсогранит)

1.1	0.17	1866	554	0.31	84.4	330.0 ± 3.5	307 ± 31	314.2 ± 6.6	-7	19.01 1.1	0.05388 0.86	0.3802 1.7	0.05252 1.1	0.615
2.1	0.53	1344	384	0.30	59.4	321.8 ± 3.4	278 ± 43	303.4 ± 8.4	-16	19.43 1.1	0.05612 1.0	0.3658 2.2	0.5119 1.1	0.505
3.1	0.14	1604	233	0.15	70.3	320.4 ± 3.4	293 ± 34	307 ± 12	-9	19.60 1.1	0.05330 0.94	0.3666 1.9	0.05096 1.1	0.583
4.1	0.43	747	264	0.37	32.8	320.3 ± 3.6	282 ± 60	318.3 ± 9.8	-14	19.54 1.1	0.05539 1.4	0.365 2.9	0.05094 1.1	0.401

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
5.1	0.24	1787	578	0.33	81.6	333.1 ± 3.5	319 ± 28	321.7 ± 6.5	-4	18.81 1.1	0.05474 0.88	0.3859 1.6	0.05303 1.1	0.663
6.1	0.52	1081	593	0.57	47.7	321.6 ± 3.5	323 ± 51	304.4 ± 5.9	0	19.45 1.1	0.05705 1.5	0.3728 2.5	0.05116 1.1	0.441
7.1	0.09	751	304	0.42	32.8	319.3 ± 3.6	468 ± 50	319.1 ± 8.4	32	19.68 1.1	0.05710 1.4	0.3948 2.5	0.05077 1.1	0.454
8.1	0.05	2069	453	0.23	93.9	331.6 ± 3.5	355 ± 35	315.1 ± 9.8	7	18.93 1.1	0.05398 0.81	0.3902 1.9	0.05279 1.1	0.567
9.1	0.28	1477	377	0.26	65.4	323.0 ± 3.4	292 ± 34	306.5 ± 7.4	-11	19.41 1.1	0.05439 0.96	0.3695 1.8	0.5139 1.1	0.592
10.1	0.19	1851	524	0.29	83.1	327.9 ± 3.4	300 ± 27	320.8 ± 6.3	-9	19.13 1.1	0.05384 0.87	0.3765 1.6	0.05219 1.1	0.669

Ошибка измерения стандарта 0.51 %

Лейкограниты первой фазы зазинского комплекса, пр. 543/4

7.1	0.25	718	367	0.53	27.8	283.6 ± 2.0	284 ± 68	277.3 ± 7.0	0	22.23 0.73	0.0520 3	0.3223 3.0	0.04498 0.73	0.239
3.1	—	950	433	0.47	37.1	287.1 ± 1.7	248 ± 36	285.3 ± 4.2	-14	21.96 0.6	0.05116 1.6	0.3213 1.7	0.04554 0.6	0.356
5.1	0.38	714	368	0.53	28.1	287.2 ± 2.0	322 ± 70	241.2 ± 7.1	12	21.95 0.7	0.0529 3.1	0.332 3.2	0.04556 0.7	0.223
4.1	0.14	368	83	0.23	14.7	293.1 ± 2.8	288 ± 76	310 ± 15	-2	21.50 0.96	0.0521 3.3	0.334 3.5	0.04651 0.96	0.279
1.2	0.47	677	140	0.21	27.2	293.6 ± 2.0	293 ± 75	281 ± 17	0	21.46 0.69	0.0522 3.3	0.335 3.4	0.04661 0.69	0.204
1.1	1.26	10358	536	0.05	421	294.36 ± 0.5	289 ± 34	361 ± 30	-2	21.40 0.19	0.5208 1.5	0.3355 1.5	0.04672 0.19	0.129
6.1	—	861	283	0.34	34.6	295.1 ± 1.8	256 ± 42	296.7 ± 5.4	-13	21.35 0.64	0.05134 1.8	0.3316 1.9	0.04684 0.64	0.330
2.1	—	438	148	0.35	17.6	295.5 ± 2.7	301 ± 88	298 ± 13	2	21.32 0.94	0.0523 3.9	0.339 4.0	0.0469 0.94	0.235

Ошибка измерения стандарта 0.20 %

Романовский массив, пр. 050-04 (кварцевый монцит)

3.1	0.52	200	334	1.72	7.42	270.6 ± 4.1	223 ± 220	262.5 ± 8.4	-18	22.33 1.5	0.0506 9.5	0.299 9.6	0.04287 1.5	0.160
2.1	—	111	162	1.50	4.11	271.1 ± 5	356 ± 110	281.8 ± 9.1	32	23.29 1.9	0.0537 5	0.318 5.4	0.04294 1.9	0.349
8.1	—	351	414	1.22	13.1	274.9 ± 3	305 ± 78	274.6 ± 5.8	11	22.95 1.1	0.0524 3.4	0.315 3.6	0.04357 1.1	0.306
4.1	0.19	107	171	1.65	4.05	276.5 ± 5.5	262 ± 230	277 ± 11	-5	22.82 2	0.0515 10	0.311 10	0.04382 2	0.195
5.1	0.62	232	238	1.06	8.94	281 ± 3.8	271 ± 160	265.4 ± 9.4	-4	22.44 1.4	0.0517 6.9	0.317 7	0.04456 1.4	0.197
6.1	0.14	887	2320	2.70	34.1	281.5 ± 1.8	270 ± 54	279.3 ± 2.9	-4	22.4 0.66	0.0517 2.4	0.3179 2.5	0.04463 0.66	0.269
1.1	0.02	172	158	0.95	6.61	282.1 ± 4.2	235 ± 150	288 ± 10	-17	22.36 1.5	0.0509 6.4	0.314 6.5	0.04473 1.5	0.234
7.1	0.13	163	175	1.11	6.66	298.6 ± 5.1	219 ± 150	300 ± 11	-27	21.09 1.7	0.0505 6.3	0.33 6.6	0.04741 1.7	0.265

Ошибка измерения стандарта 0.20 %

Примечание. Погрешности указаны на уровне 1σ; Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно, (1) — поправка на обыкновенный свинец вносилась по ²⁰⁴Pb; D — дискордантность.

матического циркона. В единичных цирконах наблюдаются „срезание“ зон роста внутренних частей („ядер“) и несогласное обрастание их наружной оболочкой.

Результаты восьми U-Pb анализов представлены в табл. 5 и на рис. 10, Д. Аналитические точки конкордантны в пределах эллипса ошибок. Конкордантный возраст по 7 анализам составляет 278.5 ± 2.4 млн лет (MSWD = 0.018). Анализ ядра (пр. 050 ± 04 , точка 7.1) выявил несколько более древний возраст 298.5 ± 9.9 млн лет (MSWD = 0.32). Полученных данных недостаточно для однозначной интерпретации природы данного ядра. Можно предполагать, что оно является продуктом ранней кристаллизации циркона в длительно существовавшем (~300—~280 млн лет) магматическом очаге, либо было захвачено из несколько более древних магматических пород (например, монцитонитов I фазы) в процессе интрузии. Если верно второе, то, основываясь на близком сходстве $^{232}\text{Tl}/^{238}\text{U}$ в ядрах и оболочках, можно предполагать близость химизма пород, родоначальных для ядер и рассматриваемых кварцевых монцитонитов, что и наблюдается в действительности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщение геохронологических данных по позднепалеозойским гранитоидам Западного Забайкалья было сделано В.В. Ярмолюком с соавторами [1997а], которые показали, что формирование баргузинского комплекса, типоморфного для Ангаро-Витимского батолита, а также считавшихся более молодыми зазинского, конкудеро-мамаканского, витимканского и чивыркуйского комплексов произошло в позднем карбоне, в интервале 320 и 290 млн лет. Массовому гранитообразованию, по мнению указанных авторов, предшествовал этап (330—340 млн лет) щелочного магматизма (сыннырский, сайженский комплексы), локализованного в сутурных зонах обрамления Байкало-Витимского блока, а также формирование наиболее ранних плутонов гранитоидов баргузинского комплекса.

Полученные в последние годы геохронологические данные позволяют уточнить последовательность и „содержание“ магматических процессов, протекавших в позднем палеозое в Западном Забайкалье, а с учетом данных о составе гранитоидов, позволяют обсудить вопрос о причинах значительных вариаций состава силикатных пород, сформировавшихся в течение сравнительно короткого временного интервала. На рис. 11 приведены геохронологические данные (Rb-Sr и U-Pb) по позднепалеозойским гранитоидам Западного Забайкалья и севера Байкальской складчатой области (см. табл. 1), дополненные новыми определениями, по сравнению с представленными Ярмолюком и др. [1997а], а также показана сводная гистограмма возрастов, построенная на основе этих датировок. Из представленных данных видно, что в позднем палеозое отчетливо выделяются два этапа магматической активности — 340—320 и 310—270 млн лет.

Ранний этап (340—320 млн лет) — это период формирования нормальных по щелочности умеренно кислых гранитов. Характерной особенностью этого этапа является наличие неперемещенных (автохтонных) гней-



Ранний этап (340—320 млн лет) — это период формирования нормальных по щелочности умеренно кислых гранитов. Характерной особенностью этого этапа является наличие неперемещенных (автохтонных) гней-

Рис. 11. U-Pb и Rb-Sr геохронологические данные по позднепалеозойским гранитоидам Западного Забайкалья.

Составлена по литературным данным [Козубова и др., 1977; 1980; Мурина и др., 1978; 1980; Шергина и др., 1981; Неймарк и др., 1990; 1993; Бухаров и др., 1992; Будников и др., 1995; Ярмолюк и др., 1997а; Рык и др., 2002; Litvinovsky et al., 2002], дополненным определениями, приведенными в статье. На сводной гистограмме: Бр — Брянский, Хор — Хоринский массивы.

1 — гранитоиды повышенной основности; 2 — умеренно кислые авто- и аллохтонные граниты.

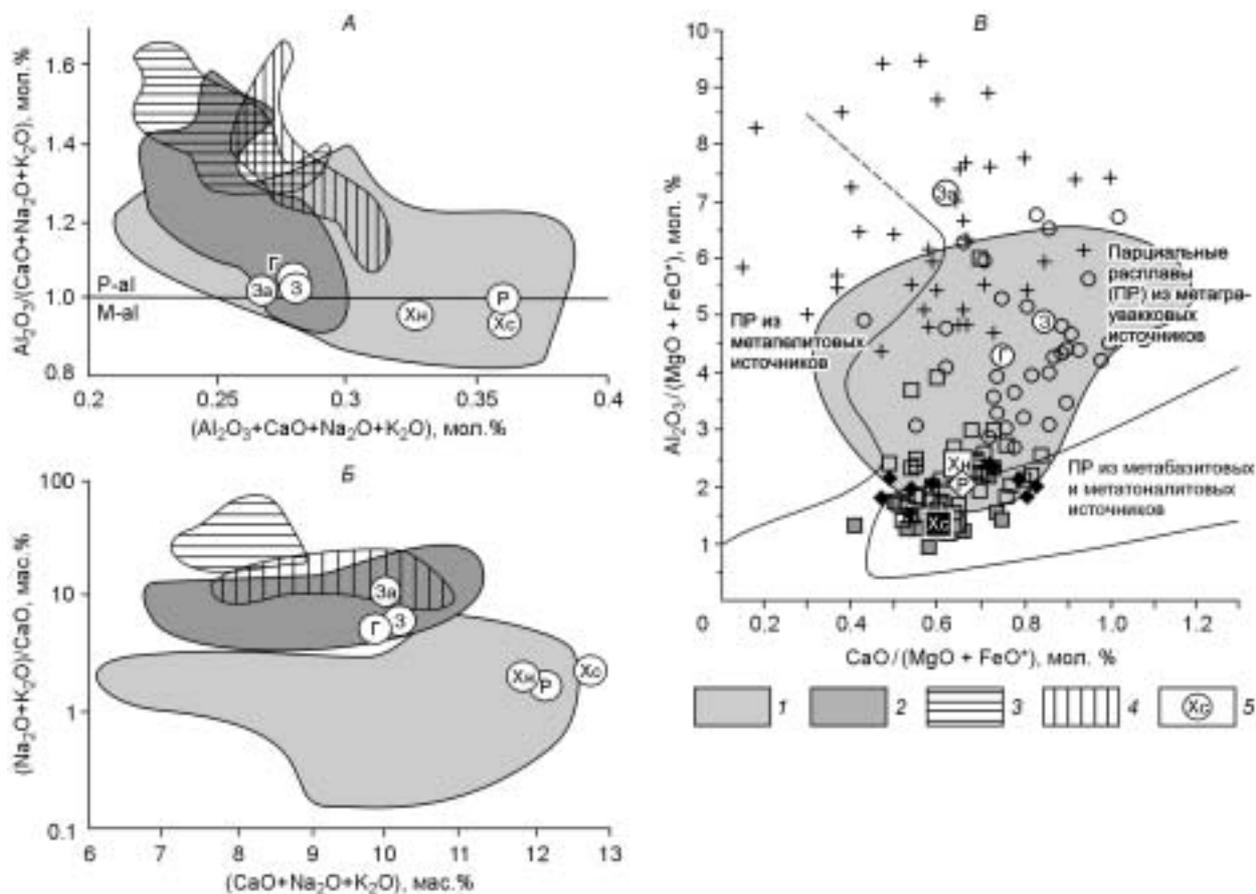


Рис. 12. Сопоставление состава основных разновидностей позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья с экспериментальными данными, полученными при дегидратационном плавлении различных коровых пород.

А, Б — расплавы, полученные при плавлении: 1 — амфиболитов, 2 — метаграувакк, 3 — мафических метапелитов, 4 — фельзических метапелитов, по [Patiño Douce, 1999]; 5 — средний состав основных разновидностей пород, слагающих рассматриваемые массивы: биотитовые гнейсограниты (3 — Зеленогравский массив), их аллохтонные аналоги (Г — Гольцовый массив), лейкограниты первой фазы (За — зазинский комплекс), порфириовидные кварцевые сиениты (Хн — Хангинтуйский массив), монцитоны (Хс — Хасуртинский массив), кварцевые монцитоны (Р — Романовский массив). P-al и M-al — пер- и металлюминиевые гранитоиды соответственно. *В* — поля парциальных расплавов по [Altherr et al., 2000]; показаны вариации состава рассматриваемых гранитоидов и их средние составы (крупные значки с буквенными обозначениями).

согранитов, к числу которых относится и описанный выше Зеленогравский массив (325 млн лет). Ориентировка гнейсовидности автохтонных гранитоидов наследует структурный план вмещающей толщи, с которой гнейсограниты связаны переходными зонами мигматизации. Автохтонный характер гранитоидов предполагает их образование путем плавления вмещающих сланцев. Химический состав последних отвечает бедным кварцем фанерозойским грауваккам [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Дегидратационное плавление подобных протолитов (рис. 12) приводит к образованию пераллюминиевых гранитоидных магм [White, Chappell, 1988; Sylvester, 1998; Patiño Douce, 1999; Altherr et al., 2000], имеющих коровые изотопные отношения, чему в полной мере соответствуют гнейсограниты зеленогравского типа с $I_{Sr} = 0.7077$, а также аналогичные по составу, но явно интрузивные биотитовые граниты, составляющие большую часть АВБ.

Второй этап (310—270 млн лет) — это наиболее сложный период магматизма, на протяжении которого формировались различные гранитоиды. В первом приближении их можно разделить на несколько основных типов: 1) умеренно кислые, типично интрузивные граниты, аналогичные первому этапу (баргузинский комплекс); 2) гранитоиды „повышенной основности“ — преимущественно монцитоны, кварцевые монцитоны и кварцевые сиениты; 3) лейкократовые умеренно-щелочные граниты зазинского интрузивного комплекса; 4) некоторые сиенит-щелочногранитные вулканоплутонические комплексы (хоринский, брянский), Rb-Sr и U-Pb датировки по которым ложатся в интервале 287—271 млн лет [Литвиновский и др., 1995; Ярмолук и др., 2001; Litvinovsky et al., 2002; Reichow et al., 2003; Shadaev et

al., 2004; Посохов и др., 2005]; 5) бимодальные трахибазальт-трахит-трахириолитовые дайковые пояса (Rb-Sr возраст 285—303 млн лет) [Khubanov, Shadaev, 2004; Шадаев и др., 2005]. Следует подчеркнуть, что брянский и хоринский комплексы, как и бимодальные дайковые пояса, находятся внутри ареала гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (см. рис. 1).

Разнообразие состава и геологического положения гранитоидов рассматриваемого этапа предполагает участие различных источников в их образовании. Для умеренно кислых гранитов баргузинского комплекса это были существенно коровые метатерригенные протолиты. Основанием для такого вывода служит их сходство с описанными выше гранитами первого этапа. Для гранитоидов повышенной основности сопоставление с экспериментальными данными [Patiño Douce, 1999] позволяет предполагать древний ортоамфиболитовый источник исходных магм, возможно, с некоторой долей пород осадочного происхождения. Это предположение подтверждается пониженной величиной $I_{Sr} = 0.70622—0.70644$ (данные по Хасуртинскому и Хангинтуйскому массивам), а также „мантийными“ значениями $\delta^{18}O$ [Mattey et al., 1994; Harmon, Hoefs, 1995; Eiler et al., 2000], составляющими 5.1—5.9 ‰ в титаните из монцонитов Хасуртинского плутона и 5.0 ‰ в хангинтуйских эндоконтактных кварцевых диоритах. В других случаях (Романовский массив) предполагается непосредственное участие базитовых магм [Литвиновский и др., 1992], смешение которых с кислыми коровыми выплавками приводило к образованию гибридных монцонитоидных расплавов.

Граниты зазинского комплекса, характеризующиеся высоким содержанием SiO_2 , повышенной глиноземистостью и минимальными концентрациями основных оксидов, соответствуют коровым расплавам, образованным при плавлении метапелитовых источников (см. рис. 12) [Patiño Douce, 1999; Altherr et al., 2000]. Вместе с тем изотопные данные (Rb-Sr, O), полученные Б.А. Литвиновским с соавторами [1999], свидетельствуют о заметном участии мантийного материала в образовании кислых магм, родоначальных для зазинских гранитов.

Таким образом, рассматриваемый этап магматизма характеризуется вовлечением в процессы генерации салических магм разных по составу и, вероятно, возрасту коровых протолитов при явном и, по-видимому, нарастающем участии магм мантийного происхождения, роль которых достигла максимума на следующем — мезозойском этапе магматизма, когда сформировалась большая часть щелочных гранитов Забайкалья и Монголии [Ярмолюк и др., 2001; 2002; Литвиновский и др., 2001; Сорокин и др., 2004].

В заключение рассмотрим геодинамический аспект позднепалеозойского магматизма, в результате которого сформировался гигантский Ангаро-Витимский ареал-плутон и разновозрастные ему разнотипные гранитоиды. Согласно существующим критериям геодинамической типизации и основываясь на предположении о длительном (порядка 250 млн лет) эволюционном развитии магматизма, среди гранитоидов Западного Забайкалья выделялись: кварцевая монцонит-гранитная серия (АВБ), сформировавшаяся на стадии континентальной коллизии; кварцевая сиенит-гранитная серия (зазинский комплекс) стадии посторогенного растяжения; бимодальные вулканические и комагматичные им плутонические серии повышенной щелочности, образовавшиеся на стадии внутриконтинентального рифтогенеза [Литвиновский, Занвилевич, 1998]. Приведенные выше геохронологические данные сужают этот временной интервал до 70 млн лет, при этом большая часть гранитоидов сформировалась в еще более короткий промежуток — порядка 40 млн лет. Какая-либо закономерность в смене одних типов пород другими в течение этого интервала отсутствует, за исключением того, что вулканоплутонические ассоциации повышенной щелочности (Хоринский, Брянский массивы) появляются не ранее 290 млн лет, хотя основной этап щелочно-гранитоидного магматизма начался значительно позже, порядка 230 млн лет назад. В связи с этим, вполне правомерной представляется альтернатива: разнотипные гранитоиды, формировавшиеся в течение 70 млн лет (340—270 млн лет), отражают последовательную смену геотектонических условий магнообразования или их формирование происходило в одной и той же геодинамической обстановке?

Рассматривая вероятность того или иного сценария, необходимо иметь в виду следующие обстоятельства. Во-первых, наличие перерыва или резкого затухания магматической активности между ранним (340—320 млн лет) и поздним (310—270 млн лет) этапами может свидетельствовать о смене геотектонических условий магнообразования на этом рубеже. Во-вторых, недавно получены свидетельства формирования покровно-складчатого сооружения Багдаринской структуры (центральная часть АВБ) в период с конца среднего карбона—до начала ранней перми [Руженцев и др., 2005], что практически полностью перекрывает временной интервал формирования АВБ. В-третьих, наличие определенной зональности в пространственном расположении рассматриваемых типов гранитоидов. Так, массивы монцонитов, кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов тяготеют к с.-з. и центральной частям ареала нормальных баргузинских гранитов (см. рис. 1). Гранитоиды зазинского комплекса располагаются в основном в центральной и южной частях АВБ. Хоринский и Брянский массивы, сложенные щелочными гранитами и сиенитами А-типа, также расположены в южной части Ангаро-Витимского батолита, тогда как пояс сходных по составу, но более молодых — мезозойских щелочных гранитов и сиенитов лишь своей северной частью “перекрывает” южный край АВБ.

Учитывая все эти факты, можно предположить, что ранний этап магматизма (340—320 млн лет) связан с коллизионной геодинамической обстановкой, сменившейся постколлизионным растяжением и последующим внутриплитным магматизмом. Свидетельством коллизионных процессов рассматриваемого временного интервала являются складчатые деформации и покровообразование в Малом Хамар-Дабане и Багдаринском прогибе, сложенных пестроцветными терригенными отложениями и эффузивно-эпикластическим материалом, накапливавшимися в сравнительно небольших рифтогенных палеобассейнах [Филимонов и др., 1999; Минина, 2003; Руженцев и др., 2005]. Складчатость и покровообразование в этих структурах, вероятно, связаны с относительно локальным тектоническим сжатием, возможно, с существенной долей сдвиговой компоненты, что характерно для условий перехода от преобладающего сжатия к посторогенному растяжению земной коры [Bonin, 2004]. Дополнительным свидетельством стрессовых условий служит Малханская зона динамометаморфизма, ограничивающая с юго-юго-востока область батолитообразования и развивавшаяся одновременно с последней [Миркина и др., 1980; Ярмолюк и др., 1997б].

Поздний (главный) этап позднепалеозойского гранитообразования в Западном Забайкалье (310—270 млн лет) характеризуется сочетанием мафических и фельзических пород, варьирующих от щелочно-известковых металлюминиевых до пералюминиевых и щелочных гранитов и сиенитов. Подобное сочетание, согласно существующим представлениям [Bonin, 2004], характерно для посторогенного магматизма, который уже в конце перми—начале триаса сменился магматизмом внутриплитного типа [Гордиенко и др., 1998; Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2002; Сорокин и др., 2004].

Таким образом, все многообразие гранитоидов, сформировавшихся на посторогенном этапе магматизма Западного Забайкалья, определяется несколькими факторами. Главными из них являются: 1) гетерогенность фундамента, в строении которого участвуют блоки самого разного состава и возраста; 2) различное участие мантийных магм в генерации кислых расплавов. Несомненно, важную роль играли физико-химические условия генерации и кристаллизации первичных магм. Этим, вероятно, определялись вариации состава пород внутри описанных выше геохимических типов гранитоидов, а также внутри конкретных магматических тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены дополнительные геохронологические данные, подтверждающие позднепалеозойский возраст гранитоидов АББ, а также гранитов зазинского интрузивного комплекса, широко распространенных в Западном Забайкалье на площади, занятой Ангаро-Витимским ареал-плутоном. Установлен U-Pb возраст (SHRIMP-датирование) автохтонных гнейсогранитов Зеленогровского массива (325.3 ± 2.8 млн лет, MSWD = 2.5), кварцевых сиенитов Хангинтуйского плутона (302.3 ± 3.7 млн лет, MSWD = 0.26) и прорывающих его лейкогранитов зазинского комплекса (294.4 ± 1 млн лет, MSWD = 0.38), монцонитов Хасуртинского и кварцевых монцонитов Романовского массивов (283.7 ± 5.3 млн лет, MSWD = 0.024 и 278.5 ± 2.4 млн лет, MSWD = 0.018 соответственно).

На основании обобщения U-Pb и Rb-Sr геохронологических данных установлено, что позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья включал два этапа гранитообразования: ранний — 340—320 млн лет и поздний — 310—270 млн лет, значительно превосходящий ранний этап по объему и разнообразию магматических пород. Однако в отличие от принятых в настоящее время представлений [Литвиновский и др., 1992] выяснилось, что на раннем этапе (340—320 млн лет) формировались преимущественно умеренно кислые граниты, включая автохтонные разновидности, тогда как гранитоиды повышенной основности (монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты) характерны для второго (главного) этапа магматизма.

На раннем этапе магматизма, связанном с коллизионной геодинамической обстановкой, формировались преимущественно коровые граниты, включая автохтонные разновидности. На втором этапе в условиях посторогенного растяжения формировались гранитоиды разного состава: 1) умеренно кислые типично интрузивные граниты, аналогичные первому этапу; 2) гранитоиды повышенной основности (монцонитоиды, кварцевые сиениты); 3) лейкократовые субщелочные (пералюминиевые) граниты зазинского интрузивного комплекса; 4) некоторые интрузивы щелочных гранитов и сиенитов, сопровождающиеся щелочными базитами.

Многообразие состава гранитоидов, сформировавшихся в пределах относительно небольшого сегмента земной коры в течение нескольких десятков миллионов лет, определялось главным образом гетерогенностью коровых протолитов и различным участием мантийных магм в их образовании. Физико-химические условия генерации и кристаллизации магм имели относительно подчиненное значение, определяя вариации состава пород, принадлежащих к одному геохимическому типу, а также вариации внутри конкретных магматических тел.

Авторы выражают благодарность В.Е. Руденко за помощь в проведении изотопно-геохронологических исследований, а также А.Г. Владимирову и В.С. Антипину за конструктивные замечания, высказанные при подготовке рукописи.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ (МД-4314.2004.5), Фонда содействия отечественной науке, РФФИ-Байкал (грант 05-05-97205), интеграционной программы „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту)“.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г.В., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. О возрасте Сыннырского массива // *Геохимия*, 1991, № 5, с. 715—718.

Антипин В.С., Макрыгина В.А., Петрова З.И. Сравнительная геохимия гранитоидов и вмещающих метаморфических пород в западной части Ангаро-Витимского батолита (Прибайкалье) // *Геохимия*, 2006, № 3, с. 293—308.

Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // *Докл. РАН*, 1995, т. 344, № 3, с. 377—380.

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.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцына Л.Г., Климук В.С., Пахольченко Ю.А. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (2), с. 190—203.

Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М., Наука, 1985, 232 с.

Карта магматических формаций юга Сибири и Северной Монголии. М-б 1:1 500 000. М., Мингео, 1989.

Классификация и номенклатура магматических пород. М., Недра, 1981, 160 с.

Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Кыджимитский комплекс редкометалльных гранитов и радиологическое обоснование его возраста (Северо-Западное Забайкалье) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1977, № 12, с. 31—43.

Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Чухонин А.П. Радиологический возраст и особенности состава Чивыркуйского плутона (Байкальская горная область) // *Докл. АН СССР*, 1980, т. 251, № 4, с. 948—951.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Направленность изменения химических составов гранитоидных и основных магм в процессе эволюции Монголо-Забайкальского подвижного пояса // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (2), с. 157—177.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1992, 141 с.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36 (12), с. 65—72.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (5), с. 694—702.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандиминова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42 (3), с. 445—455.

Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 17 с.

Миркина С.Л., Чухонин А.П., Козубова Л.А. Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья, по данным свинцового метода // *Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса*. М., Наука, 1980, с. 51—58.

Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Козубова Л.А. Возраст гранитов витимканского комплекса в Забайкалье по радиологическим данным // *Докл. АН СССР*, 1978, т. 238, № 3, с. 666—669.

Мурина Г.А., Шергина Ю.П., Лебедева П.Б., Козубова Л.А. Rb-Sr возраст и геохимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа активизации в Северо-Западном Забайкалье // *Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса*. М., Наука, 1980, с. 32—50.

Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбейской Е.Р. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область) // Тез. докл. совещания „Изотопное датирование эндогенных рудных формаций“. Киев, 1990, с. 130—132.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН, 1993, т. 331, № 6, с. 726—729.

Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Хубанов В.Б. Rb-Sr возраст и последовательность формирования гранитоидов Хоринской вулканоплутонической структуры Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 625—632.

Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1976, 88 с.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Богдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 171—196.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Шалаев В.С. Гранитоиды восточной части Ангаро-Витимского батолита: U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы конф. „РФФИ в азиатской части России“. Иркутск, 2002, с. 400—401.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., Недра, 1967, 515 с.

Сорокин А.А., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сорокин А.П., Кудряшов М.Н., Ли Цзиньи. Геохронология триасово-юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 2, с. 227—231.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберекутина Л.Н. Урминская толща — эталонный стратон верхнего девона Западного Забайкалья // Вестн. Воронежского государственного университета, Сер. геол., 1999, № 8, с. 46—57.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 723—730.

Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А. О возрасте гранитоидов баргузинского комплекса по данным Rb-Sr метода // Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 4, с. 946—949.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997а, т. 5, № 5, с. 451—466.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997б, № 5, с. 18—32.

Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандиминова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитного магматизма Северомонгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология, 2001, т. 9, № 4, с. 351—380.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника, 2002, № 4, с. 42—63.

Altherr R., Holl F., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos, 2000, v. 50, p. 51—73.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Heinikoff J.N., Davis D.W., Russell J., Korsch R.J., Foudonlis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // Lithos, 2004, v. 78, p. 1—24.

Eiler J.M., Schiano P., Kitchen N., Stolper E.M. Oxygen isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean ridge basalts // Nature, 2000, v. 403, p. 530—534.

Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ¹⁸O systematics of basalts from different geotectonic settings // Contr. Miner. Petrol., 1995, v. 120, p. 95—114.

Khubanov V.B., Shadaev M.G. Late Paleozoic dyke belts: geology, geochemistry and isotope records (Transbaikalia) // Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proc. Interim IAGOD Conf. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 218—219.

Kretz R. Symbols for rock forming minerals // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 277—279.

Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Perchov K., Titov A.V. Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of *A*-type granitoid magmas // Chem. Geol., 2002, v. 189, p. 105—133.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication № 1a, 1999, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication, № 2, 2000, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.

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

Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v. 128, p. 231—241.

Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V. Terranes and accretionary history of the Transbaikalian orogenic belts // Intern. Geol. Rev., 1995, v. 37, № 8, p. 736—751.

Patño Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Understanding granites: integrating new and classical techniques / Eds. A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse. Geological Society of London, Special Publications, 1999, v. 168, p. 55—75.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Parrish R.R., Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N. Silicic magmatism in Transbaikalia, Russia, and its links with the Siberian traps // Geophys. Res. Abs., 2003, v. 5, p. 05048.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry. Elsevier, Oxford, 2003, v. 3, p. 1—64.

Shadaev M.G., Khubanov V.B., Posokhov V.F. Petrogenesis of intercontinental volcano-plutonic structures (Transbaikalia) // Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proc. Interim IAGOD Conf. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 258—261.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society of London, Special Publications, 1989, v. 42, p. 313—345.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos, 1998, v. 45, p. 29—44.

White A.J.R., Chappell B.W. Some supracrustal (*S*-type) granites from the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1988, v. 79, p. 169—181.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*