

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОИДЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ:
U-Pb и Ar-Ar ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС
А.А. Цыганков^{1,2}, В.Б. Хубанов^{1,2}, А.В. Травин^{3,4}, Е.Н. Лепехина⁵, Г.Н. Бурмакина¹,
Т.Н. Анциферова^{1,2}, О.В. Удоратина⁶**

¹ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

² Бурятский государственный университет, 670000, Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а, Россия

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

⁴ Научно-исследовательский Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

⁵ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

⁶ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Россия

Приведены новые изотопно-геохронологические доказательства синхронности позднепалеозойского базитового и гранитоидного магматизма Западного Забайкалья, что является веским аргументом, подтверждающим участие мантийных магм в гранитоидном петрогенезисе. Показано, что источником позднепалеозойских базитов была флогопит-гранатсодержащая лерцолитовая мантия, плавление которой происходило в «гидратированных» условиях. Специфика позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья определялась пространственно-временным совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. Смешение мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным — мантийно-коровым, включающим все (вероятно, кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы. По своему месту в геологической истории Забайкалья позднепалеозойский магматизм является посторогенным, но инициирован и развивался под воздействием мантийного плюма.

Западное Забайкалье, базитовый магматизм, изотопный возраст, источники магм, мантийный плюм.

LATE PALEOZOIC GABBROIDS OF WESTERN TRANSBAIKALIA: U-Pb AND Ar-Ar ISOTOPIC AGES, COMPOSITION, AND PETROGENESIS

**A.A. Tsygankov, V.B. Khubanov, A.V. Travin, E.N. Lepekhina, G.N. Burmakina,
T.N. Antsiferova, and O.V. Udoratina**

We provide new isotope–geochronological evidence for the synchronous occurrence of Late Paleozoic basic and granitoid magmatism in Western Transbaikalia; this is a strong argument for the contribution of mantle magmas to granitoid petrogenesis. The Late Paleozoic basic rocks originated from the phlogopite–garnet-bearing lherzolitic mantle, which melted under «hydration conditions». The specific features of Late Paleozoic magmatism in Western Transbaikalia were determined by the combination of the activity of a low-energy mantle plume with the final stage of the Hercynian orogeny in space and time. At the early stage of magmatism, during the formation of the Barguzin granites, the plume had only a thermal influence on the crustal rocks heated as a result of Hercynian fold–thrust deformations. The mixing of mantle basic and crustal salic magmas at different levels marked the transition from crustal to mixed (mantle–crustal) granites, which include all post-Barguzin complexes (probably, except for alkali granites). In the geologic evolution of Transbaikalia, the Late Paleozoic magmatism was postorogenic, but it was initiated and influenced by the mantle plume.

Basic magmatism, isotopic age, magma sources, mantle plume, Western Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Согласно теоретическим построениям [Huppert, Sparks, 1988; Johannes, Holtz, 1996; Добрецов и др., 2010; Добрецов, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] и эмпирическим данным [Литвиновский и др., 1993; Ярмолюк и др., 1998, 2013; Sylvester, 1998; Jahn, 2004; Jahn et al., 2009; Xiong et al., 2012], боль-

Таблица 1. U-Pb и Ar-Ar геохронологические данные по габброидам Западного Забайкалья

№ п/п	Массив, порода	Район опробования	Изотопная система	Возраст, млн лет	Литературный источник
1	Орефьевский габбро-монцонитовый массив, оливин-биотитовый габбронорит	Юго-западная часть хр. Улан-Бургасы, р. Лапчаха (приток р. Ангир)	U-Pb*	290 ± 5	Авторские данные
2	Шалутинский кварцево-сиенит-гранитный массив, синплутонические амфибол-биотитовые габбро	Левый борт р. Селенга в 20 км выше г. Улан-Удэ	Ar-Ar Ar-Ar	291.3 ± 2.4 289.7 ± 2.1	»
3	Туркинский габбро-монцонитовый массив, монцодиорит	Левобережье верхнего течения р. Турка	U-Pb	514.6 ± 7.2	»
	Комбинированная дайка в Усть-Хилокском монцонит-кварцево-сиенитовом массиве (Жиримский участок)	Базитовая составляющая***	U-Pb**	282.4 ± 5.6	»
		Салическая составляющая***	U-Pb**	282.3 ± 3.6	»
4	Арсентьевский габбро-сиенитовый массив, биотит-роговообманковое субщелочное габбро первой фазы	Центральная часть хр. Моностой, левобережье р. Селенга	U-Pb*	279 ± 2	[Бадмацыренова, 2011]
5	Оронгойский габброидный массив	Северо-западная часть хр. Моностой	U-Pb	278.8 ± 1.7	(Ярмолук В.В., устное сообщение)
6	Амфибол-биотитовое габбро в рудном поле Ермаковского F-Ве месторождения	Юго-восточный склон Кижингинского хребта	U-Pb Rb-Sr	332 ± 1 316 ± 8.3	[Лыхин и др., 2010]
7	Бургасский массив, кварцевые сиениты с мафическими включениями	Юго-западная часть хр. Улан-Бургасы	U-Pb*	287.3 ± 4.1	[Цыганков и др., 2010]
8	Нестерихинский массив, порфириовидные кварцевые монцониты с зонами минглинга и мафическими включениями	Юго-западная часть Баргузинского хребта	U-Pb	298 ± 8	[Козубова и др., 1980]
9	Романовский массив, кварцевые монцониты с мафическими включениями	Витимское плоскогорье в районе с. Романовка (р. Витим)	U-Pb*	278.5 ± 2.4	[Цыганков и др., 2007]

* Данные SHRIMP-II.

** LA-ICP-MS.

*** Правый борт р. Селенга в 50 км выше г. Улан-Удэ.

шинство крупных гранитоидных батолитов сопровождается проявлениями мантийного базитового магматизма. Более того, само формирование салических (гранитоидных) расплавов многие исследователи связывают с энергетическим воздействием мантийных магм на коровый субстрат, поскольку лишь коровая магомгенерация обеспечивает образование гигантских объемов гранитоидов, представляющих собой, наряду с базальтами, самые распространенные породы на поверхности Земли. Вместе с тем эмпирические данные по разным гранитоидным провинциям мира показывают, что доля базитов в их составе ничтожно мала, а временные и генетические взаимоотношения базитов и гранитоидов слабо изучены.

В Западном Забайкалье позднепалеозойские гранитоиды занимают площадь порядка 200 000 км², образуя одну из крупнейших на Земле гранитоидную провинцию. Проявления базитов, ассоциирующих с ними (пространственно, генетически?), многочисленны, но невелики по объему. К наиболее крупным образованиям относятся разновеликие массивы габбро-монцонитов и габбро-монцонит-сиенитов. Кроме того, базиты присутствуют в виде синплутонических интрузий, встречающихся в некоторых гранитоидных массивах, комбинированных даек [Литвиновский и др., 1995а,б; Zanvilevich et al., 1995] и мафических включений [Литвиновский и др., 1993; Бурмакина, Цыганков, 2013].

Наиболее очевидным доказательством синхронности, а значит и определенной генетической или парагенетической взаимосвязи базитового и гранитоидного магматизма, являются мафические включения ([Didier, Barbarin, 1991; Barbarin, 2005] и ссылки в этих работах). Однако в таких включениях чаще всего сохраняются лишь реликты первичных (базитовых) минеральных ассоциаций, а валовой химический, в том числе микроэлементный, состав существенно модифицирован в процессе взаимодействия с преобладающей по объему салической магмой. Все это существенно затрудняет реконструкцию исходного состава и условий образования базитовых магм, синхронных гранитообразованию. С этой точки зрения изучение комбинированных даек более информативно, однако их синхронность с формированием крупных гранитоидных плутонов часто неоднозначна и требует подтверждения изотопными методами. Так, например, в Западном Забайкалье на основе геологических взаимоотношений предполагается не менее трех этапов формирования комбинированных даек, разделенных промежутками времени в сотни или десятки миллионов лет. Ситуация с габброидными и габбро-монцонитовыми плутонами также далеко не однозначна. Их принадлежность к позднепалеозойскому этапу магматизма Западного За-

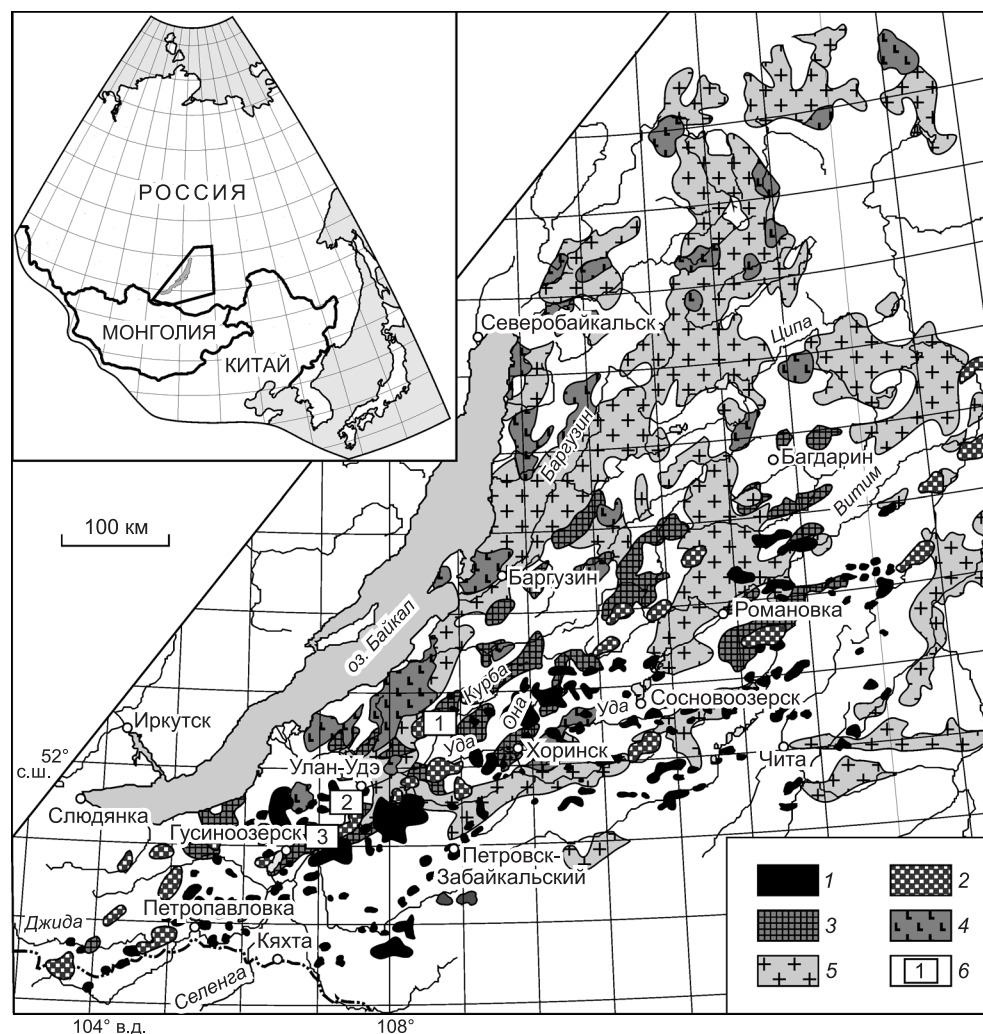


Рис. 1. Схема расположения герцинских гранитоидов Западного Забайкалья, по [Цыганков и др., 2010].

1 — щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (раннекуналейский (280—273 млн лет) и позднекуналейский (230—210 млн лет) комплексы без разделения); 2 — шошонитовая интрузивная серия (монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс — 285—278 млн лет); 3 — переходные, от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных (alkaline) граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (заяинский комплекс — 305—285 млн лет); 4 — высококальциевые известково-щелочные кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс — 305—285 млн лет); 5 — известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), 330—310 млн лет; 6 — участки детального изучения габброидов. На врезке показан контур изучаемого региона.

байкалья в целом, тому или иному комплексу в частности, обосновывается главным образом пространственной сопряженностью с гранитоидами соответствующего типа и корреляцией некоторых петрогеохимических характеристик слагающих их пород [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011]. При этом определения изотопного возраста габброидов единичны (табл. 1).

Более определенно возрастное положение синплутонических базитовых интрузий, синхронность которых с гранитоидами доказывается наличием приконтактных зон минглинга. Вместе с тем сам факт смешения магм контрастного состава нередко вызывает недоверие исследователей, вплоть до его полного отрицания.

В настоящей работе нами приведены новые данные по геологическому строению, изотопному возрасту и вещественному составу нескольких разнотипных проявлений базитового магматизма, синхронность с гранитоидами которых подтверждена изотопно-геохронологическими определениями. Установленный факт синхронности мантийного базитового и гранитоидного магматизма дает основание еще раз вернуться к вопросу позднепалеозойской геодинамики рассматриваемого региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Как отмечалось выше, на территории Западного Забайкалья позднепалеозойские гранитоиды распространены очень широко. Согласно результатам U-Pb изотопного датирования цирконов, их формирование продолжалось, по одним данным, 55—60 млн лет (~ 330—275 млн лет) [Цыганков и др., 2007, 2010]; по другим, этот период не превышал 22 млн лет (~ 303—281 млн лет) [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ковач и др., 2012]. Согласно нашим представлениям [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011], наиболее ранними образованиями (330—290 млн лет) являются известково-щелочные авто- и аллохтонные биотитовые граниты баргузинского комплекса (рис. 1), типоморфные для Ангаро-Витимского батолита (АВБ), занимающего площадь 150 000 км². Следом за баргузинскими гранитами, со значительным временным перекрытием (порядка 15 млн лет), одновременно (в интервале от 305 до 285 млн лет назад) формировались низкремниевые высококалиевые известково-щелочные гранитоиды (кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, гранодиориты) чивыркуйского и переходные от известково-щелочных к субщелочным лейкократовые граниты и кварцевые сиениты зазинского комплексов. Следующий этап связан со становлением пород шошонитовой серии (сиениты, монцониты, обогащенные калием габброиды нижнеселенгинского комплекса, 285—278 млн лет). Завершился позднепалеозойский этап внедрением щелочно-гранитоидных магм, сформировавших крупные плутоны щелочных гранитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов (281—278 млн лет), относимых к раннекуналейскому интрузивному комплексу [Цыганков и др., 2010].

Базиты в форме синплутонических интрузий, комбинированных даек и мафических включений присутствуют в основном в кварцевых сиенитах и монцонитоидах чивыркуйского, зазинского и нижнеселенгинского комплексов [Литвиновский и др., 1995а,б] и пока не обнаружены в гранитах АВБ (баргузинский комплекс). Для последних, напротив, характерны ксенолиты коровых метатерригенных пород, что согласуется с широким распространением автохтонных разностей (порядка 20 % общего объема) [Литвиновский и др., 1993] и «коровыми» изотопными характеристиками слагающих его пород [Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014]. Разновеликие тела габброидов и габбро-монцонитов встречаются среди гранитоидов разного состава, однако их временные соотношения с последними во многих случаях неопределенны. В процессе геологической съемки они рассматривались в качестве более ранних образований, представляющих собой останцы среди обширных гранитоидных полей.

Наши исследования были сосредоточены в центральной части Западно-Забайкальского магматического ареала на нескольких, удаленных друг от друга участках (см. рис. 1). Первый участок расположен в юго-западной части хр. Улан-Бургасы в 50—60 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ, где на сравнительно небольшой площади (около 2000 км²) в процессе геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000, проводившихся Бурятским геологическим управлением в конце 60-х годов прошлого столетия, закартировано несколько десятков базитовых тел площадью от долей до первых десятков квадратных километров. В пределах этой площади встречаются как метаморфизованные явно догранитные тела габбро-амфиболитов, так и сравнительно крупные массивы амфибол-биотитовых габбро и габбро-монцонитов, один из которых (Орефьевский) был нами изучен и датирован.

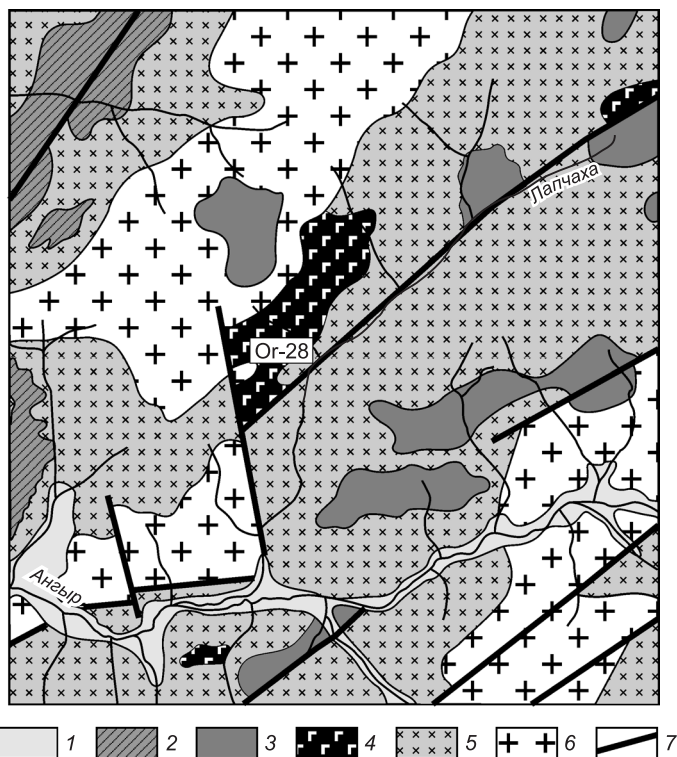
Орефьевский массив (рис. 2) расположен в юго-западной части хр. Улан-Бургасы в правом борту р. Лапчаха (правый приток р. Ангир). В плане массив размером 6 × 2 км имеет неправильно-линзовидную форму и сложен в основном амфиболовыми габбро, переходящими в монцогаббро, монцодиориты и монцониты. Кроме того, встречаются очень свежие оливин-биотитовые габбронориты. Второй участок расположен в левобережье р. Селенга в 15—30 км южнее г. Улан-Удэ. Здесь расположен позднепалеозойский (293—291 млн лет [Litvinovsky et al., 2012]) Шалутинский кварцево-сиенит-лейкогранитный массив [Литвиновский и др., 1995б], представляющий собой часть (порядка 300 км²) более крупного плутона, одного из типоморфных для зазинского интрузивного комплекса [Цыганков и др., 2010]. Среди кварцевых сиенитов и, частично, гранитов этого массива известны проявления базитов, представленных комбинированными дайками, мафическими включениями и синплутонической габброидной интрузией, которые обнажаются на протяжении нескольких километров в левом борту р. Селенга в районе д. Старые Шалуты (уч. 2, см. рис. 1). Впервые эти образования изучены и описаны Б.А. Литвиновским с соавторами [Литвиновский и др., 1995б; Litvinovsky et al., 2012], которыми приведена схема геологического строения этого района. Наше внимание было сконцентрировано на синплутонических габброидах, изотопный возраст (⁴⁰Ar/³⁹Ar) и характеристика которых приводятся ниже.

Амфибол-биотитовые мелкозернистые габбро **Шалутинского плутона** обнажаются на площади примерно 600 × 200 м. Морфологически это, по-видимому, силлоподобная интрузия, апикальная часть которой сопровождается зоной минглинга с многочисленными мафическими включениями во вмещающих кварцевых сиенитах. Количество включений быстро убывает с удалением от контакта, а сами габброиды пронизаны жилами кварцсодержащих сиенитов. Нижний контакт, напротив, закаленный и представляет собой почти черные тонкозернистые породы с пилотакситовой микроструктурой и редки-

Рис. 2. Геологическое положение Орефьевского массива (детализация участка 1, см. рис. 1).

Составлена на основе геологической карты м-ба 1:200 000 (лист N-49-XXXI).

1 — четвертичные отложения; 2 — протерозойские (?) метатерригенные отложения итанцинской свиты; 3 — лейкократовые граниты зазинского комплекса; чивыркуйский комплекс: габбро, габбро-диориты, габбро-монзониты и монзониты (4), порфирировидные (Kfs) кварцевые сиениты и гранодиориты (5); 6 — авто- и аллохтонные граниты баргузинского комплекса; 7 — разрывные нарушения; Or-28 — место отбора геохронологической пробы.



ми вкрапленниками плагиоклаза. Истинная мощность габброидного тела, по-видимому, не превышает 30—40 м.

Комбинированные дайки (КД) известны в гранитоидных массивах чивыркуйского, зазинского и нижнеселенгинского комплексов [Литвиновский, 1995а,б; Litvinovsky et al., 2012]. Синхронность КД и вмещающих гранитоидов обосновывается лишь фактом их пространственной сопряженности и не под-

тверждена изотопно-геохронологическими определениями. Нами с использованием LA-ICP-MS методики U-Pb датирования цирконов получены первые данные по комбинированной дайке *Жирумского участка* (уч. 3, см. рис. 1) позднепалеозойского (285—278 млн лет) Усть-Хилокского монзонит-кварцево-сиенитового массива [Литвиновский и др., 1995а; Цыганков и др., 2010], протягивающегося в правобережье р. Селенга от устья р. Хилок до г. Улан-Удэ. Комбинированная дайка на рассматриваемом участке представляет собой тело сложной морфологии и переменного состава, варьирующего от простого микрогаббрового до смешанного микрогаббро-кварцево-сиенитового. При этом доля салической составляющей, «цементирующей» округлые базитовые глобулы, не превышает 10—15 % общего объема.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Наиболее типичные габбро в составе **Орефьевского массива** представляют собой среднезернистые массивные породы с призматически-зернистой (гипидиоморфной) или субофитовой структурой. Породы сложены плагиоклазом (An_{70-27} , 60—70 об. %), гиперстеном (2—15 об. %), моноклинным пироксеном — диопсид-авгитом (En_{41-34} , Fs_{15-21} , Wo_{38-47} , 10—15 об. %), магнезиальной роговой обманкой (5—10 об. %) и биотитом (3—5 об. %). Иногда присутствует оливин (32—52 % Fa), содержание которого может достигать 10—15 об. %. Акцессорные минералы: ильменит, магнетит, апатит, циркон, титанит.

Типоморфными разностями синплутонических базитов **Шалутинского массива** являются амфибол-биотитовые габбро. Это мезократовые мелко-среднезернистые породы с офитовой, субофитовой, реже габбровой микроструктурой. Они сложены плагиоклазом (An_{75-19} , 35—60 об. %), амфиболом (магнезиальная роговая обманка, актинолит, 15—20 об. %) и биотитом (10—15 об. %), к которым нередко добавляются моноклинный пироксен — диопсид (En_{35-37} , Fs_{14-15} , Wo_{47-49}) и калиевый полевой шпат в количестве, не превышающем первых об. %. Иногда встречается интерстициальный кварц. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, титанит, циркон.

Комбинированная дайка *Жирумского участка* состоит, как отмечалось, из базитовых (трахианде-зибазальтовых) пиллоуподобных обособлений «нодулей» и разделяющей их салической мелкозернистой массы кварцево-сиенитового состава. Базиты представляют собой зеленовато-черные тонкозернистые афировые или редкопорфировые породы с диабазовой микроструктурой. Породы сложены плагиоклазом (An_{62-17} , 55—60 об. %), амфиболом, варьирующим по составу от низкотитанистой магнезиальной роговой обманки до актинолита и биотитом. Иногда встречается реликтовый пироксен — диопсид (En_{35-41} , Fs_{12-17} , Wo_{45-48}) и пертитовый K-Na полевой шпат. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, титанит, ильменит, циркон. Состав салической части дайки отвечает кварцевому сиениту (Kfs — 45—55, Pl — 15—30, Qtz — 8, Bt — 15—20 об. %).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

Химический состав представительных проб рассматриваемых образований приведен в табл. 2, на рисунках показаны все имеющиеся в нашем распоряжении данные, включая салическую составляющую комбинированных даек.

На классификационной диаграмме [Middlemost, 1994] (рис. 3, а) видно, что рассматриваемые породы варьируют по составу от нормальных габбро, через монцогаббро до монцонитов, охватывая диапазон кремнекислотности от 45 мас. % SiO_2 (иногда меньше) до примерно 60 мас. %. При этом салическая часть Жиримской комбинированной дайки по химическому составу соответствует кварцевому сиениту. По мере возрастания содержания кремнезема практически линейно увеличивается общая щелочность пород, однако в разных объектах этот рост обеспечивается по-разному. В габброидах и монцонитоидах Орефьевского массива щелочность возрастает главным образом за счет калия. Соответственно, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ возрастает от 0.2 в наиболее основных разностях габброидов до 1.2 в монцонитах. В наименее дифференцированных шалутинских синплутонических габброидах и базитах Жиримской комбинированной дайки корреляция между суммарной щелочностью, калий-натровым отношением и кремнеземом практически отсутствует.

В целом рассматриваемые образования характеризуются повышенной и высокой калиевой щелочностью (см. рис. 3, б) по сравнению, например, с раннепалеозойскими габброидами и монцонитами (Унэгтэйский, Туркинский массивы, см. рис. 1).

Магнезиальность (Mg\#) ($\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ мол. %) рассматриваемых габброидов варьирует в диапазоне 62—35 %, корреляция с SiO_2 практически отсутствует. В наиболее меланократовых разностях Mg\# может достигать 70 % и более. Габброиды характеризуются умеренным содержанием TiO_2 (0.8—2.0 мас. %), причем наиболее высокие концентрации характерны для пород Орефьевского массива. С переходом к разностям габбро-диоритового, монцогаббрового и монцонитового состава содержание оксида титана снижается до 0.5—0.3 мас. %. На этом фоне выделяются базиты комбинированной дайки, в которых содержание TiO_2 в среднем составляет 1.4 мас. %, тогда как в равных по основности породах других объектов — около 1 мас. %. Из характерных особенностей рассматриваемых образований следует отметить повышенную глиноземистость, достигающую почти 22 мас. % в габброидах Орефьевского массива.

Спектры распределения REE в рассматриваемых образованиях в целом сходны (рис. 4). Для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE, в большинстве случаев отсутствует Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84\text{—}1.0$). Сумма REE в породах Орефьевского массива составляет примерно 200 г/т, а в базитах комбинированной дайки возрастает до 268 г/т. Шалутинские габбро занимают промежуточное положение. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ как мера обогащения LREE относительно HREE составляет 16.9—22.4. Значения отношений $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ в рассматриваемых базитах составляют 2.4—3.02 и 2.8—3.27 соответственно.

Мультиэлементные спектры (нормированные по OIB) также обнаруживают явное сходство (см. рис. 4): породы в разной степени обогащены LILE (Cs, Rb, Ba, Th, U, K) и слабо деплетированы HFSE (Zr, Hf, Ti), при этом ярко выражена отрицательная Nb-Ta и положительная Pb аномалии.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Орефьевский массив. Цирконы для изотопно-геохронологических исследований были выделены из оливин-биотитового габбронорита (пр. Ор-28-02), химический состав которого приведен в табл. 2. Среди цирконов преобладают полупрозрачные, бесцветные и желтовато-розовые призматические идиоморфные кристаллы размером от 70 до 250 мкм, коэффициент удлинения 1.3—2.2. Оптически кристаллы однородные, включения редки. Католюминесцентные изображения (рис. 5, а) показывают наличие тонкой магматической зональности, параллельной кристаллографическим ограничениям, и отсутствие ксеногенных ядер в цирконах, что указывает на их магматическое происхождение. Содержание U в цирконах варьирует от 106 до 264 мг/г, в двух точках (зернах) превышает 1100 мг/г. В соответствии с этим Th/U составляет 0.89—1.18, а в обогащенных U цирконах снижается до 0.24—0.36 (табл. 3), что не выходит за пределы, характерные для цирконов магматического генезиса. Аналитические точки конкордантны в пределах эллипса ошибок, однако 2 из 10 точек дают несколько омоложенные значения возраста (краевые зоны цирконов — 276 ± 7 млн лет). Исключая наиболее молодые результаты, конкордантный возраст по восьми точкам составляет 290 ± 5 млн лет (см. рис. 5, б), MSWD = 0.44.

Цирконы для U-Pb изотопно-геохронологических исследований комбинированной дайки Жиримского участка были отобраны из салической (пр. Zj-07-30) и мафической (пр. Zj-07-28) составляющих дайки, а также из вмещающих дайку кварцевых сиенитов (пр. Zj-07-31). Химический состав дайковых пород (салическая и базитовая составляющие) приведен в табл. 2. Характеристика вмещающих кварцевых сиенитов Усть-Хилокского массива содержится в работах [Литвиновский и др., 1995а; Цыганков и

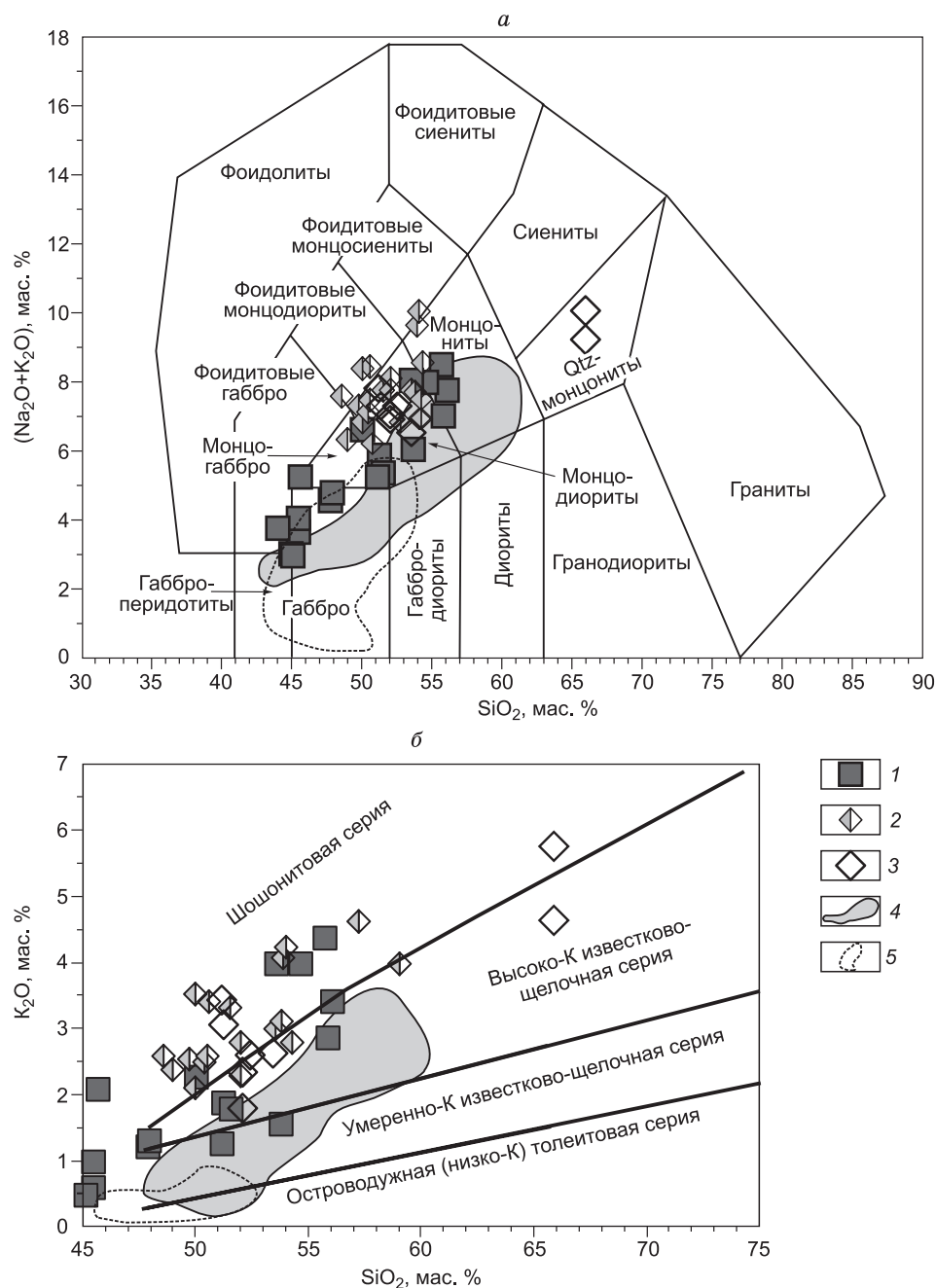


Рис. 3. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2\text{—}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Middlemost, 1997] и соотношение $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ в базитах и монцонитоидах Орефьевского, Шалутинского массивов и комбинированной дайке Жиримского участка.

1 — Орефьевский массив; 2 — Шалутинские синплутонические амфиболовые габбро и монцодиориты; 3 — комбинированная дайка Жиримского участка (Усть-Хилокский массив); для сравнения показан состав раннепалеозойских габброидов и монцонитов Туркинского (4) и Унэгэтэйского (5) массивов.

др., 2010; Litvinovsky et al., 2011]. Из кварцевого сиенита выделены короткопризматические кристаллы и их обломки размером 70—150 мкм с коэффициентом удлинения 1.1—1.4. Цирконы салической части дайки представлены в основном обломками кристаллов размером 100—180 мкм; из базитов — идиоморфные зерна размером 70—100 мкм с коэффициентами удлинения 1.2—1.8. Практически все изученные цирконы оптически однородны. В некоторых цирконах из кварцевых сиенитов обнаруживаются единичные включения торита размером в первые микрометры.

Таблица 2.

Химический состав представительных проб позднепалеозойских габброидов

Компо- нент	Or-27/4	Or-28	Or-28/2	Or-35	Sh-12-1	Sh-12-10/1	Sh-12-11/1	Sh-12-11/4-1*	Sh-12-12/3	Sh-12-12/4	Sh-12-12/6	Sh-12-13
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	45.40	45.10	47.80	51.50	51.50	49.70	52.00	50.60	49.00	48.60	50.00	50.00
TiO ₂	1.73	1.22	1.46	1.12	1.18	1.21	0.96	0.86	0.90	1.16	1.02	0.87
Al ₂ O ₃	21.80	19.40	19.75	19.15	19.00	19.00	17.30	15.30	12.60	18.10	16.40	15.50
Fe ₂ O ₃	4.23	4.18	3.86	1.67	4.71	4.10	4.12	3.63	3.79	6.19	3.72	2.80
FeO	5.20	7.85	6.62	7.82	3.90	5.07	4.49	5.11	5.19	3.43	4.84	6.08
MnO	0.08	0.12	0.13	0.14	0.15	0.14	0.17	0.26	0.17	0.16	0.17	0.17
MgO	3.25	6.22	3.84	4.68	3.25	4.03	4.85	7.15	11.28	4.00	5.40	8.00
CaO	11.54	11.30	9.33	7.90	5.73	7.45	6.00	5.79	7.70	7.05	6.90	6.95
Na ₂ O	3.46	2.49	3.38	3.63	4.47	4.77	5.87	5.09	4.00	5.00	4.91	4.80
K ₂ O	0.59	0.49	1.22	1.78	3.32	2.55	2.30	3.42	2.38	2.60	3.53	2.11
P ₂ O ₅	1.13	0.05	0.38	0.29	0.65	0.56	0.40	0.33	0.30	0.41	0.53	0.39
П.п.п.	1.30	1.34	1.72	0.66	1.43	1.36	1.28	2.43	2.48	3.02	2.46	1.84
Сумма	99.71	99.76	99.49	100.34	99.29	99.94	99.74	99.97	99.79	99.00	99.88	99.51
Ba, г/т	610	283	839	1192	1680	1037	742	890	571	1254	1236	785
Rb	12	3	16	18	110	79	133	180	82	58	108	57
Sr	1880	1154	1357	1352	1323	1274	916	770	649	1352	1126	929
Cs	—	—	—	—	1.5	1.3	2.2	—	1.4	2.2	1.8	0.9
Ga	23	15	21	21	22	21	20	—	16	20	20	17
Ta	0.2	0.2	0.2	0.3	1.1	0.6	0.5	—	0.6	0.5	0.6	0.6
Nb	5	2	4	4	15	11	8	9	13	7	14	10
Hf	1.2	2.6	3.6	1.6	7.0	2.7	5.9	—	3.9	3.3	4.7	5.8
Zr	42	124	164	62	304	89	202	120	103	137	197	158
Y	31	8	21	20	27	30	24	27	25	40	32	30
Th	1.5	0.6	3.2	1.2	6.5	4.0	6.4	—	2.0	5.3	4.9	3.8
U	0.6	0.3	0.9	0.4	1.5	1.0	1.9	—	0.6	1.5	1.2	0.7
Cr	—	—	—	—	11	34	81	207	798	14	103	260
Ni	—	—	—	—	11	16	41	81	193	13	56	106
Co	23	46	29	31	40	37	44	53	54	31	39	42
Sc	24	14	25	21	13	15	14		26	14	16	21
V	200	316	253	184	155	168	135	150	149	180	137	153
Cu	30	40	57	15	18	17	15	20	21	20	23	19
Pb	8	3	68	59	—	8		15	8	44	11	—
Zn	51	72	94	71	98	85	92	170	90	99	91	72
La	43	10	32	32	61	46	42	42	46	38	47	47
Ce	86	19	65	60	133	93	76	84	98	81	97	87
Pr	11	2	7	6	15	10	9	10	11	9	11	9
Nd	49	10	29	25	57	38	33	36	42	36	41	34
Sm	10.35	2.16	5.72	5.50	9.83	6.40	6.01	7.00	7.38	6.56	6.96	5.95
Eu	3.03	0.82	1.85	1.86	2.29	1.87	1.44	1.64	1.60	1.84	1.67	1.61
Gd	9.31	1.74	5.15	4.47	7.56	4.98	4.87	5.10	6.08	5.45	5.37	4.83
Tb	1.10	0.26	0.69	0.60	1.07	0.70	0.70	0.85	0.90	0.78	0.76	0.68
Dy	6.10	1.58	3.82	3.56	5.56	3.54	3.67	4.00	4.85	4.19	3.95	3.63
Ho	1.19	0.31	0.79	0.74	1.06	0.68	0.68	0.81	0.96	0.81	0.74	0.71
Er	2.81	0.94	2.30	1.89	2.81	1.81	1.78	2.20	2.67	2.20	1.98	1.93
Tm	0.38	0.11	0.30	0.28	0.39	0.25	0.26	0.34	0.40	0.32	0.28	0.29
Yb	2.27	0.75	1.77	1.38	2.35	1.54	1.55	1.90	2.51	1.93	1.73	1.80
Lu	0.27	0.13	0.29	0.23	0.33	0.23	0.22	0.30	0.36	0.29	0.26	0.28
(La/Yb) _n	13.5	9.4	13.1	16.7	18.7	21.4	19.6	15.9	13.2	14.0	19.5	18.6
Eu/Eu*	0.93	1.25	1.02	1.11	0.78	0.98	0.79	0.80	0.71	0.91	0.80	0.89
Gd/Yb	3.4	1.9	2.4	2.7	2.7	2.7	2.6	2.2	2.0	2.3	2.6	2.2

Орефьевского и Шалутинского массивов, комбинированной дайки Жиримского участка

Sh-12-3a*	Sh-12-9	Sh-12-9/1	Kd-08-10	Kd-08-11*	Kd-08-12	Kd-08-9	Kd-08-9a*	Zj-07-28*	Kd-08-9c*	Kd-08-9d*	Zj-07-30*
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
52.00	50.40	50.50	52.00	52.00	51.10	51.20	52.40	49.60	65.80	65.80	62.10
1.09	0.96	0.97	1.41	1.43	1.43	1.40	1.52	1.87	0.64	0.60	1.07
16.60	18.00	18.00	17.90	18.00	17.65	18.40	17.40	16.50	16.60	16.85	17.90
4.89	3.55	4.49	3.09	3.13	3.30	3.33	3.45	5.24	1.67	1.58	2.60
3.59	4.99	3.90	5.35	5.50	5.34	5.50	5.27	5.14	1.93	1.69	0.88
0.15	0.14	0.15	0.14	0.18	0.13	0.13	0.14	0.14	0.03	0.04	0.10
4.80	4.67	4.23	4.17	3.99	4.16	4.31	4.00	4.60	0.95	0.72	0.82
6.50	7.70	7.35	6.63	6.43	6.85	6.33	6.45	8.00	2.30	2.00	1.90
5.00	4.70	4.94	4.68	5.10	4.35	4.25	4.70	4.03	4.57	4.34	5.47
2.81	2.49	2.60	2.35	1.80	3.44	3.06	2.60	2.71	4.65	5.75	6.52
0.51	0.46	0.38	0.72	0.76	0.81	0.61	0.73	0.89	0.19	0.18	0.17
1.80	1.95	1.89	1.69	1.43	1.63	1.85	1.66	1.65	0.71	0.40	0.58
99.74	100.01	99.40	100.13	99.75	100.19	100.37	100.32	100.37	100.04	99.95	100.11
1250	1125	1100	1332	589	1415	1213	1205	363	1486	1180	—
68	70	82	82	67	153	101	109	35	96	138	—
960	1188	1147	1116	793	1192	1139	1008	230	650	380	—
—	0.9	1.5	1.0	—	1.7	1.1	—	—	—	—	—
—	19	19	21	—	21	19	—	—	—	—	—
—	0.4	0.6	0.7	—	0.7	0.6	—	—	—	—	—
12	6	10	13	12	15	13	13	3	21	18	—
—	4.1	3.6	1.1	—	1.9	0.9	—	—	—	—	—
91	135	108	94	233	251	231	263	105	441	377	—
30	15	29	24	24	25	22	27	8	18	17	—
—	7.0	4.9	5.4	—	5.2	4.7	—	—	—	—	—
—	1.4	1.7	1.2	—	1.2	1.0	—	—	—	—	—
149	67	38	132	130	117	142	140	—	97	84	—
42	22	20	39	50	35	35	—	—	—	—	—
54	41	38	26	130	25	27	—	—	—	—	—
—	23	21	16	—	17	14	—	—	—	—	—
164	179	172	160	170	170	136	—	—	—	—	—
31	26	21	22	—	24	24	—	—	—	—	—
7	—	—	17	11	16	15	—	—	35	43	—
72	74	70	124	55	120	103	67	34	—	27	—
49	33	34	62	—	66	49	—	—	—	—	—
97	66	79	122	—	131	97	—	—	—	—	—
12	8	9	14	—	15	11	—	—	—	—	—
42	31	33	54	—	56	44	—	—	—	—	—
7.90	5.59	6.34	9.1	—	9.5	7.7	—	—	—	—	—
1.86	1.56	1.77	2.29	—	2.45	1.99	—	—	—	—	—
5.57	4.55	5.11	7.10	—	7.30	6.30	—	—	—	—	—
0.81	0.64	0.73	0.95	—	1.03	0.83	—	—	—	—	—
4.70	3.34	3.83	4.89	—	5.20	4.10	—	—	—	—	—
0.88	0.64	0.75	0.95	—	0.98	0.89	—	—	—	—	—
2.30	1.64	1.95	2.40	—	2.49	2.11	—	—	—	—	—
0.30	0.23	0.28	0.32	—	0.33	0.30	—	—	—	—	—
1.90	1.45	1.74	1.85	—	2.02	1.79	—	—	—	—	—
0.31	0.22	0.26	0.27	—	0.27	0.24	—	—	—	—	—
18.4	16.5	14.0	24.0	—	23.4	19.6	—	—	—	—	—
0.81	0.92	0.92	0.84	—	0.87	0.85	—	—	—	—	—
2.4	2.6	2.4	3.2	—	3.0	2.9	—	—	—	—	—

Примечание. 1—4 — Орефьевский массив; 5—15 — Шалутинский массив; 16—20 — базитовая и 21—24 — салическая составляющие комбинированной дайки Жиримского участка. Жирным шрифтом выделены пробы, использованные для изотопно-геохронологических исследований. Прочерк — нет данных. $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \cdot Gd_n)^{1/2}$. Химический состав пород определен в ГИН СО РАН (Улан-Удэ).

* Пробы, в которых элементы-примеси определены рентгенфлюоресцентным методом (ГИН СО РАН), в остальных — ICP-MS методом (ИГХ СО РАН, Иркутск; ТГУ, Томск).

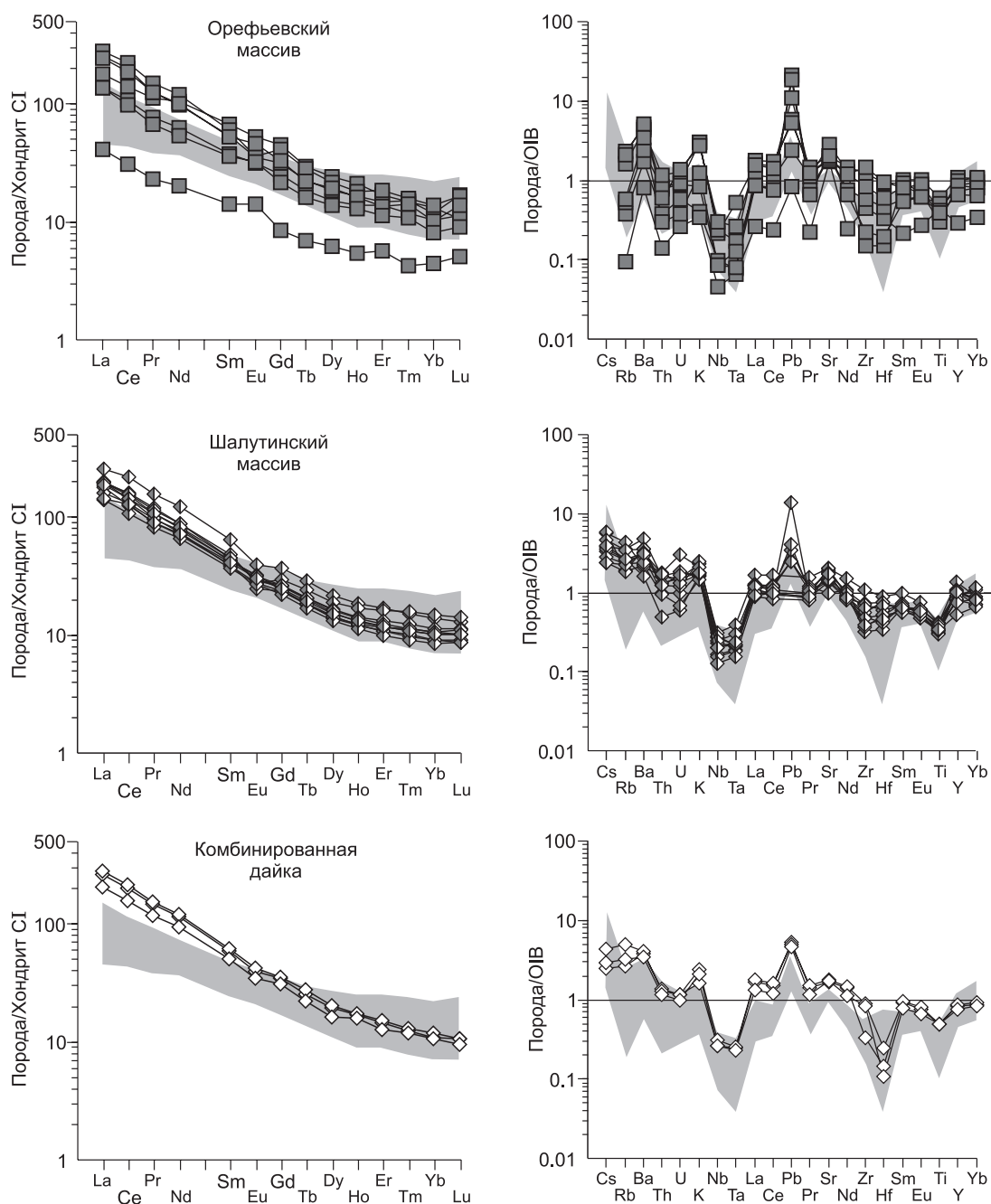


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для пород Орефьевского, Шалутинского массивов и комбинированной дайки (базитовая составляющая).

Серым цветом показан раннепалеозойский Туркинский массив. Нормировано по [Sun, McDonough, 1989].

Для цирконов из мафической части дайки по девяти точкам получен возраст 282.4 ± 5.6 млн лет, MSWD = 3.6 (табл. 4, рис. 6, а); для цирконов из салической части комбинированной дайки по 17 точкам получен возраст 282.3 ± 3.6 млн лет при MSWD = 0.2 (см. табл. 4, рис. 6, б); Для вмещающих кварцевых сиенитов по семи точкам получена более древняя датировка — 288.9 ± 4.3 млн лет, MSWD = 0.84 (см. табл. 4, рис. 6, в).

РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проводилось методом ступенчатого нагрева по методике, описанной в работе [Травин и др., 2009]. Ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, $\pm 1\sigma$. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

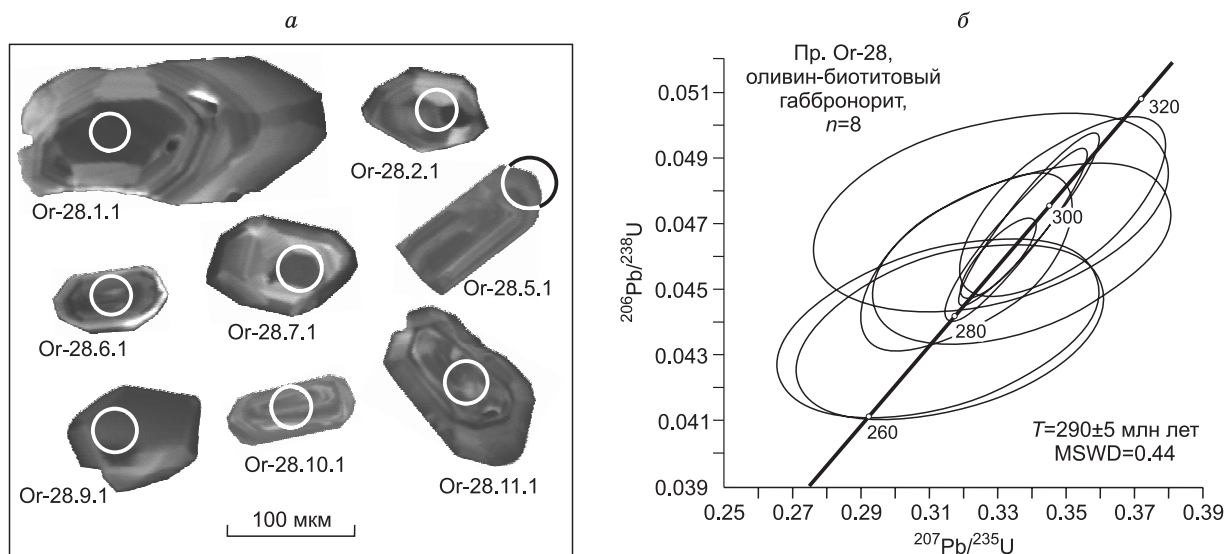


Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения цирконов (а) и диаграмма с конкордией (б) для оливин-биотитового габбронорита Орефьевского массива.

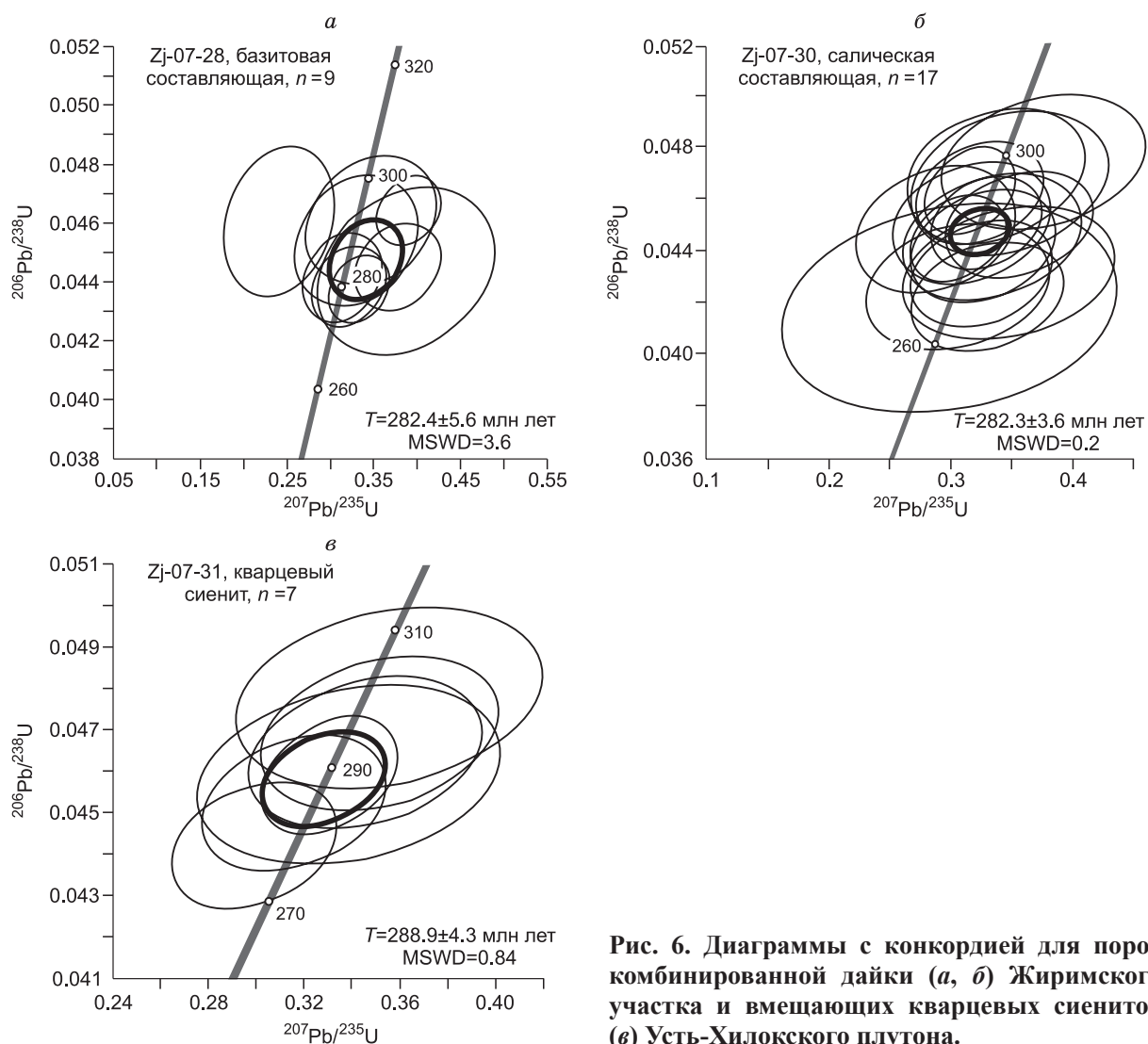


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для пород комбинированной дайки (а, б) Жиримского участка и вмещающих кварцевых сиенитов (в) Усть-Хилокского плутона.

Таблица 3. U-Pb данные (SHRIMP-II) по цирконам из оливин-биотитового габбронорита Орефьевского массива (пр. Ог-28)

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения \pm %			Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Корреляция ошибок
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		
11.2	0.00	8.41	230	161	0.72	0.0509 ± 2.3	0.321 ± 4.9	0.0427 ± 2.4	270 ± 6.4	0.496
4.1	0.62	3.92	106	71	0.69	0.0562 ± 3.2	0.302 ± 7.1	0.0427 ± 2.5	270 ± 6.7	0.353
7.1	0.46	5.41	143	162	1.17	0.0559 ± 2.7	0.315 ± 5.7	0.0437 ± 2.5	276 ± 6.8	0.446
2.1	0.46	4.45	118	101	0.89	0.0555 ± 3.6	0.312 ± 6.2	0.0437 ± 2.5	276 ± 6.9	0.410
1.1	0.00	7.09	180	206	1.18	0.0499 ± 3.0	0.32 ± 3.9	0.0459 ± 2.4	289 ± 6.9	0.621
11.1	0.29	5.37	135	116	0.89	0.0551 ± 3.0	0.336 ± 5.3	0.0462 ± 2.5	291 ± 7.0	0.468
10.1	0.00	47.7	1189	272	0.24	0.05149 ± 0.95	0.3343 ± 2.5	0.0468 ± 2.3	295 ± 6.6	0.913
5.1	0.01	46.2	1138	395	0.36	0.05199 ± 0.95	0.338 ± 2.5	0.0472 ± 2.3	297 ± 6.7	0.923
9.1	0.57	4.35	106	103	1.00	0.0546 ± 3.2	0.327 ± 6.4	0.0474 ± 2.6	299 ± 7.7	0.412
6.1	0.11	10.8	264	122	0.48	0.0539 ± 2.0	0.347 ± 3.5	0.0476 ± 2.4	—	0.667

Примечание. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном зонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург), согласно процедуре [Williams, 1998]. В качестве стандартов использованы SL13 и TEMORA [Williams, 1998; Black et al., 2003], константа периода полураспада, согласно [Steiger, Jaeger, 1977]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Погрешности указаны на уровне 1σ ; Pb_c и Pb^* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; поправка на обыкновенный свинец вносилась по ^{204}Pb . Точки 11.2 и 4.1 не включены в расчет возраста. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2σ .

исследований были отобраны амфиболы из двух проб синплутонических амфиболовых габбро Шалутинского массива (пр. Sh-12-13, Sh-12-3a), химический состав которых приведен в табл. 4. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре амфибола из пр. Sh-12-13 выделяется плато с возрастом 289.7 ± 2.1 млн лет, соответствующее примерно 60 % выделенного ^{39}Ar (рис. 7, табл. 5). В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре амфибола из пр. Sh-12-3a выделяется плато, характеризующееся более чем 90 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 291.3 ± 2.4 млн лет (см. рис. 7, табл. 5). Полученные значения возраста перекрываются в пределах ошибки измерения, соответственно, изотопный возраст синплутонических габбро Шалутинского массива составляет 290 млн лет.

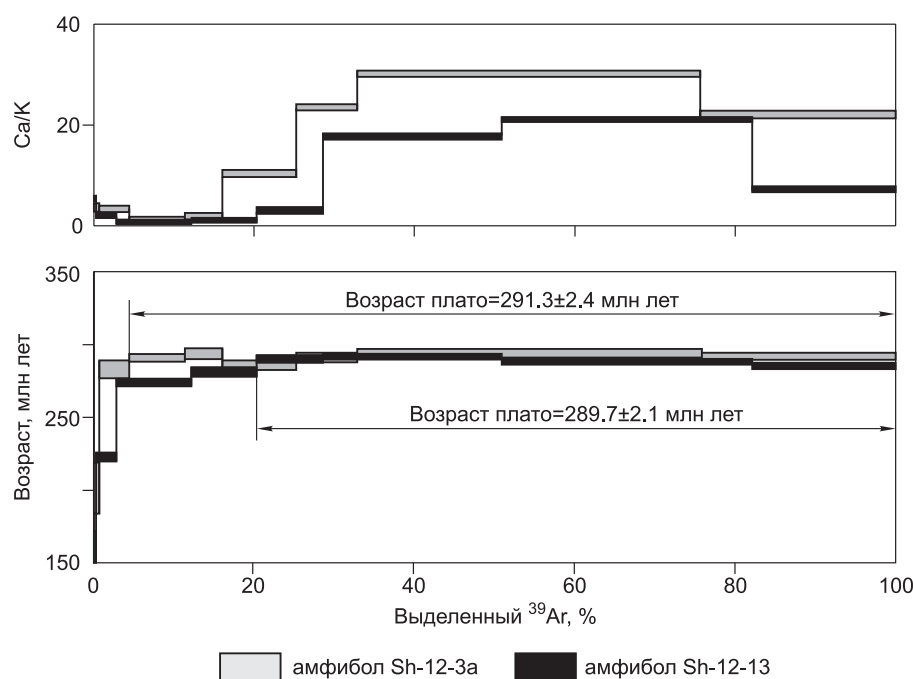


Рис. 7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования.

Приведены возрастныи и Ca/K спектры амфиболов из габброидов Шалутинского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохронология

Ключевое значение в проблеме взаимосвязи базитового мантийного и гранитоидного (существенно корового) магматизма имеют их временные соотношения. В Западном Забайкалье, где среди гранитоидов доминируют позднепалеозойские образования, геологические свидетельства синхронности внедрения основных и кислых магм были известны достаточно давно [Литвиновский и др., 1993]. Вмес-

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из комбинированной дайки Усть-Хилокского плутона (Жиримский участок), полученных LA-ICP-MS методом

№ п/п	Изотопные отношения ± %		Rho	Возраст, млн лет		D, %
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
Zj-07-28 (базитовая составляющая)						
1	0.33 ± 6.9	0.0437 ± 1.8	0.3	292 ± 18	276 ± 5	5.7
2	0.32 ± 8.6	0.0438 ± 2.1	0.2	281 ± 21	277 ± 6	1.7
3	0.31 ± 9.5	0.0441 ± 2.3	0.2	277 ± 23	278 ± 6	−0.5
4	0.39 ± 17.3	0.0444 ± 4.2	0.2	332 ± 49	280 ± 11	18.6
5	0.38 ± 8.8	0.0445 ± 2.2	0.2	325 ± 24	281 ± 6	15.9
6	0.33 ± 14	0.0454 ± 3.2	0.2	290 ± 35	286 ± 9	1.5
7	0.24 ± 17.3	0.0461 ± 3.6	0.2	220 ± 34	290 ± 10	−24.4
8	0.35 ± 14.2	0.0461 ± 3.1	0.2	302 ± 37	290 ± 9	3.9
9	0.39 ± 6.1	0.0464 ± 1.7	0.3	335 ± 18	293 ± 5	14.4
Zj-07-30 (салическая составляющая)						
1	0.29 ± 9.3	0.0448 ± 2.2	0.2	257 ± 21	283 ± 6	−9.1
2	0.3 ± 18.9	0.0418 ± 4	0.2	266 ± 44	264 ± 10	0.8
3	0.31 ± 10	0.0426 ± 2.3	0.2	271 ± 24	269 ± 6	0.6
4	0.31 ± 5.2	0.0444 ± 1.6	0.3	271 ± 12	280 ± 4	−3.4
5	0.32 ± 4.9	0.0463 ± 1.5	0.3	279 ± 12	292 ± 4	−4.5
6	0.32 ± 8.2	0.0451 ± 2.1	0.3	280 ± 20	284 ± 6	−1.5
7	0.32 ± 6.6	0.0462 ± 1.8	0.3	285 ± 16	291 ± 5	−2.2
8	0.32 ± 7.3	0.0431 ± 1.9	0.3	286 ± 18	272 ± 5	5.0
9	0.33 ± 7.5	0.0442 ± 2	0.3	287 ± 19	279 ± 5	3.0
10	0.33 ± 5.7	0.0451 ± 1.6	0.3	289 ± 14	284 ± 5	1.5
11	0.33 ± 7.7	0.0422 ± 2	0.3	289 ± 19	266 ± 5	8.6
12	0.33 ± 8.9	0.0445 ± 2.2	0.3	293 ± 23	281 ± 6	4.2
13	0.34 ± 8.9	0.047 ± 2.2	0.3	295 ± 23	296 ± 6	−0.3
14	0.35 ± 10.2	0.0431 ± 2.4	0.2	303 ± 27	272 ± 7	11.3
15	0.35 ± 9.6	0.0466 ± 2.4	0.3	303 ± 25	294 ± 7	3.3
16	0.36 ± 6.9	0.045 ± 1.8	0.3	309 ± 18	284 ± 5	8.7
17	0.38 ± 9.1	0.0474 ± 2.3	0.2	324 ± 25	299 ± 7	8.4
Zj-07-31 (вмещающий кварцевый сиенит)						
1	0.3 ± 4.7	0.0442 ± 1.4	0.3	266 ± 11	279 ± 4	−4.7
2	0.32 ± 5	0.0452 ± 1.5	0.3	279 ± 12	285 ± 4	−2.2
3	0.33 ± 3.5	0.0459 ± 1.3	0.4	290 ± 9	289 ± 4	0.3
4	0.34 ± 7.6	0.0459 ± 1.9	0.3	296 ± 20	289 ± 5	2.4
5	0.35 ± 5.8	0.0464 ± 1.6	0.3	301 ± 15	293 ± 5	3.0
6	0.35 ± 5.8	0.0469 ± 1.6	0.3	306 ± 15	296 ± 5	3.6
7	0.36 ± 7.4	0.0478 ± 1.9	0.3	309 ± 20	301 ± 6	2.6

Примечание. LA-ICP-MS U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено в ГИН СО РАН (Улан-Удэ) на масс-спектрометре Element XR (Thermo Science, Германия) с лазерной приставкой UP-213 (NewWave, США). Описание методики приведено в [Буянтуев, Хубанов, 2014]. Погрешности даны на уровне 1σ. Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D — дискордантность: $D = 100 \cdot (\text{возраст}^{(207\text{Pb}/^{235}\text{U})} / \text{возраст}^{(206\text{Pb}/^{238}\text{U})} - 1)$.

Таблица 5.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

T , °C	t , мин	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Амфибол Sh 12-13, навеска 157.88 мг, $J = 0.002989 \pm 0.000023^*$; интегральный возраст = 284.4 ± 2.1 млн лет; возраст плато (950—1075 °C) = 289.7 ± 2.1 млн лет														
500	10	$4.4 \cdot 10^{-9}$	131.064	4.811	0.05998	0.02441	1.4262	0.0591	0.36795	0.03911	5.13	0.3	116.6	55.0
650	10	$18.6 \cdot 10^{-9}$	56.255	0.103	0.02930	0.00517	0.4357	0.0068	0.04169	0.00183	1.57	2.8	222.6	3.1
750	10	$70.1 \cdot 10^{-9}$	58.269	0.077	0.01971	0.00135	0.1174	0.0048	0.01174	0.00129	0.42	12.2	273.7	2.7
850	10	$61.9 \cdot 10^{-9}$	59.394	0.115	0.01993	0.00137	0.1732	0.0024	0.01014	0.00190	0.62	20.3	281.1	3.3
950	10	$63.8 \cdot 10^{-9}$	59.947	0.086	0.01211	0.00184	0.6694	0.0054	0.00552	0.00125	2.41	28.6	289.9	2.7
1025	10	$173.9 \cdot 10^{-9}$	60.793	0.036	0.01878	0.00043	5.0844	0.0036	0.00724	0.00030	18.30	50.9	291.4	2.1
1075	10	$236.8 \cdot 10^{-9}$	59.044	0.024	0.01716	0.00038	5.9888	0.0049	0.00386	0.00031	21.56	82.1	288.0	2.1
1130	10	$133.7 \cdot 10^{-9}$	58.346	0.038	0.01837	0.00020	1.8662	0.0028	0.00366	0.00057	6.72	100.0	285.0	2.2
Амфибол Sh 12-3а, навеска 116.59 мг, $J = 0.003088 \pm 0.000025^*$; интегральный возраст = 291.2 ± 2.3 млн лет; возраст плато (775—1130 °C) = 291.3 ± 2.4 млн лет														
550	10	$5.9 \cdot 10^{-9}$	115.996	1.370	0.01418	0.00696	1.021	0.235	0.26308	0.01221	3.68	0.7	201.4	17.6
675	10	$20.7 \cdot 10^{-9}$	80.866	0.335	0.02653	0.00715	0.854	0.095	0.08768	0.00415	3.07	4.4	282.8	6.3
775	10	$31.7 \cdot 10^{-9}$	65.866	0.072	0.01559	0.00097	0.217	0.053	0.03125	0.00105	0.78	11.3	290.8	2.6
875	10	$22.0 \cdot 10^{-9}$	66.265	0.153	0.02606	0.00198	0.378	0.028	0.03058	0.00230	1.36	16.1	293.6	3.9
975	10	$42.3 \cdot 10^{-9}$	66.691	0.119	0.02680	0.00157	2.663	0.033	0.03756	0.00175	9.59	25.3	285.8	3.3
1025	10	$39.0 \cdot 10^{-9}$	73.712	0.125	0.03104	0.00202	6.428	0.058	0.05769	0.00168	23.14	32.9	290.9	3.2
1075	10	$177.3 \cdot 10^{-9}$	59.503	0.068	0.01853	0.00024	8.540	0.011	0.00733	0.00112	30.74	75.9	294.1	2.7
1130	10	$100.6 \cdot 10^{-9}$	60.265	0.045	0.01995	0.00062	5.937	0.026	0.01160	0.00069	21.37	100.0	291.7	2.4

Примечание. Определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного возраста проводилось по амфиболом в лаборатории изотопно-аналитических методов ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева (Новосибирск), описание методики приведено в [Травин и др., 2009].

* J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

те с тем изотопно-геохронологические данные по базитам стали появляться только в последнее время и до сих пор эти данные фрагментарны. Полученные нами новые определения, а также опубликованные ранее данные, в том числе по гранитоидным массивам, содержащим мафические включения, приведены в табл. 1. Из этих данных следует, что позднепалеозойский этап базитового магматизма охватывает временной интервал порядка 10 млн лет, с 291 до 279 млн лет назад (датировки собственно базитов). Существенно более древний возраст (332 ± 1 млн лет, U/Pb) имеют габброиды, развитые в рудном поле позднеэриасового Ермаковского F-Ве месторождения (см. табл. 1) [Лыхин и др., 2010], однако имеют ли эти габброиды какое-либо отношение к позднепалеозойскому гранитоидному магматизму неизвестно.

Обращает внимание то, что указанный временной интервал базитового магматизма (без учета ермаковских габброидов) совпадает с периодом формирования гранитоидов трех, разных по составу гранитоидных комплексов Западного Забайкалья: чивыркуйского, зазинского и нижнеселенгинского, каждый из которых сопровождается теми или иными проявлениями базитов [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014].

Чивыркуйский комплекс. Согласно [Цыганков и др., 2010], в состав чивыркуйского комплекса (305—285 млн лет) входят габброиды описанного выше Орефьевского массива с возрастом 290 ± 5 млн лет, а также кварцевые сиениты и кварцевые монциты Бургасского, Нестерихинского и Романовского плутонов (см. табл. 1), содержащие мафические включения и комбинированные дайки [Литвиновский и др., 1993; Бурмакина, Цыганков, 2013]. Габброиды Арсентьевского габбро-сиенитового и Оронгойского габброидного массивов имеют несколько более молодой возраст — 279 млн лет (см. табл. 1), что хорошо совпадает с периодом формирования шошонитовой габбро-монцит-кварцево-сиенитовой интрузивной серии нижнеселенгинского комплекса (285—278 млн лет, [Цыганков и др., 2010]). К этому же комплексу относится Усть-Хилокский массив, вмещающий изученную нами комбинированную дайку. U/Pb изотопный возраст цирконов из базитовой и салыческой составляющих дайки не различается в пределах погрешности определения и составляет 282 ± 5.6 и 281 ± 3.8 млн лет, тогда как возраст вмещающих кварцевых сиенитов — 288.9 ± 3.2 млн лет. Следует отметить, что ранее определенный U/Pb изотопный возраст цирконов из сиенитов этого массива составляет 279.5 ± 0.8 и 278.7 ± 3.0 млн лет [Reichow et al., 2010], что также совпадает с оценками времени формирования комбинированной дайки.

К зазинскому комплексу (305—285 млн лет [Цыганков и др., 2010]) относится Шалутинский кварцево-сиенит-гранитный плутон, изотопный ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) возраст синплутонических габброидов которого составляет 291.3—289.7 млн лет; U/Pb изотопный возраст вмещающих кварцевых сиенитов в пределах ошибки измерения перекрывается с этими определениями 293 ± 2.5 — 291 ± 1.9 млн лет [Litvinovsky et al., 2012]. Эти данные, на наш взгляд, допускают два варианта интерпретации: 1) габброиды являются ксеногенными образованиями (крупный останец), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст которых отражает термальное воздействие гранитоидов; 2) кристаллизация габброидов происходила одновременно с кварцевыми сиенитами. Дайки формировались на глубинах, не превышающих нижней границы зоны, переходной между пластическими и хрупкими деформациями — 12—14 км. В этих условиях термическая релаксация гранитоидного массива после внедрения происходит настолько быстро, что даже в случае захвата габброидов гранитной магмой не должно было произойти полное омоложение K/Ar изотопной системы амфибола. В качестве подтверждения можно привести сохранность изотопной системы амфиболов раннего метаморфического парагенезиса (региональный метаморфизм барровианского типа, возраст 536—510 млн лет [Salnikova et al., 2001]) в контактовом ореоле крупного Башкымутурского вебстерит-габбронорит-монцодиоритового массива полиметаморфического комплекса Западного Сангилен, Юго-Восточная Тува.

Таким образом, изотопно-геохронологическими исследованиями подтверждена синхронность базитового и гранитоидного магматизма при формировании позднепалеозойской магматической провинции Западного Забайкалья, предполагавшаяся на основании геологических наблюдений. Следует отметить, что более узкий временной интервал формирования базитов по сравнению с ассоциирующими гранитоидными комплексами, возможно, объясняется сравнительно небольшим количеством определений их (базитов) изотопного возраста и по мере накопления таких данных будет расширен.

Источники магм

Геохимическая типизация источников магм позднепалеозойских базитовых интрузий (в разных морфологических формах) представляет собой нетривиальную задачу. Проблема заключается в том, что, по имеющимся данным, позднепалеозойские базиты характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, варьирующими в диапазоне от -5 до -3 , что полностью перекрывается с изотопным составом ассоциирующих (вмещающих) гранитоидов [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014]. Ранее подобные изотопные характеристики были зафиксированы в позднепалеозойских калиевых базальтах Монголо-Забайкальской области [Ярмолук и др., 1998, 2002]. Из этого следует, что отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в позднепалеозойских базитах — это характерная особенность магматизма рассматриваемого региона. Поэтому в настоящей работе акцентировано внимание на поведении индикаторных высоконесовместимых элементов-примесей и их отношений (так называемые канонические отношения) ([Коваленко и др., 2009] и ссылки в этой работе).

Рассматриваемые позднепалеозойские базиты характеризуются высокими концентрациями LILE, пониженными HFSE (соответственно, высоким отношением LILE/HFSE), отрицательными аномалиями Nb, Ta, относительно низким Ti и Zr и, напротив, обогащенностью Pb и, в меньшей мере, Sr. Важно подчеркнуть, что эти геохимические характеристики свойственны не только позднепалеозойским базитам, но и раннепалеозойским образованиям (см. рис. 4), что позволяет предполагать определенную унаследованность мантийного источника.

Подобные геохимические характеристики обычно связывают с формированием магм в надсубдукционной геодинамической обстановке. Вместе с тем такие же характеристики зафиксированы в базальтах внутриконтинентальных магматических провинций [Fitton, 1995; Farmer, 2003; Воронцов, Ярмолук, 2004; Козловский и др., 2006]. На дискриминационных диаграммах отношений несовместимых элементов (рис. 8) фигуративные точки составов рассматриваемых базитов смещены к верхнекоровым и островодужным источникам. Обоеднение внутриконтинентальных базальтов Nb и Ta объясняется либо контаминацией астеносферных магм материалом континентальной коры [Грачев, 2003; Reichow et al., 2005; Jordan et al., 2006], либо образованием базитовых магм за счет плавления верхней (литосферной) мантии модифицированной (метасоматизированной) субдуцированным веществом [Kelemen et al., 1993; Fitton, 1995; Zhang et al., 2008].

Согласно [Грачев, 2003], признаками контаминированных базальтов являются повышенное содержание кремнезема и высокое значение первичного отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (> 0.707). Кроме того, при контаминации мантийных магм коровым материалом должны наблюдаться широкие вариации начальных отношений изотопов Sr в мафических породах, отражающие смешение двух и более компонентов с различными значениями I_{Sr} . К сожалению, данные по изотопному составу стронция в рассматриваемых образованиях крайне ограничены [Litvinovsky et al., 2011], тем не менее значений $I_{\text{Sr}} > 0.706$ пока не зафиксировано, равно как и не отмечено корреляции I_{Sr} и SiO_2 в породах.

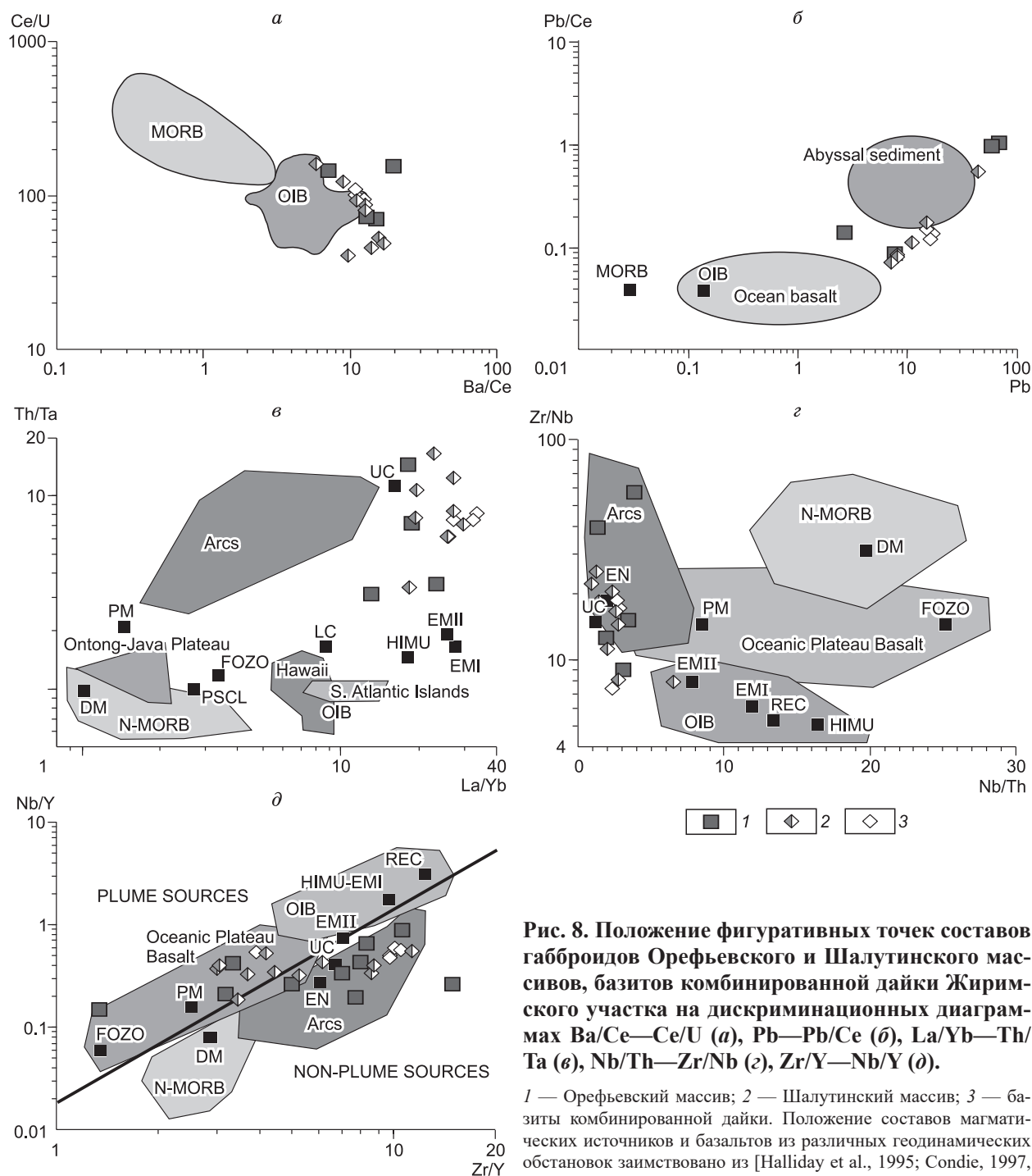


Рис. 8. Положение фигуративных точек составов габброидов Орефьевского и Шалутинского массивов, базитов комбинированной дайки Жиримского участка на дискриминационных диаграммах Ba/Ce—Ce/U (a), Pb—Pb/Ce (b), La/Yb—Th/Ta (c), Nb/Th—Zr/Nb (d), Zr/Y—Nb/Y (e).

1 — Орефьевский массив; 2 — Шалутинский массив; 3 — базиты комбинированной дайки. Положение составов магматических источников и базальтов из различных геодинамических обстановок заимствовано из [Halliday et al., 1995; Condie, 1997, 2005; Zhang et al., 2008]. UC — верхняя континентальная кора;

PM — примитивная мантия; DM — деплетированная мантия; HIMU — мантийный источник с высоким U/Pb; EMI и EMII — обогащенные мантийные источники; FOZO — нижнемантийный деплетированный источник; PSCL — постархейская субконтинентальная литосфера; EN — обогащенный компонент; REC — рециклинговый компонент; Arcs — островодужные базальты; N-MORB — базальты COX; OIB — базальты океанических островов.

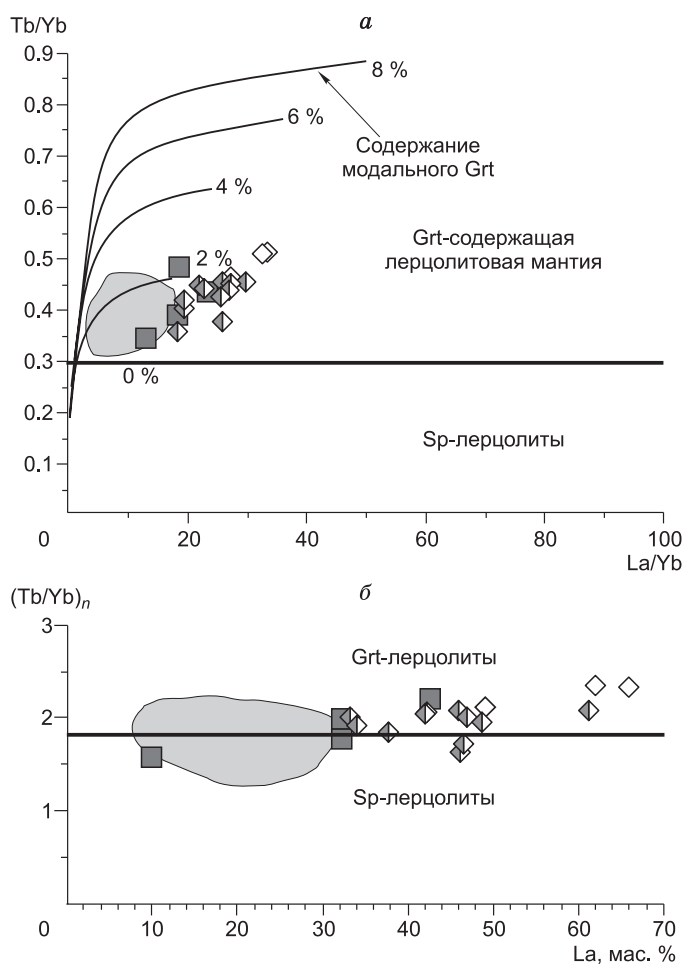
Таким образом, контаминация мафических магм верхнекоровым материалом, вероятно, имела место, однако масштабы этой контаминации были ограничены.

Низкие содержания Nb, Ta и высокие концентрации Ba и Pb в расплавах из мантийных источников субдукционных обстановок объясняются плавлением гидратированной и обогащенной LILE мантии. Обогащение источника происходит при воздействии флюидов и/или расплавов, выделяющихся из субдуцированного слэба в вышележащую мантию. При плавлении мантии в обводненных условиях Ti-со-

Рис. 9. Положение фигуративных точек составов габброидов Орефьевского и Шалутинского массивов, базитов комбинированной дайки Жиримского участка на диаграмме La/Yb—Tb/Yb (a) и зависимость нормированного к хондриту [Sun, McDonough, 1989] отношения $(\text{Tb/Yb})_n$ от La (б).

Gr — гранат, Sp — шпинель, остальные усл. обозн. см. на рис. 8; серое поле — раннепалеозойские габброиды и монцитониты Туркинского массива.

На рис. а — изолинии содержания граната в фертильной перцолитовой мантии, по [Macdonald et al., 2001]; на рис. б — пограничная линия гранатовых и шпинелевых перидотитов, по [Wang et al., 2002].



держатся фазы (такие как рутил, сфен, ильменит) остаются в реститовой ассоциации, что, соответственно, приводит к обеднению мантийных выплавов HFSE, в особенности Nb, Ta и Ti [Kelemen et al., 1993; Fitton, 1995]. Исходя из этого, можно предположить, что образование исходных базальтовых магм, сформировавших рассматриваемые базитовые интрузии, происходило путем плавления обогащенного гидратированного мантийного источника. Об этом свидетельствует и высокое содержание K_2O в базальтовых магмах, что предполагает наличие флогопита в области плавления [Peccherillo, 2005; Vigouroux et al., 2008].

Обогащенность пород LREE относительно HREE, численным выражением которой является величина $(\text{La/Yb})_n$, составляющая в позднепалеозойских базитах 16—20, предполагает выплавление мафической магмы из гранатосодержащего мантийного протолита. Наиболее чувствительным к присутствию граната в источнике и в то же время не сильно изменяющимся при фракционировании является отношение Tb/Yb [Macdonald et al., 2001; Wang et al., 2002; Furman et al., 2004]. На диаграмме Tb/Yb—La/Yb (рис. 9, а) составы рассматриваемых базитов лежат в области плавления гранатосодержащей перцолитовой мантии, однако содержание граната было предельно низким, не более 1 %. Для сравнения на рис. 9 показан состав базитов раннепалеозойского возраста. Сходство ранне- и позднепалеозойских образований (см. рис. 4) очевидно, что позволяет говорить об унаследованности мантийного источника. На рис. 9, б фигуративные точки позднепалеозойских базитов также лежат вдоль пограничной линии, разделяющей поля шпинелевых и гранатовых перцолитов. Следовательно, их источником была флогопит-гранатосодержащая перцолитовая мантия, а «гидратированные» условия обеспечивались разложением флогопита. Эти выводы в целом согласуются с экспериментальными данными по плавлению флогопитсодержащих мантийных пород [Conceicao, Green, 2004; Vigouroux et al., 2008]. Согласно этим данным, фазовое равновесие флогопит—гранат—расплав существует при давлении более 25 кбар и температуре больше 1000 °С. Поле устойчивости рутила в «обводненных» условиях также распространяется на давление и температуру свыше 25 кбар и 1000 °С [Xiong et al., 2005], т. е. на глубины порядка 75 км.

Таким образом, геохимические данные, с учетом гетерогенности фундамента и истории геологического развития региона в позднем докембрии и раннем палеозое [Ярмлюк и др., 1999; Цыганков, 2005; Гордиенко и др., 2010], позволяют предположить, что формирование базитовых магм было связано с позднепалеозойской реактивацией литосферной мантии надсубдукционного типа [Puffer, 2003], т. е. с вовлечением в процесс плавления метасоматизированной (флогопитизированной) верхней мантии.

Геодинамика

Проблема позднепалеозойской геодинамики Забайкалья, в контексте беспрецедентного по масштабам гранитоидного магматизма, в последние годы обсуждалась многократно. В центре внимания этого обсуждения находятся три модели: 1) модель мантийного плюма с формированием зонального

магматического ареала ([Ярмолук и др., 2000, 2013] и ссылки в этих работах); 2) магматизм в тылу АКО [Рыцк и др., 1998; Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013], т. е. надсубдукционный по своей природе; 3) постколлизийный магматизм, связанный с герцинской орогенцией, переходящей во внутриконтинентальный рифтогенез [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014]. Аргументы *pro* — *contra* этих моделей изложены в цитированных выше работах, однако дискуссия далека до завершения.

Для дальнейшего обсуждения примем, что позднепалеозойский магматизм в Забайкалье развивался на коре континентального типа. При этом мы исходим из последовательности магматических событий и временных соотношений, опубликованных в цитированных выше работах, а также новых геохронологических данных, приведенных выше. Согласно этим данным, позднепалеозойский гранитоидный магматизм начался с формирования автохтонных гранитов баргузинского комплекса, которые постепенно сменились типично интрузивными разностями, образованными за счет плавения коровых протолитов [Цыганков, 2014]. Породы базитового ряда (независимо от формы проявления) имеют постбаргузинский возраст. Это подтверждается как геологическими соотношениями, так и изотопно-геохронологическими определениями, приведенными выше. Щелочные породы также формировались после баргузинских гранитоидов либо в самом конце периода их становления [Дорошкевич и др., 2012].

Таким образом, в соответствии с геологическими и изотопными данными позднепалеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья можно разделить на два последовательных этапа, различающихся характером мантийно-корового взаимодействия. На первом этапе формировались только коровые граниты (баргузинский комплекс), на втором этапе — смешанные мантийно-коровые гранитоиды (чивыркуйский, зазинский, нижнеселенгинский и раннекуналейский комплексы) и щелочные породы (сыннырский и сайженский комплексы).

В предыдущих публикациях [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014] нами была предложена постколлизийная модель позднепалеозойского магматизма, в основе которой лежит факт доказанных герцинских деформаций девон-раннекаменноугольных осадочных отложений, фрагменты которых в совокупности маркируют некий осадочный бассейн (пассивная окраина, бассейн пулл-аппарт) [Руженцев и др., 2012], существовавший на данной территории непосредственно перед формированием баргузинских гранитов. Вместе с тем уровень метаморфизма этих отложений сравнительно невысок и, судя по всему, не превышает низов амфиболитовой фации. Следовательно, масштаб герцинской орогенции в рассматриваемом регионе вряд ли был достаточен для образования значительного объема коровых магм; рассматриваемые осадочные отложения не могли быть их источником, что подтверждается и древними (рифейскими) модельными возрастами гранитоидов [Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014]. Из этого также следует, что единственным источником тепла, необходимого для масштабного корового плавления, могли быть базитовые магмы, связанные с мантийным плюмом [Ярмолук и др., 1997, 2013; Ярмолук, Коваленко, 2003], либо с даламинацией коры герцинского орогена [Гордиенко и др., 2003]. Однако последнее предполагает значительное утолщение коры, свидетельства которого пока не найдены.

Таким образом, следует признать, что «плюмовая» модель на сегодняшний день наименее противоречива. Исходя из этого, можно предложить следующий вариант интерпретации последовательности магматических событий на позднепалеозойском этапе развития Забайкалья. На первом этапе (формирование гранитоидов баргузинского комплекса) мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы земной коры путем внедрения даек и силлов на разных гипсометрических уровнях [Bryan et al., 2010]. При этом следует иметь в виду, что кора, по всей вероятности, была в какой-то мере утолщена [Литвиновский и др., 1993] и главное — разогрета в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций [Руженцев и др., 2012]. Степень такого разогрева оценить трудно. Вместе с тем, по имеющимся данным ([Johannes, Holtz, 1996] и ссылки в этой работе), температура средней коры (15—30 км — область формирования магм баргузинских гранитов [Цыганков, 2014]) молодого орогена могла составлять от 500 до 700 °C (в зависимости от глубины) против 200—300 °C в фундаменте платформ. Как отмечалось выше, этого недостаточно для масштабного плавления, однако является хорошим «стартовым условием» для генерации коровых магм под воздействием дополнительного тепла базитовых интрузий. Внедрение последних могло происходить по «дайково-силловой» модели [Huppert, Sparks, 1988; Bryan et al., 2010]. Кроме того, разогрев происходил за счет головы мантийного плюма [Добрецов и др., 2010; Добрецов, 2011].

Принимая плюмовую модель в качестве рабочей гипотезы, неизбежно возникает вопрос, почему в данном случае — в позднем палеозое Западного Забайкалья формировались гранитоиды, а не базальты, как в других проявлениях плюмового магматизма? Нам представляется, что сочетание двух факторов может объяснить эту особенность: 1) плюм был маломощным («низкоэнергетический плюм», по выражению Н.Л. Добрецова), поэтому объем базитовой магмы был относительно небольшим (недостаточно для массовых излияний); 2) кора была утолщена (на сколько, неизвестно) и разогрета, т. е. значительно более пластична по сравнению с платформенными областями, где формируются траппы. Соответственно, горячая пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм. Поэтому на первом

этапе (формирование баргузинских гранитов) доминировал кондуктивный теплоперенос (в баргузинских гранитах нет мантийных меток [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014]), а масштабное плавление обеспечивалось сочетанием трех тепловых источников, указанных выше (складчато-надвиговые деформации, голова плюма, базитовые интрузии). По мере развития процесса корового плавления новые порции базитовой магмы достигали области плавления, что способствовало смешению магм. В результате коровые граниты сменяются мантийно-коровыми, т. е. гранитоидами, в составе которых так или иначе (изотопные метки, мафические включения, комбинированные дайки) фиксируется присутствие мантийного компонента. Можно предположить, что базитовые магмы достигали разных гипсометрических уровней. На наибольших глубинах происходила полная гомогенизация базальтов и коровых выплавов, в результате «мантийная компонента» фиксируется лишь в изотопных метках. На промежуточных уровнях смешения сохранялись мафические включения [Бурмакина, Цыганков, 2013]. Если же базальтовые магмы достигали уровня коровых магматических камер, то формировались синплутонические интрузии и комбинированные дайки. Кроме того, необходимо иметь в виду, что развитие плюмового процесса обеспечило режим растяжения, что выражается рифтовыми зонами [Ярмолук и др., 2013] и дайковыми поясами [Хубанов, 2009]. Одновременно магматизм приобретает отчетливо выраженный щелочной характер (щелочные гранитоиды, щелочно-основные интрузии). При этом проницаемость коры (за счет растяжения) становится достаточной для поступления мантийных магм на поверхность. Исходя из предлагаемого сценария можно предположить, что щелочные гранитоиды, завершающие позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья, это результат плавления самых первых (закристаллизованных) порций плюмовых субщелочных базитов.

Еще раз подчеркнем, что позднепалеозойский магматизм Забайкалья эволюционировал от типично корового в сторону нарастания мантийной составляющей в источнике магм. Для сравнения отметим, что развитие палеозойского магматизма Урала имело прямо противоположную направленность — от существенно мантийного до типично корового [Ферштатер, 2012]. Можно предположить, что разнонаправленное развитие магматических процессов обусловлено разной геодинамикой их проявления, при этом в Забайкалье доминирующим фактором было развитие мантийного плюма [Yarmolyuk et al., 2014].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получены новые изотопно-геохронологические доказательства синхронности позднепалеозойского базитового и гранитоидного магматизма, что является веским аргументом, подтверждающим участие мантийных магм в гранитоидном петрогенезисе.

Источником позднепалеозойских базитов была флогопит-гранатсодержащая лерцолитовая мантия, плавление которой происходило в «гидратированных» условиях, что обеспечивалось разложением флогопита при давлении более 25 кбар и температуре выше 1000 °С.

Специфика позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья определялась пространственно-временным совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. «Горячая» пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм, поэтому на первом этапе доминировал кондуктивный теплоперенос, что согласуется с широким развитием автохтонных гранитов (порядка 20 % баргузинского комплекса) и отсутствием «мантийных меток» в аллохтонных разностях.

Смешение мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным — мантийно-коровым, включающим все (вероятно, кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы.

По своему месту в геологической истории Забайкалья позднепалеозойский магматизм является посторогенным, но инициирован и развивался под воздействием мантийного плюма. Иначе говоря, крупные гранитоидные провинции внутриплитного генезиса могут формироваться под воздействием плюмов в тех регионах, где только что закончились орогенические движения.

Проведенные исследования поддержаны грантом РФФИ № 15-17-10010.

ЛИТЕРАТУРА

Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаносносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН, 2011, № 1, с. 132—138.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцево-сиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология, 2013, т. 21, № 3, с. 309—334.

Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б. U-Pb изотопное датирование цирконов позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья LA-ICP-SF-MS методом: процедура измерения и сопоставление с SHRIMP // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора (Материалы II Международной конф.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2014, с. 41—42.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17—32.

Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГТГН РАН, 2000—2001 гг. / Ред. Д.В. Рундквист. М., ГЕОС, 2003, с. 185—199.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 618—654.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2012, т. 443, № 1, с. 73—77.

Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношения элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Буретейского массива и одноименного редкометалльного месторождения, Западная Монголия // Петрология, 2009, т. 17, № 2, с. 175—196.

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангара-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // ДАН, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология, 2006, т. 14, № 4, с. 358—383.

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.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангара-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 141 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология, 1995а, т. 3, № 2, с. 133—157.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А. Условия образования комбинированных базит-гранитоидных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995б, т. 36 (7), с. 3—22.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2010, т. 52, № 2, с. 126—152.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012, № 2, с. 3—28.

Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника, 1998, № 5, с. 46—60.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*, 2009, № 11, с. 1181—1199.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Урала — ключ к пониманию природы орогена // *Литосфера*, 2012, № 1, с. 3—13.

Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2009, 23 с.

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

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромых А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Преняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

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

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // *Петрология*, 1998, т. 6, № 2, с. 115—138.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // *Геотектоника*, 1999, № 4, с. 3—20.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000, № 5, с. 3—29.

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

Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // *Петрология*, 2013, т. 21, № 2, с. 115—142.

Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // *Lithos*, 2005, v. 80, p. 155—177.

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.

Bryan S.E., Peate I.U., Peate D.W., Self S., Jerram D.A., Mawby M.R., Marsh J.S., Miller J.A. The largest volcanic eruptions on Earth // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, p. 207—229.

Conceicao R.V., Green D.H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite // *Lithos*, 2004, v. 72, p. 209—229.

Condie K.C. Source of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // *Precamb. Res.*, 1997, v. 81, p. 3—14.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, v. 79, 2005, p. 491—504.

Didier J., Barbarin B. Enclaves and granite petrology. Developments in petrology. V. 13. Amsterdam, Elsevier, 1991, 625 p.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic — Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 79—97.

Farmer G.L. Continental basaltic rocks // *Treatise Geochem.*, 2003, p. 85—121.

- Fitton J.G.** Coupled molybdenum and niobium depletion in continental basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 136, p. 715—721.
- Furman T., Bryce J.G., Karson J., Iotti A.** East African rift system (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 5, p. 1069—1088.
- Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S.** Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 133, p. 379—395.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J.** The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 596—624.
- Jahn B.M.** The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 2004, v. 226, p. 73—100.
- Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zangvilovich A.N., Reichow M.** Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian—Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 521—539.
- Johannes W., Holtz F.** Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1996, 303 p.
- Jourdan F., Feraud G., Bertrand H., Walkeys M.K., Kampunzu A.B., Le Gall B.** Basement control on dyke distribution in Large Igneous Province: Case study of the Karoo triple junction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 307—322.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T.** Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: Partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 10, p. 111—134.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y.** Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia // *Lithos*, 2011, v. 125, p. 845—874.
- Litvinovsky B.A., Zangvilovich A.N., Katzir Y.** Formation of composite dykes by contact remelting and magma mingling: The Shaluta pluton, Transbaikalia (Russia) // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 60, p. 18—30.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication, № 2, 2000, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
- Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M.** Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 5, p. 877—900.
- Middlemost E.A.K.** Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.*, 1994, v. 37, p. 215—224.
- Peccerillo A.** Plio-Quaternary volcanism in Italy. Petrology, geochemistry, geodynamics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2005, p. 365.
- Puffer J.H.** A reactivated back-arc source for CAMP magma // *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from fragments of Pangea. Geophysical Monograph*, 136. American Geophysical Union, 2003, p. 151—162.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya.** Geochemistry and petrogenesis of basalts from the Western Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 425—452.
- Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D.** Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite—granite suites in the Mongolian—Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry // *Chem. Geol.*, 2010, v. 273, p. 120—135.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P.** Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precamb. Res.*, 2001, v. 110, p. 143—164.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on Geochronology: convention of the use of decay constant in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications*, 1989, v. 42, p. 313—345.
- Sylvester P.J.** Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45, p. 29—44.
- Vigouroux N., Wallace P.J., Kent A.J.R.** Volatiles in high-K magmas from the Western Trans-Mexican volcanic belts: Evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of mantle wedge by subduction processes // *J. Petrol.*, 2008, v. 19, № 9, p. 1589—1618.
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I.** A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B1. doi: 10.1029/2001JB000209.

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.

Xiong F.H., Ma C.Q., Liu B., Zhang J.Y. The origin of mafic microgranular enclaves and their host granodiorite from East Kunlun, Northern Qinghai-Tibet plateau: implications for magma mixing during subduction of Paleo-Tethyan lithosphere // *Miner. Petrol.*, 2012, v. 104, № 3—4, p. 211—224.

Xiong X.I., Adam J., Green T.H. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // *Chem. Geol.*, 2005, v. 218, p. 339—359.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.*, 2014, v. 93, p. 158—179.

Zanvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Wickham S.M., Bea F. Genesis of alkaline and peralkaline syenite-granite series: the Kharitonovo pluton (Transbaikalia, Russia) // *J. Geol.*, 1995, v. 103, p. 127—145.

Zhang L.C., Zhou X.H., Ying J.F., Wang F., Gou F., Wan B., Chen Z.G. Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics // *Chem. Geol.*, 2008, v. 256, p. 12—23.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.

*Поступила в редакцию
8 июля 2015 г.*