

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 50.93:552.32(571.5)

ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕЙКОГРАНИТОВ А-ТИПА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Н.Ю. Матушкин, О.П. Полянский*, А.В. Травин*

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

**Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Приводятся результаты комплексных геологических, петролого-геохимических и изотопно-геохимических исследований неопротерозойских постколлизийных гранитов А-типа глушихинского комплекса Енисейского кряжа, а также результаты математического моделирования. Рассматриваются вопросы положения, размеров, глубины становления магматических тел, физико-химических условий образования гранитных интрузивов и их магматических источников. Выполненные исследования были сфокусированы на моделирование термальной истории формирования и последующего остывания гранитов в коллизийном орогене. Моделирование теплопереноса при внедрении магмы кислого состава проводилось на примере Лендахского и Глушихинского лейкогранитных массивов. Комбинация методов моделирования теплопереноса и поведения К/Аг изотопной системы впервые позволила провести верификацию моделей остывания исследуемых лейкогранитных массивов. В работе приведены оценки времени формирования и остывания гранитных тел, представлена обобщенная геодинамическая модель образования постколлизийных лейкогранитов А-типа глушихинского комплекса Енисейского кряжа.

Граниты А-типа, изотопная геохимия, геохронология, цирконовая термометрия, численное моделирование, геодинамика, неопротерозойский ороген, Енисейский кряж.

THERMOCHRONOLOGICAL MODELS FOR THE EVOLUTION OF A-TYPE LEUCOGRANITES IN THE NEOPROTEROZOIC COLLISIONAL OROGEN OF THE YENISEI RIDGE

A.E. Vernikovskaya, V.A. Vernikovsky, N.Yu. Matushkin, O.P. Polyansky, and A.V. Travin

Results of complex geological, petrological, geochemical, and isotope-geochronological studies of Neoproterozoic postcollisional A-type granites of the Glushikha complex, Yenisei Ridge, are presented, as well as results of mathematical modeling. The localization, sizes, and depths of formation of magmatic bodies and the physicochemical conditions of the formation of granite intrusions and their magmatic sources are considered. The research is focused on the modeling of the thermal history of the formation and subsequent cooling of granites in the collisional orogen. The modeling of heat transfer during the acid-magma intrusion was performed by the example of the Landakha and Glushikha leucogranite plutons. With the combined methods of the modeling of heat transfer and the behavior of K/Ar isotopic system, the models for leucogranite pluton cooling have been verified for the first time. The time of formation and cooling of granite bodies is estimated, and a generalized geodynamic model for the formation of the Glushikha postcollisional A-type leucogranites is proposed.

A-type granites, isotope geochemistry, geochronology, zircon thermometry, numerical modeling, geodynamics, Neoproterozoic orogen, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы большое количество работ было посвящено гранитам, выделенным в А-тип (anorogenic — анорогенный, alkalic — щелочной или anhydrous — безводный и др.). Выделение этого типа было основано как на геохимических, так и на тектонических характеристиках, которые вслед за работой [Loiselle, Wones, 1979] продолжали обсуждать и уточнять многие исследователи [Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Eby, 1990; 1992; Creaser et al., 1991; Dall'Agnol et al., 1994; Frost et al., 2001; Добрецов, 2003; Martin, 2006; Верниковская и др., 2006; 2007; Bonin, 2007; и др.]. Разнообразие тектонических режимов формирования и широкие вариации магматических источников отличают граниты А-типа от других типов гранитов. Если S-тип имеет континентальный коровый, а I-тип —

преимущественно мантийный (истощенный) источники, то граниты *A*-типа являются продуктами плавления как коровых, так и мантийных субстратов разнообразной природы, а также их смешанных составов. Формирование гранитов *A*-типа происходит в условиях анорогенной, постколлизийной геодинамических обстановок в земной коре, а также и в условиях образования активной континентальной окраины [Pitcher, 1993; Barbarin, 1999; Bonin, 2007].

Для установления природы гранитных магм, отнесения их к тому или иному классификационному геохимическому типу широко используются комплексные данные, объединяющие геологические, петрографические и геохимические характеристики, а также термодинамические параметры магматических систем. Среди последних важное значение имеет температура [Chappell et al., 1998; King et al., 2001; Chappell, 2003; Miller et al., 2003]. Так, значительная контрастность температурных характеристик наблюдается для гранитных магматических систем *A*- и *S*-геохимических типов. Гранит *A*-типа относится к высокотемпературным гранитам ($T > 800$ °C), так как его генезис связывается с более высокой температурой солидуса (начала плавления) относительно «сухой» гранитной магмы, в отличие от низкотемпературной ($T < 800$ °C), обогащенной H_2O магмы *S*-типа.

Наши исследования были сфокусированы на моделировании термальной истории формирования и последующего остывания гранитов *A*-типа в коллизийном орогене позднекембрийского возраста. В статье рассматриваются постколлизийные граниты глушихинского комплекса Енисейского кряжа, формирование которых происходило в структуре западного обрамления Сибирского кратона в результате неопротерозойских коллизийных событий [Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2007]. Они представлены пералюминиевыми лейкогранитами *A*-типа, в которых установлены повышенные концентрации K_2O , Rb, Fe, U, нередко Sn и низкие CaO, Ba, Eu и Sr.

Модели остывания интрузивных тел описаны во многих работах, обзор которых сделан в [Spear, 1993]. Задачи решались в разных постановках с плоской или осесимметричной геометрией, с учетом неоднородного строения толщи вмещающих пород, влияния конвективного флюида [Norton, Knight, 1977; Harrison, Clarke, 1979; Полянский, Ревердатто, 2006] и других факторов, отвечающих за динамику охлаждения интрузива и прогрева вмещающих пород. Основными параметрами, влияющими на скорость охлаждения, являются размер и форма интрузива, начальная температура магмы, глубина внедрения, конвекция флюида во вмещающих породах. Геологические наблюдения, геохронологические данные и результаты моделирования показывают, что при внедрении магмы кислого состава в приповерхностные горизонты время охлаждения составляет от 0.5—1 млн лет для интрузива диаметром 6—14 км [Harrison, Clarke, 1979] до 1.5—2 млн лет для интрузива диаметром 30 км [Dublyansky, Polyansky, 2007]. Результаты наших исследований по рассматриваемым гранитоидным интрузиям Енисейского кряжа свидетельствуют о том, что длительность охлаждения массивов составляет от 8 млн лет и больше. Эта оценка основана на времени закрытия U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопных систем для пород конкретного массива. Расхождение оценок длительности остывания гранитных массивов, по нашим и литературным данным, должно быть объяснено в рамках математического моделирования, которому посвящен один из разделов статьи.

При реконструкциях термической истории магматических, метаморфических пород используется набор изотопных систем и минералов, характеризующихся различной подвижностью изотопов и, соответственно, разными значениями эффективной температуры закрытия, обзор которых представлен в [Hodges, 2004]. Термин «температура закрытия» был введен в статье [Dodson, 1973] для ограниченного набора термических историй, соответствующих непрерывному остыванию системы. Во многих случаях реальная термическая история магматических, метаморфических пород оказывается значительно сложнее. Поэтому при интерпретации геохронологических данных представляется логичным и гораздо более информативным использовать численное моделирование поведения изотопных систем [Лепезин и др., 2006].

В работе приводятся результаты комплексных геологических, геохимических и изотопных исследований, на основании которых получена разноплановая информация (размеры и глубина становления магматических тел, мощность вмещающих метаморфических отложений, физико-химические условия формирования гранитных интрузий, их магматические источники, возраст становления, время наложенных тектонотермальных событий и др.). Полученные данные позволили выполнить моделирование теплотеноса при внедрении кислой магмы, установить время остывания гранитных тел и в конечном итоге создать обобщенную геодинамическую модель образования постколлизийных лейкогранитов *A*-типа глушихинского комплекса.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 (г. Новосибирск). Минералы для $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навеска-

ми биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС (Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, г. Москва) в 1988 г. как стандартный К/Аг образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале исследовательского ВВР-К реактора Томского политехнического института. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Изотопный анализ кислорода цирконов выполнен в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу кислорода проведена по лазерной методике [Игнатъев, Веливецкая, 2005]. Инфракрасный непрерывный Nd-YAG лазер ($l = 1.064$ мм, CW, 100 Вт) применялся для разогрева пробы. Для выделения кислорода использовался BrF_3 . Выделенный кислород очищался от продуктов реакции и остатков реактива на криогенных ловушках и поглотителе. Чистый кислород вымораживался в отдельный контейнер на силикагель при температуре жидкого азота. Измерение изотопных соотношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ проводилось на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT-253 с использованием двойной системы напуска. Вес анализируемых образцов составлял 1—2 мг. Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ образцов составляла 0.1 ‰, $n = 5$. Калибровка метода проведена по лабораторным и международным стандартам NBS-28, NBS-30.

В работе используются результаты изотопных анализов U и Pb для цирконов, Sm и Nd для валовых проб, выполненные авторами на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 и на 7-коллекторном масс-спектрометре Triton T1 (г. Санкт-Петербург), а также изотопных анализов U, Th и Pb для цирконов, полученные на приборе Perth Consortium SHRIMP-II ion microprobe (г. Перт, Австралия). Данные этих исследований, проведенных по стандартным методикам [Верниковский и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковская и др., 2003; 2006; 2007], демонстрируются в табл. 1. Применяемые в исследованиях химические анализы цирконов выполнены на рентгеноспектрометрическом микроанализаторе Camebax (г. Новосибирск).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕЙКОГРАНИТОВ А-ТИПА

Лейкограниты глушихинского комплекса образуют Лендахский, Глушихинский, Верхнекиликеевский, Стрелковский, Гаревский и другие небольшие массивы (площадь выхода на поверхность — от первых десятков до первых сотен км²), линейно вытянутые в субмеридиональном направлении согласно с простиранием главных разломов заангарской части Енисейского кряжа [Петров, Решетова, 1967; Даценко, 1984; Качевский и др., 1998], представляющих в большинстве своем надвиги и сдвиги (рис. 1). Лейкогранитные массивы размещены в пределах центрального и западного участков Центрально-Ангарского террейна, а их формирование происходило 752—718 млн лет назад на завершающем этапе коллизии этого террейна с Сибирским кратоном [Верниковский и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковская, Верниковская, 2006].

Исследуемые лейкогранитные массивы Лендахский (163 км²) и Глушихинский (110 км²), последний объединен нами на основании геологических данных с Верхнекиликеевским, прорывают слабдеформированные мезозоопротерозойские терригенные и терригенно-карбонатные породы сухопитской и тунгусикской серий, уровень регионального метаморфизма которых не превышает верхней ступени зеленосланцевой фации (см. рис. 1). Вмещающие отложения слагают крупную синклинальную структуру, осложненную брахиформными и линейными складками субмеридионального простирания с углами падения крыльев 40—50°. Мощность вмещающих отложений может превышать 10 км. Контакты лейкогранитов с вмещающими породами имеют как интрузивный характер, с формированием маломощных (до первых десятков метров) контактовых ореолов, так и тектонические соотношения. Для этих интрузий, по геологическим и геофизическим данным, устанавливается субвертикальное падение и предполагается пластинообразная их форма. Оценка глубины залегания нижних кромок варьирует относительно уровня современного эрозионного среза от 3—3.5 до 10—12 км [Озерский, 1961; Даценко, 1984; Детков и др., 2007]. Детальные структурные и гравиметрические исследования гранитных массивов, образованных в земной коре в обстановке растяжения на постколлизивной стадии, на примере герцинских пералюминиевых гранитов [Vigneresse, 1995a,b, 1999] показывают, что высота магматических тел (площадь выхода на поверхность — несколько сотен км²) с изометричной, овальной или, подобно массивам глушихинского

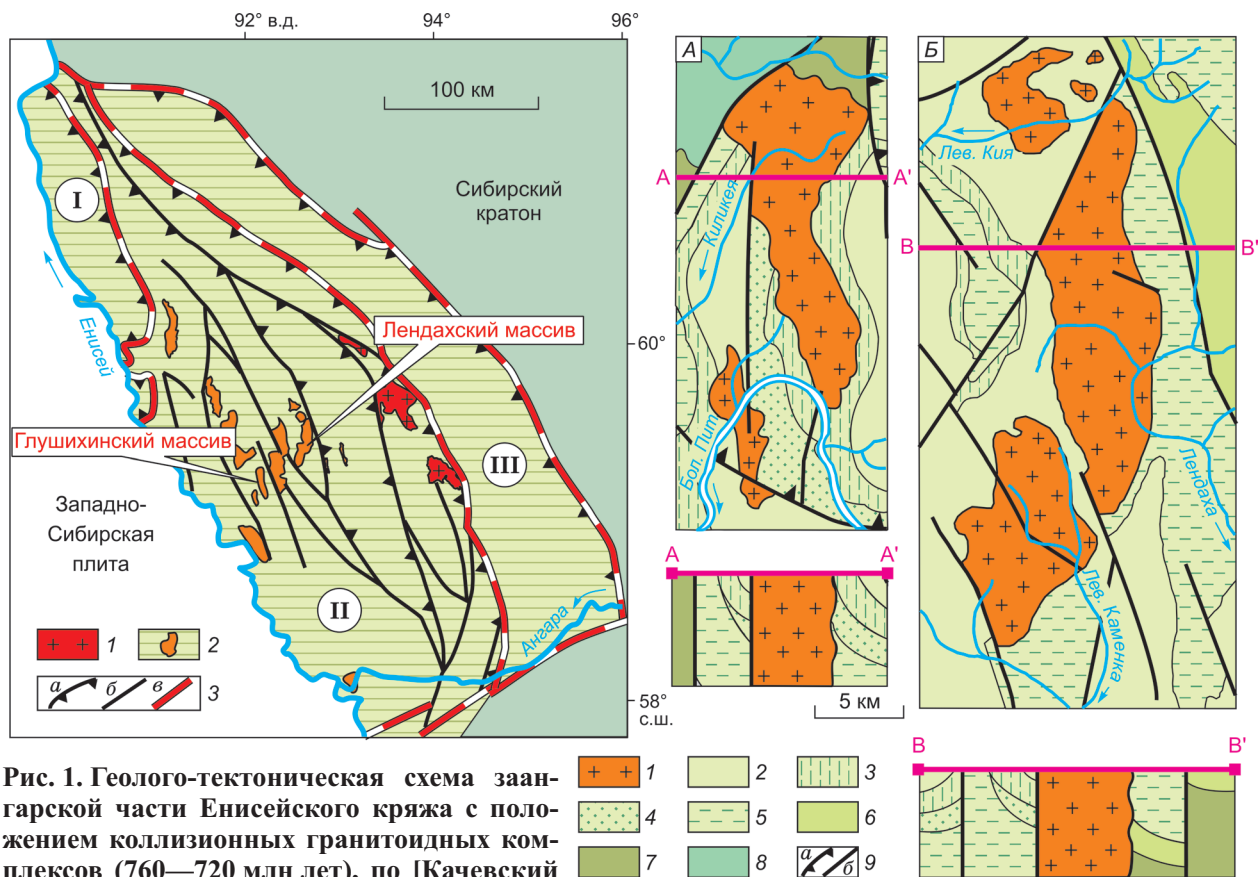


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема заангарской части Енисейского кряжа с положением коллизионных гранитоидных комплексов (760—720 млн лет), по [Качевский и др., 1998; Vernikovskiy et al., 2003].

1 — кварцевые сиениты, граниты, лейкограниты синколлизийного аяхтинского комплекса (760—750 млн лет); 2 — лейкограниты постколлизийного глушихинского комплекса (750—720 млн лет); 3 — разрывные нарушения: *a* — надвиги, *b* — разломы, *в* — границы террейнов. Цифры в кружках — террейны: I — Исаковский, II — Центрально-Ангарский, III — Восточно-Ангарский. На врезках геологические схемы и разрезы Глушихинского (А) и Лендахского (Б) лейкогранитных массивов: 1 — лейкограниты (750—720 млн лет); 2 — сланцы кварц-хлорит-серицитовые (NP₁₋₂?); 3 — метапесчаники, алевролиты (NP₁₋₂?); 4 — сланцы кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые (NP₁₋₂?); 5 — филлиты углеродистые (MP—NP); 6 — сланцы кварц-серицит-хлоритовые (MP—NP); 7 — сланцы биотит-кварц-серицит-хлоритовые, углеродистые, карбонатные (MP—NP); 8 — гнейсограниты, плагиогнейсы (NP₁); 9 — разрывные нарушения: *a* — надвиги, *b* — разломы.

комплекса, вытянутой по латерали формой интрузий оценивается в 5—6 км. К тому же, согласно проведенному в этих работах численному моделированию реологических свойств континентальной коры в зависимости от геотермального градиента, становление таких гранитных массивов, образующих грибовидную форму тел с одной или более корневыми зонами, характеризующихся в качестве подводящих каналов, происходит на глубинах не менее 10 км. Площадь горизонтальных сечений таких зон составляет не больше 5 % от площади выходов массивов, а высота достигает 3 км.

В табл. 1 сведены Pb, Nd, ⁴⁰Ar/³⁹Ar и O изотопные данные для лейкогранитов глушихинского комплекса, демонстрирующие возраст образования, время последних наложенных тектонотермальных событий и позволяющие установить характеристики их источников. Породы Лендахского и Глушихинского массивов, согласно U-Pb изотопным исследованиям цирконов, были сформированы соответственно 745 ± 6.0 и 730.6 ± 4.6 млн лет назад. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастные оценки для этих пород, с одной стороны, в пределах ошибки близки с возрастом их формирования, а с другой — отражают время их остывания. Так, ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом ступенчатого прогрева по мусковиту из пробы лейкогранита Глушихинского массива (обр. № 99716) получены оценки возраста 721.9 ± 6.0 млн лет (возрастное плато, 70% выделенного ³⁹Ar) и 733.5 ± 6.2 млн лет (промежуточное высокотемпературное плато, 13 % выделенного ³⁹Ar) (рис. 2, табл. 2). По биотиту и мусковиту из лейкогранита Лендахского массива оценки возраста методом плато составили 712.3 ± 6.0 и 733.4 ± 6.0 млн лет. Омоложение возраста биотита из пород Гаревского и Стрелковского массивов опускается соответственно до 518.3 ± 4.0 и 687.6 ± 1.9 млн лет, отражая время более поздних наложенных тектонотермальных процессов.

Лейкограниты постколлизийного глушихинского комплекса формируются при плавлении преимущественно древнего континентального корового материала, на что указывают Sm/Nd изотопные дан-

Таблица 1. Изотопные данные Pb, Nd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и O для циркона, биотита, мусковита и валовых проб из лейкогранитов глушихинского комплекса Енисейского кряжа

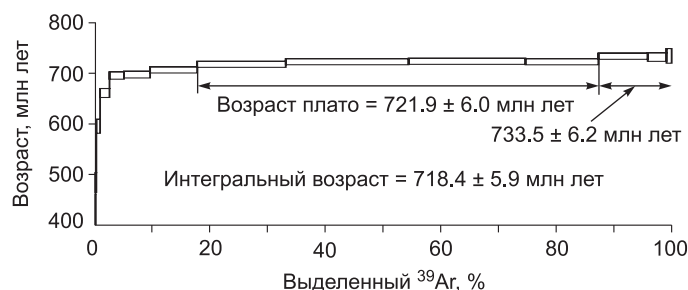
Массив	Датируемый объект	U–Pb возраст, млн лет	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ возраст, млн лет	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ (SMOW)	Источник
Гаревский	Циркон	752 ± 3.0		–1.9	1601	5.3	[Vernikovskiy et al., 2003]
	»						[Настоящая работа]
	Порода, вал						
	Биотит						592.8 ± 2.0
Лендахский	Циркон	745 ± 6.0		–5.3	1889	9.0	[Верниковский и др., 2007]
	Монацит	749 ± 5.5					[Верниковский и др., 2002]
	Циркон						[Настоящая работа]
	Порода, вал						[Верниковская и др., 2003]
Глушихинский	Мусковит		733.4 ± 6.0				[Верниковская и др., 2007]
	Биотит		712.3 ± 6.0				»
	Циркон	730.6 ± 4.6		–5.0	1870	7.6	[Верниковский и др., 2002]
	»						[Настоящая работа]
Порода, вал							[Верниковская и др., 2003]
Мусковит	733.5 ± 6.2						[Настоящая работа]
Стрелковский	»		721.9 ± 6.0				»
	Циркон	718 ± 9.0		–8.5	2179	8.7	[Верниковский и др., 2002]
	»						[Настоящая работа]
	Порода, вал						
Биотит	687.6 ± 1.9						»

Примечание. SMOW — стандартный образец усредненной воды Мирового океана.

ные (см. табл. 1). Увеличение вклада более древнего континентального корового продукта в магматический источник лейкогранитов происходит с уменьшением возраста пород: значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ меняются от –1.9 до –8.5, а $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ — от 1601 до 2179 млн лет. В то же время для пород, в источниках которых преобладает древний континентальный коровый материал, определить вклад мантийной компоненты, основываясь на Sm/Nd изотопных данных, крайне затруднительно. Поэтому зарождение лейкогранитных расплавов могло быть связано с плавлением мантийно-корового источника, состоящего, к примеру, из пород коры палеопротерозойского, мезопротерозойского и небольших порций мантийного материала неопротерозойского возрастов. Этот вывод подкрепляется геохимическими данными, учитывая концентрации Nb, Ta, Zr, Y и Yb, на основании которых часть пород глушихинского комплекса, формирующихся на раннем этапе постколлизиионного события, с одной стороны, по [Pearce et al., 1984], обладают характеристиками внутриплитных гранитов, а с другой [Eby, 1992], имеют мантийный или мантийно-коровый источники [Верниковская и др., 2003, 2006, 2007]. Кроме того, на основании полученных оценок изотопного состава кислорода для цирконов из пород этого комплекса (см. табл. 1) с уменьшением возраста лейкогранитов значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются от 5.3 до 7.6–9.0 ‰, отвечая убыванию вклада мантийного компонента в магматический источник пород.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОЦЕНКИ

Установление основных закономерностей распределения и поведения химических элементов и ряда их изотопов в гранитоидных расплавах и цирконах позволили в последние годы подойти ближе к решению одного из важнейших вопросов в генезисе гранитов — температурных условий формирования гранитных магм разных геохимических типов [Chappell et al., 1998; King et al., 2001; Chappell, 2003; Miller et al., 2003]. В этой связи наиболее широко дискутируется вопрос о выделении двух групп гранитов, образованных при высоких и низких магматических температурах. При этом считается, что высокотемператур-



широко дискутируется вопрос о выделении двух групп гранитов, образованных при высоких и низких магматических температурах. При этом считается, что высокотемператур-

Рис. 2. Ar-Ar возрастные спектры мусковита из лейкогранита (обр. № 99716) Глушихинского массива.

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мусковита из лейкогранита (обр. 99716) Глушихинского массива

Температура прогрева, °С	Продолжительность прогрева, мин	^{40}Ar , нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет	$\pm 1\sigma$
450	10	$2.22 \cdot 10^{-9}$	771.65	0.1019	0.8233	0.1019	6.51	6.56	2.4083	0.2230	23.430	0.0	373.7	86.1
550	10	$4.58 \cdot 10^{-9}$	175.67	0.0149	0.3782	0.0149	1.15	1.15	0.3232	0.0126	4.141	0.2	483.6	19.6
600	10	$15.03 \cdot 10^{-9}$	121.60	0.0068	0.0690	0.0068	16.61	3.05	0.0667	0.0083	59.812	0.8	595.0	13.9
650	10	$38.86 \cdot 10^{-9}$	124.04	0.0047	0.0249	0.0047	0.46	0.46	0.0292	0.0046	1.652	2.4	661.1	8.9
700	10	$60.03 \cdot 10^{-9}$	124.81	0.0037	0.0231	0.0037	1.58	1.40	0.0071	0.0032	5.691	4.9	695.8	7.3
750	10	$109.0 \cdot 10^{-9}$	125.56	0.0012	0.0181	0.0012	0.05	0.05	0.0084	0.0023	0.166	9.5	697.5	6.7
800	10	$197.8 \cdot 10^{-9}$	126.28	0.0011	0.0175	0.0011	0.53	0.43	0.0041	0.0010	1.890	17.7	706.9	6.1
850	10	$376.2 \cdot 10^{-9}$	127.70	0.0003	0.0136	0.0003	0.01	0.01	0.0009	0.0005	0.049	33.0	717.9	6.0
900	10	$526.4 \cdot 10^{-9}$	128.94	0.0004	0.0155	0.0004	0.13	0.13	0.0014	0.0004	0.479	54.3	723.0	6.0
950	10	$501.9 \cdot 10^{-9}$	129.14	0.0004	0.0157	0.0004	0.41	0.20	0.0014	0.0005	1.483	74.6	723.9	6.0
1000	10	$312.8 \cdot 10^{-9}$	129.04	0.0006	0.0161	0.0006	0.02	0.02	0.0017	0.0009	0.059	87.3	723.0	6.1
1050	10	$216.0 \cdot 10^{-9}$	131.78	0.0013	0.0161	0.0013	0.49	0.49	0.0029	0.0009	1.754	95.8	734.0	6.2
1100	10	$82.54 \cdot 10^{-9}$	132.87	0.0026	0.0181	0.0026	0.42	0.42	0.0078	0.0041	1.523	99.1	732.3	8.5
1150	10	$23.88 \cdot 10^{-9}$	137.13	0.0089	0.0317	0.0089	0.23	0.23	0.0205	0.0073	0.826	100.0	734.7	14.6

$J = 0.003847 \pm 0.000039^*$, навеска 21 мг

* Параметр, характеризующий величину интегрального нейтронного потока.

ные граниты, в отличие от низкотемпературных, были образованы из магмы, которая представляла собой расплав, не содержащий реликтовых кристаллов циркона, поэтому она относилась к недосыщенной цирконом. Количественные оценки разделения гранитов на высоко- и низкотемпературные типы были получены К. Миллером с соавторами [Miller et al., 2003] на основе химического состава цирконов и вмещающих их гранитов. Эти расчеты базируются на цирконовой термометрии согласно [Watson, Harrison, 1983]. К высокотемпературным гранитоидным магмам были отнесены породы с температурой >800 °С, содержащие минимальное количество реликтовых зерен циркона, а к низкотемпературным — обогащенные зернами реликтовых цирконов с температурой <800 °С. Температура насыщения цирконом (T_{Zr}), согласно выводам этих авторов, дает наилучшее приближение к оценке физико-химических параметров расплава для пород, содержащих в небольших количествах реликтовые зерна цирконов на момент, предшествующий массовой кристаллизации цирконов и становлению гранитных плутонов. Особенно эффективным является применение цирконового термометра при реконструкции термической истории дифференцированных гранитных серий. В ходе их становления концентрации Zr, как правило, падают в поздних дифференциатах магм [Таусон, 1977; Когарко и др., 1988; Chappell et al., 1998; King et al., 2001; Miller et al., 2003; Hanchar, Watson, 2003]. Эти оценки хорошо согласуются с экспериментальными данными, базирующимися на физико-химическом моделировании природных гранитных систем [Tuttle, Bowen, 1958; Johannes, Holtz, 1996], с результатами численного моделирования процессов зарождения гранитных расплавов при воздействии тепла интрузий основного состава [Reverdatto, Kalinin, 1980, 1982], с температурами гомогенизации расплавных включений, установленных при исследовании магматических минералов (главным образом кварца и топаза) гранитов и пегматитов [Добрецов, Чупин, 1993].

Данные исследования базируются на рентгеноспектрометрических анализах цирконов (микроанализатор Camebax), выполненных для тех же проб, в которых были проведены U/Pb изотопно-геохимические исследования цирконов, включая метод SHRIMP-II, а также на результатах анализов Zr в породах, полученных способом ICP-MS. В исследуемых гранитах А-типа глушихинского комплекса отмечается широкий интервал концентраций Zr, варьирующий от 31 до 234 г/т, а также установлены аномально высокие содержания до 484 г/т в лейкогранитах из шлировых образований [Верниковская и др., 2007]. Ранние породы этого комплекса (лейкограниты Гаревского массива)

Таблица 3.

**Химический состав цирконов и температура насыщения цирконом
для лейкогранитов глушихинского комплекса**

Компонент	Гаревский массив					
	00-2		00-3		00-4	
	центр	край	центр	край	центр	край
	x (σ)	x (σ)	x (σ)	x (σ)	x (σ)	x (σ)
ZrO ₂ , мас.%	66.15 (0.52)	66.25 (0.44)	66.20 (0.58)	66.22 (0.77)	66.33 (0.42)	66.89 (1.21)
SiO ₂	31.75 (0.21)	31.78 (0.26)	31.72 (0.23)	31.82 (0.40)	31.68 (0.20)	31.65 (0.33)
HfO ₂	1.06 (0.11)	1.19 (0.05)	1.29 (0.42)	1.26 (0.41)	0.99 (0.05)	1.07 (0.11)
Y ₂ O ₃	0.26 (0.18)	0.11 (0.07)	0.14 (0.16)	0.09 (0.05)	0.21 (0.13)	0.11 (0.05)
Сумма	99.23	99.33	99.35	99.40	99.19	99.72
Zr, ф.е.	1.001	1.002	1.002	1.001	1.004	1.009
Si	0.985	0.986	0.984	0.986	0.984	0.979
Hf	0.009	0.011	0.011	0.011	0.009	0.009
Y	0.005	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002
<i>n</i>	4	5	16	13	5	6
<i>M</i>	0.65		0.66		0.66	
Zr _m , г/г	169		183		216	
<i>T</i> _{Zr} , °C	851—852	851—852	856—860	857—860	874—876	872—876

Компонент	Лендахский		Глушихинский		Стрелковский	
	625-7		99716		619-3	
	центр	край	центр	край	центр	край
	x (σ)	x (σ)	x (σ)	x (σ)	x (σ)	x (σ)
ZrO ₂ , мас.%	66.46 (0.61)	66.70 (0.83)	65.5 (0.13)	65.75 (0.94)	66.36 (0.42)	66.31 (0.20)
SiO ₂	31.64 (0.32)	31.68 (0.40)	31.77 (0.03)	31.59 (0.61)	32.04 (0.14)	31.81 (1.09)
HfO ₂	1.16 (0.15)	1.24 (0.21)	1.04 (0.11)	1.17 (0.09)	1.34 (0.05)	1.46 (0.13)
Y ₂ O ₃	0.28 (0.19)	0.40 (0.14)	0.00 (0.00)	0.00 (0.01)	0.06 (0.05)	0.03 (0.01)
Сумма	99.54	100.02	98.86	99.13	99.79*	99.61*
Zr, ф.е.	1.005	1.004	0.998	1.002	0.999	1.002
Si	0.981	0.978	0.993	0.987	0.989	0.985
Hf	0.010	0.011	0.009	0.010	0.012	0.013
Y	0.006	0.008	0.000	0.000	0.001	0.001
<i>n</i>	12	9	2	4	3	2
<i>M</i>	0.65		0.56		0.63	
Zr _m , г/г	100		98		160	
<i>T</i> _{Zr} , °C	800—803	800—802	808	806—809	847—848	847—848

Примечание. x — среднее содержание, σ — стандартное отклонение, n — число проб в выборке. T_{Zr} , °C — температура насыщения цирконом. По [Watson, Harrison, 1983]: T_{Zr} , K = 12.900/(2.95 + 0.85M + ln(Zr_{Zr}/Zr_m)), где M — фактор насыщенности породы (расплава) щелочами, $M = (Na + K + 2Ca)/Al \times Si$, Zr_{Zr} — концентрация циркония в цирконе (г/г), Zr_m — концентрация циркония (ICP-MS метод, г. Санкт-Петербург) в породе (расплаве). Расчеты индекса M выполнены с использованием данных [Верниковская и др., 2003, 2006].

* Суммарные содержания компонентов (мас. %) приведены с учетом примесных элементов Al₂O₃ (<0.07), CaO (<0.10), P₂O₅ (<0.25), CeO₂ (<0.03), UO₂ (<0.50), ThO₂ (<0.09).

образовались при дифференциации наиболее высокотемпературных, обогащенных Zr магматических расплавов, в которых значения T_{Zr} варьируют от 876 до 851 °C (табл. 3). Вслед за ними образовались породы Лендахского и Глушихинского, затем Стрелковского массивов, имеющие менее высокие температурные оценки с величинами T_{Zr} от 848 до 800 °C (см. табл. 3).

Лейкограниты глушихинского комплекса, таким образом, относятся к высокотемпературному типу пород. Полученные температурные оценки не противоречат общим представлениям о том, что магмы *A*-типа являются относительно сухими, отвечающими более высоким температурам формирования первичных расплавов по сравнению с низкотемпературными магмами *S*-типа.

МОДЕЛИ ТЕПЛОПЕРЕНОСА ПРИ ВНЕДРЕНИИ МАГМЫ КИСЛОГО СОСТАВА *A*-ТИПА

Моделирование теплопереноса при внедрении магмы кислого состава проводится на примере Лендахского и Глушихинского лейкогранитных массивов глушихинского комплекса (см. рис. 1). Эта задача решается в двумерной постановке в декартовых координатах на основе нестационарных уравнений конвективного теплопереноса. Главные допущения состоят в том, что для движения порового флюида выполняется соотношение Дарси; эффекты капиллярного давления не учитываются; все фазы (матри-

ца—твердый каркас породы, жидкость) рассматриваются находящимися в состоянии локального термического равновесия; реакция твердого остова породы на течения флюида пренебрежимо мала. Задача сводится к решению системы уравнений баланса тепла и массы при конвекции флюида через пористую среду. Уравнения сохранения и описание алгоритма решения приведены в [Найба, Ingebritsen, 1994].

$$\frac{\partial[nS_f\rho_f H_f + (1-n)\rho_r H_r]}{\partial t} - \nabla \cdot \left[\rho_f H_f \cdot \frac{k}{\mu_f} \cdot (\nabla P - \rho_f g \nabla Z) \right] - \nabla \cdot (K_m \nabla T) = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial[n(S_f \rho_f)]}{\partial t} - \nabla \cdot \left[\rho_f \frac{kk_{rf}}{\mu_f} \cdot (\nabla P - \rho_f g \nabla Z) \right] = 0, \quad (2)$$

где n — пористость, S_f — объемная флюидонасыщенность, k — проницаемость пористой среды, $\mu_f(P, H)$, $\rho_f(P, H)$ — динамическая вязкость и плотность флюида соответственно, P — давление, H — энтальпия, T — температура, K_m — эффективная теплопроводность пористой среды, g — ускорение силы тяжести, ∇ — оператор набла, Z — глубина, индексы f, r — флюид и порода соответственно, t — время. Уравнение состояния флюида, определяющее связь термодинамических переменных давления, температуры и плотности в виде $P = P(T, \rho)$, замыкает систему уравнений. При расчетах использовалось уравнение Хара—Галлахера—Келла, описывающее свойства водного флюида в интервале температур от 0 до 1200 °C и давления от 1 до 10 кбар.

Вычислительный алгоритм строится на основе неявной конечно-разностной схемы с итерациями по методу Ньютона—Рафсона. Численная аппроксимация системы уравнений осуществлялась на основе конечно-разностного подхода, реализованного в виде программы Hydrotherm [Найба, Ingebritsen, 1994] и ранее используемого в работах [Полянский, Ревердатто, 2002; Polyansky et al., 2002; Dublyansky, Polyansky, 2007]. Основываясь на геологических и геофизических данных, для расчетов были выбраны две морфологические модели исследуемых гранитных тел (массивов): I — Пластина и II — Гриб, геометрические параметры для которых показаны на рис. 3. Данные гранитные тела обладают плоской симметричностью, что позволяет принять в качестве области моделирования одну из полуплоскостей их поперечного сечения. Расчетная глубина внедрения гранитных магм составляет 10 км, что отвечает верхнему возможному уровню становления изучаемых плутонов.

Задача теплопереноса решается в двумерной декартовой системе координат (X, Z) в прямоугольной области, представляющей разрез земной коры шириной 30 км и глубиной 15 км. Дискретизация модельной области проводилась с помощью прямоугольной сетки с определенными размерами ячеек в зависимости от морфологии гранитных тел и мощности слоев вмещающих пород. После задания начальных условий расчет проводится в статичной обстановке, где главным параметром является температура. При этом делается ряд допущений, на основании которых сделано утверждение, что вслед за внедрением кислой магмы с начальной температурой T_0^1 в залегающие субгоризонтально метаморфические толщи преимущественно терригенных пород почти мгновенно начинается становление и одновременно остывание гранитных тел, формы которых отвечают двум выбранным морфологическим моделям: вертикальная Пластина и Гриб (шток с корневым «питающим» каналом). Для каждого массива с определенной формой были рассчитаны по две модели теплопереноса, характеризующие разную начальную температуру внедрения магмы — 880 и 800 °C (рис. 4). В расчетах использовались постоянные параметры: мощность вмещающих метаосадочных толщ (1—3 км), начальная температура задавалась в

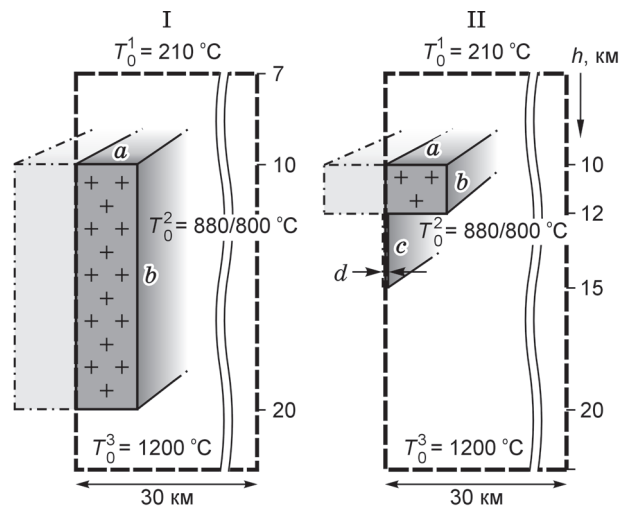


Рис. 3. Геометрические параметры гранитных тел для моделей I и II.

Массивы: ЛМ — Лендахский, ГМ — Глушихинский. Утолщенной штриховой линией показано сечение гранитных тел плоскостью области моделирования; T_0^1 — начальная температура вмещающих пород на глубине 7 км; T_0^2 — начальная температура кристаллизации кислой магмы; T_0^3 — начальная температура магматического источника на момент внедрения на глубине 22 км.

Модель	ЛМ				ГМ			
	Геометрические параметры, м							
	a	b	c	d	a	b	c	d
I	2500	10 000	0	0	2000	10 000	0	0
II	2500	2000	3000	125	2000	2000	3000	100

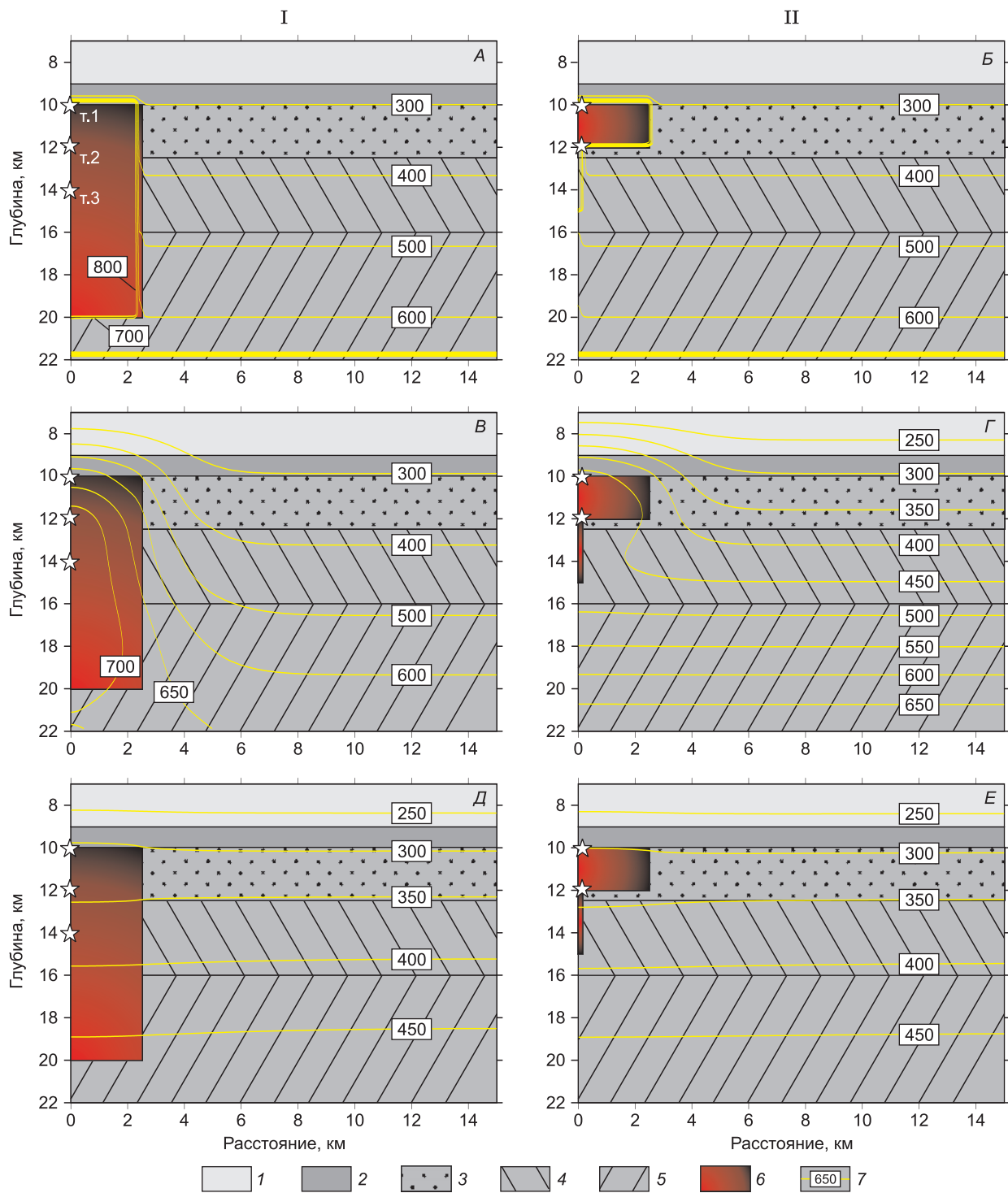


Рис. 4. Модели теплопереноса I, II при внедрении магмы кислого состава с начальной температурой 880 °С на примере формирования Лендахского лейкогранитного массива.

A—E: состояние термальной системы на время после внедрения магмы через 200 (A, Б), 100 000 (B, Г) и 10 000 000 (D, E) лет. Белые звездочки — точки наблюдения на разных глубинах в центральной зоне массива: т. 1 — 10 км, т. 2 — 12 км и т. 3 — 14 км. 1 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы ($\lambda = 1.22$), 2 — метапесчаники ($\lambda = 1.22$), 3 — кварц-серицитовые сланцы ($\lambda = 1.5$), 4 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы с биотитом ($\lambda = 2.0$), 5 — гранитогнейсы ($\lambda = 2.1$), 6 — лейкограниты ($\lambda = 2.4$), 7 — изотермы со значениями температур (°С); λ — коэффициент теплопроводности (мВт/(м·К)). Вокруг массива на ранних стадиях остывания (A, Б) изотермы сближены, на поздних (D, E) — приближаются к значениям геотермального градиента.

Таблица 4.

**Варьирующие параметры численных термальных моделей
и время остывания лейкогранитных массивов (т. 2, см. рис. 4)**

Модель	Начальная температура, °С	Площадь выхода, км ²	Высота, м	Объем, км ³	Время остывания*, млн лет
Лендахский массив					
Пластина	800	163	10	1630	4.63
	880				5.72
Гриб	800		5	350	3.03
	880				3.10
Глушихинский массив					
Пластина	800	109	10	1090	4.24
	880				5.37
Гриб	800		5	235	2.99
	880				3.12

* Время достижения гранитным телом в т. 2 (см. рис. 4) условной температуры закрытия Ag-Ag изотопной системы слюды 366 °С.

соответствии с геотермальным градиентом в коре 30 °С/км; тепловой поток в коре — 30 мВт/м² [Дучков и др., 1987]. Задача остывания интрузива заданной формы усложнялась введением в рассмотрение скрытой теплоты кристаллизации магмы и тепловых эффектов при метаморфизме вмещающих пород. Оба фактора имеют экзотермический тепловой эффект, и их учет сказывается в увеличении длительности остывания системы интрузив—вмещающая порода. Эффект кристаллизации магмы учитывается путем увеличения теплоемкости плутона вдвое от 1 до 2 кДж/(кг·К) в диапазоне температур от 880 (либо 800) до 750 °С; тепловой эффект метаморфических реакций учитывается за счет повышенной теплоемкости пород при метаморфизме до 1.66 кДж/(кг·К) в температурном интервале 300—600 °С [Cui et al., 2001]. Коэффициент теплопроводности (мВт/(м·К)) меняется от 1.5—1.22 для вмещающих терригенных пород, поднимаясь до 2.1 в гранитогнейсах и до 2.4 в прорывающих их лейкогранитах. Значения коэффициентов теплопроводности приняты по породам, характерным для юго-западных районов Сибирской платформы [Дучков и др., 1987]. Деформированность метаморфических толщ в расчетах не учитывается ввиду малого различия теплопроводности пород и незначительной анизотропии тепловых свойств.

Результаты моделирования приведены на графиках двух видов. На рис. 4 показаны поля температуры во всей области моделирования в разное время после момента внедрения. На рис. 5 приводятся кривые остывания массивов в выбранных точках, показанных на рис. 4. Задача моделирования решалась с целью обоснования оценок абсолютных возрастов, полученных для разных изотопных систем, имеющих свою температуру «закрытия». Для этого мы варьировали параметры начальной температуры магмы (800 и 880 °С), форму интрузива (при этом менялся его объем) и глубину становления интрузива. Последний параметр определяет температуру вмещающих пород в момент внедрения и существенно влияет на длительность остывания. При глубине внедрения больше 14 км стационарная температура уже остывшего интрузива остается выше температуры закрытия аргоновой системы биотита 330—360 °С [Hodges, 2004]. В этом случае приходится предполагать, что либо глубина внедрения выбрана неправильно, либо охлаждение происходило позже при подъеме и эксгумации пород. Кроме того, при выборе глубины внедрения для конкретного массива остается неясным уровень эрозионного среза, с которого отображены образцы пород в настоящее время.

В каждом случае падение температуры внутри лейкогранитных массивов фиксировалось в точках наблюдения 1—3, различающихся положением на различных глубинах в центральной зоне магматических тел (см. рис. 4). Максимальное время остывания для пластинообразных гранитных тел достигается на большей глубине. В точке 2 время остывания (до условной температуры закрытия изотопной системы слюды 366 °С) в случае $T_0 = 880$ °С составляет 5.72 и 5.37 млн лет для Лендахского и Глушихинского массивов соответственно (табл. 4). Вместе с тем для морфологической модели Пластина изменение начальной температуры от 800 до 880 °С увеличивает длительность остывания на ~1.1 млн лет, т.е. высокотемпературные граниты оказываются более подходящими для объяснения данных об абсолютных возрастах. Результаты моделирования указывают на то, что различие в объеме массивов так же играет роль, как и начальная температура. Для морфологической модели Гриб увеличение начальной температуры с 800 до 880 °С приводит к незначительному увеличению времени остывания пород в т. 2 на 0.07 и 0.13 млн лет для Лендахского и Глушихинского массивов соответственно (см. табл. 4).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ K-AR ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ СЛЮД

Верификация полученных кривых остывания гранитных массивов может быть проведена с помощью численного моделирования поведения K/Ar изотопной системы и сопоставления с эксперименталь-

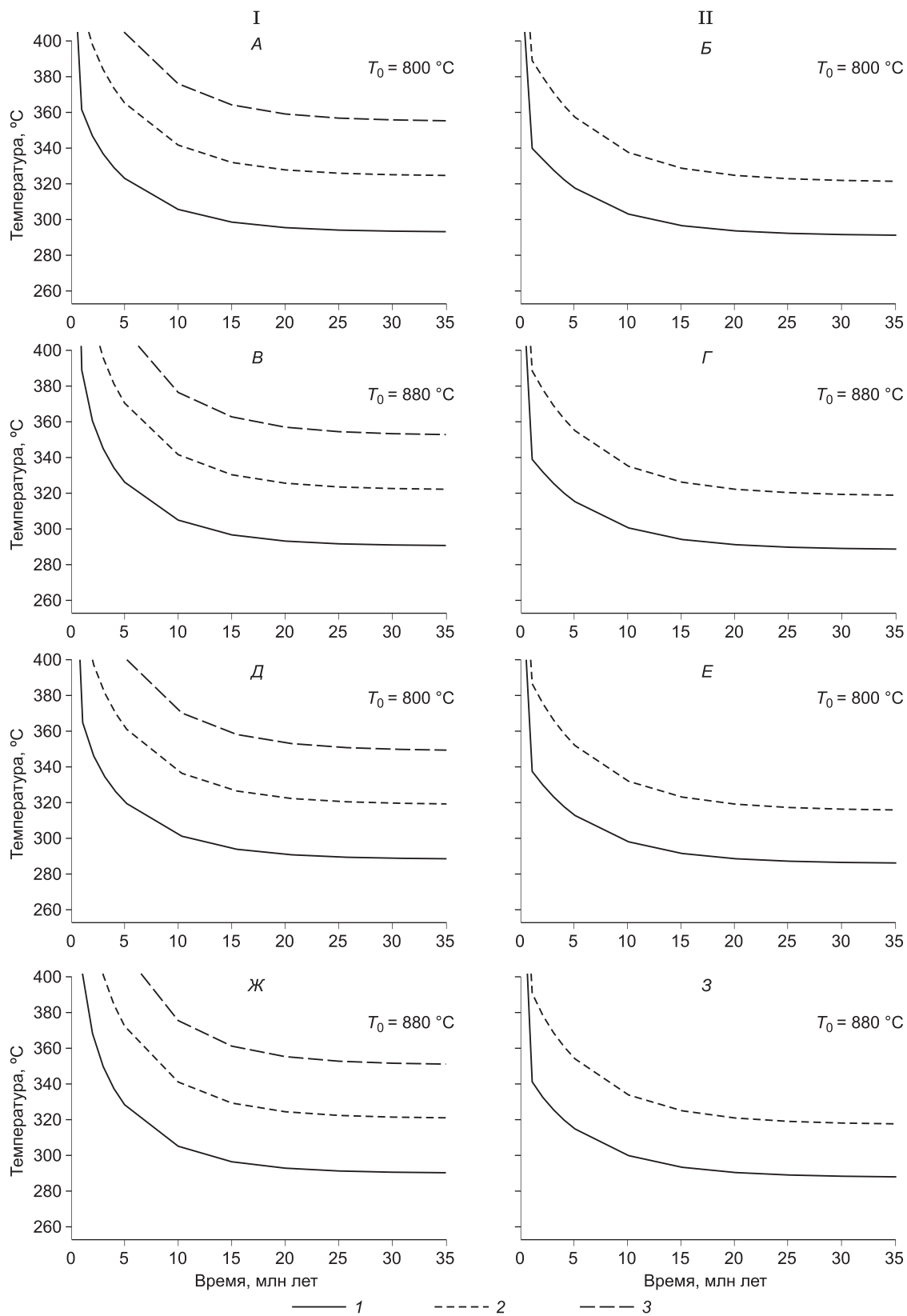


Рис. 5. Графики остывания лейкогранитов Глушихинского (А—Г) и Лендахского (Д—З) массивов для моделей I и II.

1—3 — кривые остывания в точках наблюдения 1—3. Положение точек см. рис. 4.

ными данными ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по мусковиту и биотиту). Численное моделирование поведения К/Аг изотопной системы базируется на механизме объемной диффузии ^{40}Ar . В соответствии со вторым законом Фика, с учетом его образования в минерале за счет радиоактивного распада К

$$\delta c / \delta t = D \nabla^2 c + \lambda [^{40}\text{K}]_0 \exp(-\lambda t), \quad (3)$$

где c — концентрация радиогенного аргона, D — коэффициент диффузии, ∇ — градиент концентрации, λ — скорость распада ^{40}K , $[^{40}\text{K}]_0$ — его концентрация в начальный момент времени. Зависимость коэффициента диффузии от температуры определяется уравнением Аррениуса

$$D = D_0 \exp(-E/RT), \quad (4)$$

где D_0 — предэкспоненциальный фактор, E — энергия активации, R — газовая постоянная, T — абсолютная температура. Моделирование проведено с использованием программного алгоритма Diffarg [Wheeler, 1996]. При вычислении временных вариаций концентрационных профилей диффундирующего радиогенного аргона в минералах использован метод конечных разностей, основанный на процедуре Кранка—Николсона [Press et al., 1986]. Расчеты производились с привлечением кинетических параметров диффузии аргона в мусковите ($E = 52.3$ ккал/моль, $D_0 = 7.7 \cdot 10^{-2}$ см²/с) и биотите ($E = 47.0$ ккал/моль, $D_0 = 5 \cdot 10^{-2}$ см²/с), полученных экспериментально в гидротермальных условиях [Harrison et al., 1985; Hamilton et al., 1989]. Рассматривалось охлаждение и нахождение гранитных массивов на фиксированной глубине в нескольких точках наблюдения в течение времени, равного возрасту массивов, который определен U/Pb методом по цирконам. Поскольку рассматривается открытая система, концентрация радиогенного ^{40}Ar на границе зерен с пластинчатой и цилиндрической геометрией принималась равной нулю на всем временном интервале. Этот вариант граничных условий согласуется с представлением о том, что магмы лейкогранитов глушихинского комплекса являлись относительно сухими.

На рис. 6 показан пример концентрационных профилей распределения радиогенного аргона, рассчитанных в виде эффективного возраста для зерен биотита и мусковита. Видно, что консервация аргона в центре пластин мусковита начинается намного раньше, чем на периферии, при этом модельный возраст в центре зерна соответствует возрасту формирования минерала. Тем не менее окончательного закрытия изотопной системы в масштабе всего зерна не происходит. Изотопная система биотита остается открытой на всех участках зерна и приближается к динамическому равновесию, когда количество образовавшегося за счет радиоактивного распада аргона равно количеству потерянного по механизму объемной диффузии. Поскольку в вакуумных условиях происходит распад минеральной структуры слюд, прямое соответствие между формой получаемых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева возрастных спектров и реальной термической историей образца находится под вопросом [Gaber et al., 1988; Lee, 1995; Lo et al., 2000]. Поэтому при сопоставлении с результатами численного моделирования поведения К/Аг изотопной системы представляется логичным оперировать интегральным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом, особенно в тех случаях, когда предполагается вариант сложной, длительной термической истории.

Рассчитанные модельные значения интегрального К/Аг возраста биотита и мусковита из лейкогранитов Лендахского и Глушихинского массивов приведены в табл. 5. Поскольку для моделей с начальной температурой 800 и 880 °С во всех случаях получены совпадающие значения возраста, здесь показаны только результаты для $T_0 = 880$ °С. Отсутствие различий связано, по всей видимости, с тем, что на начальных, высокотемпературных участках термических кривых К/Аг изотопная система слюд является

Рис. 6. Зависимость эффективного К/Аг возраста ($t_{\text{эф}}$) в зернах биотита и мусковита (с пластинчатой геометрией, полушириной 0.15 мм) от расстояния до центра зерна.

$$t_{\text{эф}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{^{40}\text{Ar}(r)}{^{40}\text{K}} \left(\frac{\lambda}{\lambda_{\text{э.з.}}} \right) + 1 \right],$$
 где λ — полная постоянная распада, $\lambda_{\text{э.з.}}$ — постоянная распада путем электронного захвата, ^{40}K — концентрация изотопа ^{40}K (считается одинаковой по всему зерну), $^{40}\text{Ar}(r)$ — концентрация радиогенного ^{40}Ar в точке на расстоянии r от центра зерна.

Использовалась термическая кривая, рассчитанная для Лендахского массива (возраст — 745 млн лет) с грибообразной морфологией, начальная температура $T_0 = 880$ °С, глубина точки наблюдения — 10 км. Время отсчитывается с момента формирования слюды. $t_{\text{инт}}$ — интегральный К/Аг возраст, рассчитанный по всему объему зерна, $t_{\text{ц}}$ — эффективный К/Аг возраст, рассчитанный в центральной части зерна ($r = 0$).

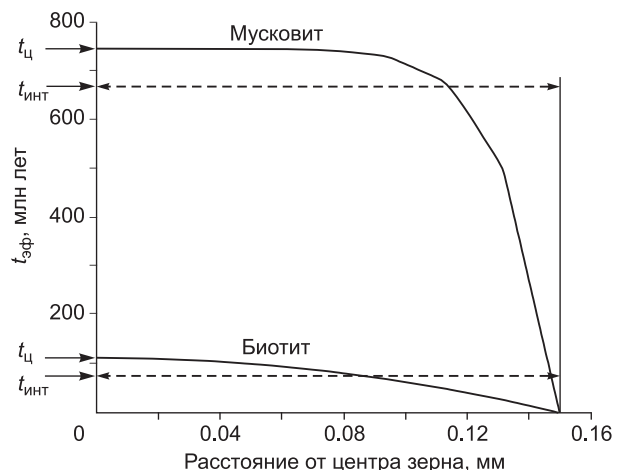


Таблица 5.

**Модельный интегральный K/Ar возраст биотита и мусковита
Лендахского и Глушихинского массивов**

Глубина, км	Минерал, размер зерна, мм	Лендахский		Глушихинский	
		Гриб	Пластина	Гриб	Пластина
10	Биотит, 0.15	<u>28.0</u>	<u>23.5</u>	—	—
	Мусковит 0.15	<u>74.5</u>	<u>62.5</u>	—	—
		<u>594.7</u>	<u>582.4</u>	<u>585.9</u>	<u>573.7</u>
	Мусковит 0.10	<u>666.6</u>	<u>658.4</u>	<u>654.2</u>	<u>647.9</u>
		<u>531.6</u>	<u>512.2</u>	<u>524.5</u>	<u>507.0</u>
12	Биотит, 0.15	<u>3.3</u>	<u>2.6</u>	—	—
		<u>8.9</u>	<u>7.0</u>	—	—
	Мусковит 0.15	<u>332.5</u>	<u>290.3</u>	<u>322.9</u>	<u>282.4</u>
	Мусковит 0.10	<u>500.0</u>	<u>466.2</u>	<u>488.2</u>	<u>455.9</u>
		<u>200.0</u>	<u>161.6</u>	<u>193.5</u>	<u>157.1</u>
14	Биотит, 0.15	—	<u>0.4</u>	—	—
		—	<u>1.0</u>	—	—
	Мусковит 0.15	—	<u>44.5</u>	—	—
	Мусковит 0.10	—	<u>117.9</u>	—	—
		—	<u>19.8</u>	—	—
			<u>52.6</u>		

Примечание. Над чертой — интегральный K/Ar возраст (млн лет) для цилиндрической геометрии зерен, под чертой — для пластинчатой геометрии. Прочерк — нет данных. Результаты получены для $T_0 = 880$ °C.

полностью открытой и не чувствительна к различиям температуры. В дальнейшем (см. рис. 5) после нескольких миллионов лет остывания до температур порядка 400—300 °C различия между термическими кривыми исчезают. При всех прочих равных параметрах по биотиту получается значительно меньший модельный возраст, чем по мусковиту, при этом цилиндрическая геометрия зерен дает меньшие значения модельного возраста по сравнению с пластинчатой геометрией. Определяющее влияние на величину модельного возраста слюды имеет глубина точки наблюдения (рис. 7, см. табл. 5). С ее увеличением возрастает степень открытости K/Ar изотопной системы, сильнее отклоняется от конкордии кривая модельного интегрального K/Ar возраста (см. рис. 7).

Следует констатировать, что ни один из модельных возрастов не достигает величины, согласующейся с полученными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом датировками (см. табл. 1). Представляется логичным предположить, что после формирования лейкогранитных массивов и их нахождения на глубине формирования в течение времени, достаточного для того, чтобы обеспечить наблюдаемую разницу между $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками по слюдам и U/Pb датировками по цирконам, произошла эксгумация массивов и, как результат, полное закрытие K/Ar изотопной системы слюды. Возраст эксгумации может быть определен для каждого случая модельной кривой остывания массивов (см. рис. 7). Видно, что совпадение оценок времени эксгумации Лендахского массива по биотиту и мусковиту становится возможным на глубине наблюдения порядка 13 км при цилиндрической геометрии минеральных зерен и порядка 14 км — при пластинчатой их геометрии. Поскольку на этих глубинах в биотите практически не происходит накопления радиогенного аргона, возраст эксгумации совпадает с возрастом, фиксируемым $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту (см. рис. 7). В случае Лендахского массива эта величина составляет 710 млн лет. Поскольку максимальная глубина точки наблюдения для морфологической модели Гриб составляет 12 км, совпадения оценок времени эксгумации по биотиту и мусковиту в этом случае не наблюдается. Таким образом, предпочтительной морфологической моделью лейкогранитного массива является вертикальная Пластина.

Логично предположить, что эксгумация Лендахского и Глушихинского лейкогранитных массивов, локализованных в пределах одной зоны, происходила одновременно. В образцах пород Глушихинского массива не отмечается биотит, поэтому получена только $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по мусковиту. На рис. 7 показано соотношение между оценкой возраста эксгумации по мусковиту Глушихинского массива и оценкой возраста эксгумации Лендахского массива по биотиту (стрелка вверх). Видно, что согласование этих величин может произойти на глубине более 12 км. Из сказанного можно сделать вывод о том, что если верно предположение об одностадийной и одновременной эксгумации Лендахского и Глушихинского

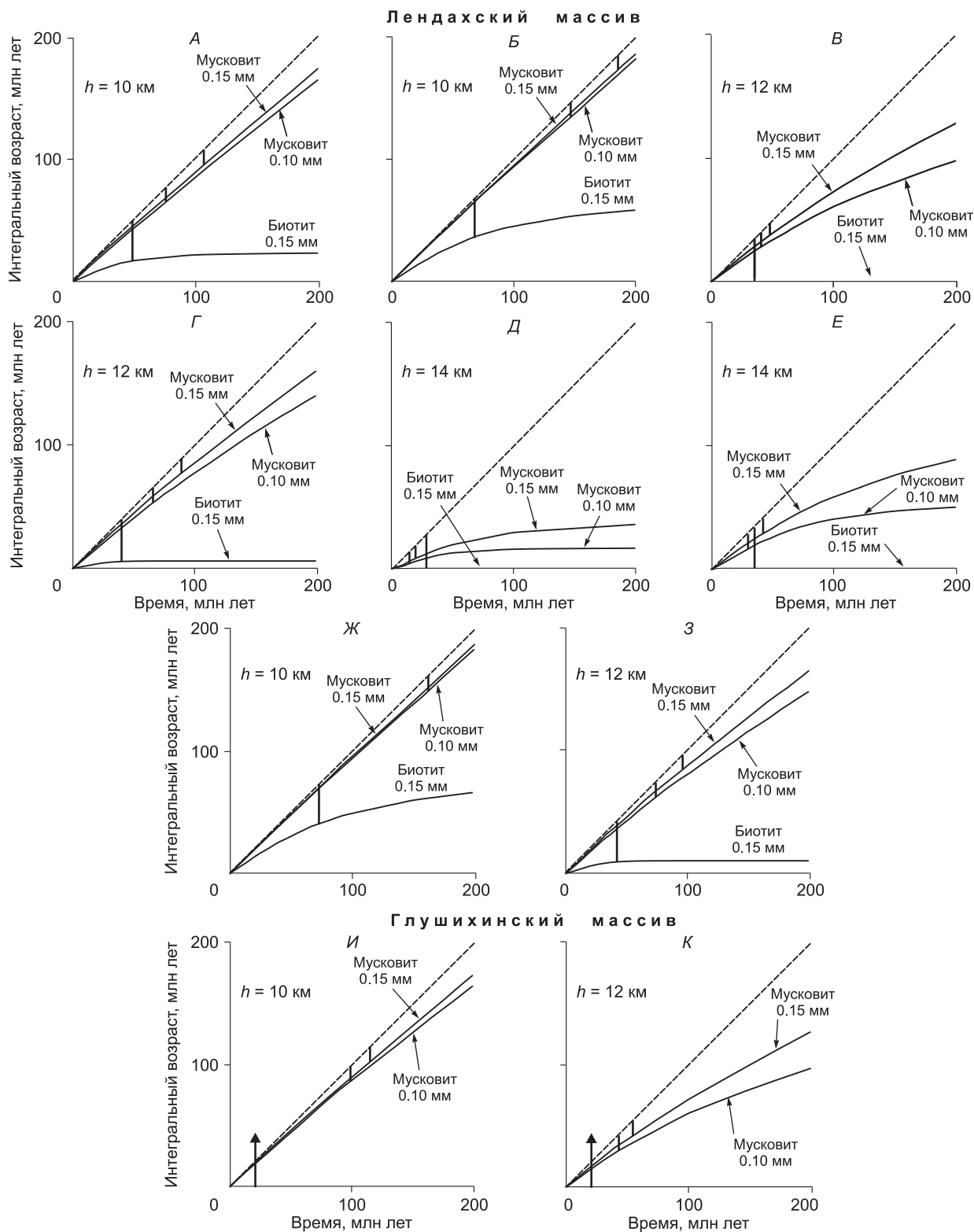


Рис. 7. Зависимость модельного интегрального К/Аг возраста зерен мусковита, биотита от времени. Отсчет времени — с момента формирования массива.

Приведены модельные кривые остывания Лендахского и Глушихинского массивов с морфологией вертикальной пластины (А—Е, И, К) и грибообразной (Ж, З) с начальной температурой $T_0 = 880^\circ\text{C}$. Геометрия зерен слюды: цилиндрическая (А, В, Д, И, К) и пластинчатая (Б, Г, Е—З). Штриховая линия (конкордия) — полностью закрытая изотопная система. Жирные вертикальные линии соответствуют моменту, когда разница между конкордией и модельной кривой К/Аг интегрального возраста соответствует разнице между соответствующими датировками $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по слюде и U/Pb по циркону. Вертикальная стрелка (И, К) соответствует оценке возраста эксгумации Лендахского массива. h — глубина точек наблюдения.

лейкогранитных массивов, предпочтительной морфологической моделью лейкогранитного массива и для Глушихинского массива является вертикальная Пластина.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные комплексные исследования, включая численное моделирование, показали, что формирование неопротерозойских лейкогранитов *A*-типа глушихинского комплекса Енисейского кряжа происходило из высокотемпературных магм преимущественно континентальной коровой природы под воздействием тепла мантийного источника и(или) при небольшом вкладе в магматический источник мантийного материала. Впервые полученные данные изотопного состава кислорода для цирконов подтверждают присутствие как коровой, так и мантийной компонент в магматических источниках лейкогранитов, значения $\delta^{18}\text{O}$ для которых увеличиваются с уменьшением возраста пород от 5.3 до 9.0 ‰. В результате, основываясь на аккреционно-коллизийной тектонической модели формирования Енисейского кряжа [Vernikovskiy et al., 2003, 2007], построена геодинамическая модель формирования коллизионных гранитоидов 760—720 млн лет (коллизия Центрально-Ангарский террейн—Сибирский кратон) (рис. 8). На синколлизийном этапе в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны из континентального корового источника были образованы преимущественно граниты *S*-, *S-I*-типов аяхтинского комплекса (760—750 млн лет), а на постколлизийном этапе под влиянием поднимающихся мантийных струй и потока тепла астеносферного источника из коровых и(или) смешанных мантийно-коровых магм формировались исследуемые лейкогранитные интрузии *A*-типа глушихинского комплекса (750—720 млн лет) (см. рис. 8).

При интерпретации данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста для геологических объектов со сложной термической историей, включая древние магматические комплексы, представляется целесообразным численное моделирование поведения *K/Ar* изотопной системы. Комбинация методов моделирования теплопереноса и поведения *K/Ar* изотопной системы впервые позволила провести верификацию моделей остывания исследуемых лейкогранитных массивов *A*-типа и установить следующее.

Численное моделирование теплопереноса вокруг интрузивов предполагает, что внедрение последних должно было происходить на глубинах не менее 12 км с учетом данных об абсолютных возрастах. В случае нахождения лейкогранитных массивов на глубине формирования (10—14 км) в процессе их остывания до стационарной геотермы не происходит полного закрытия *K/Ar* изотопной системы слюд. Соответственно, не происходит и согласования с полученными по этим минералам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками. Для совпадения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок слюд с результатами численного моделирования их *K/Ar* изотопной системы предложена эксгумация Лендахского и Глушихинского массивов на время 710 млн лет на верхний уровень земной коры, имевшая место через 35 млн лет после формирования в случае Лендахского массива, а в случае Глушихинского — через 20 млн лет. Предпочтительной морфологической моделью для обоих массивов является вариант субвертикальной Пластины.

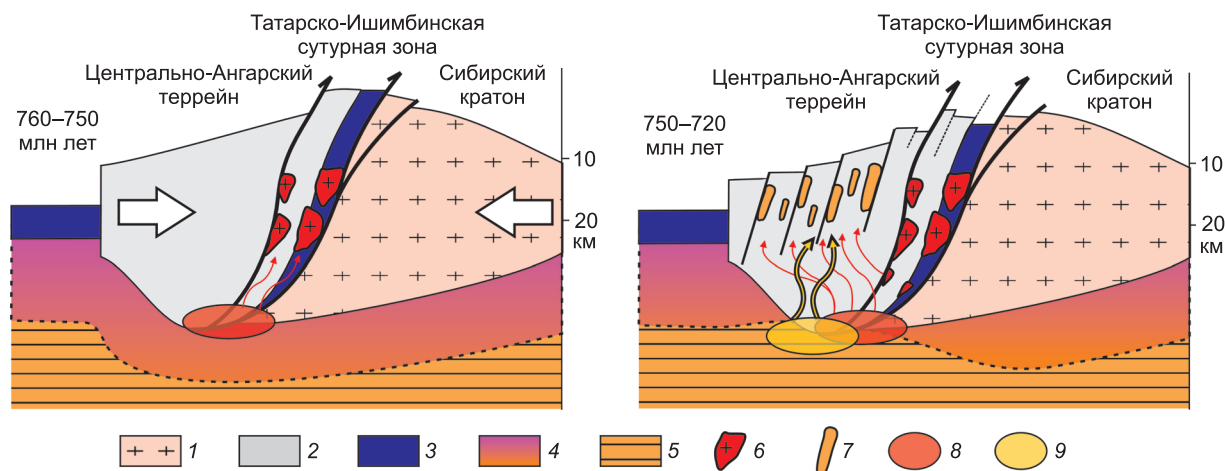


Рис. 8. Геодинамическая модель формирования коллизионных гранитоидных комплексов (760—720 млн лет) Енисейского кряжа (коллизия Центрально-Ангарский террейн—Сибирский кратон).

1 — гранитно-метаморфические комплексы; 2 — метаморфические комплексы Центрально-Ангарского террейна, граниты тейского комплекса (880—864 млн лет); 3 — океанская кора; 4 — литосферная мантия; 5 — астеносфера; 6 — синколлизийные граниты аяхтинского комплекса (760—750 млн лет); 7 — постколлизийные лейкограниты глушихинского комплекса (750—720 млн лет); 8, 9 — магматические источники: 8 — континентальный коровый, 9 — мантийный.

Имеющиеся геологические и геохронологические данные согласуются с выводом о том, что эксгумация массивов глушихинского комплекса могла быть связана с началом формирования татарского магматического комплекса активной континентальной окраины. Так, время эксгумации пород Глушихинского и Лендахского массивов глушихинского комплекса совпадает с возрастом нефелиновых сиенитов Среднетатарского массива (711 ± 3 млн лет), относимых к наиболее ранним магматическим образованиям татарского комплекса [Верниковский и др., 2008].

Продолжительному периоду остывания относительно небольших по объему ($<1700 \text{ км}^3$) двух исследуемых массивов лейкогранитов *A*-типа способствуют высокая температура формирующих их магм ($>800 \text{ }^\circ\text{C}$), присутствие тепла мантийного источника и относительно глубокие уровни локализации интрузий (верхний уровень — $10\text{—}12$ км, нижний — до 22 км). Внедрение лейкогранитных магм *A*-типа на заключительном этапе коллизионного события способствовало также длительному периоду остывания древнего орогена. В отличие от исследуемых неопротерозойских лейкогранитов *A*-типа, более высокие скорости остывания устанавливаются для низкотемпературных лейкогранитов *S*-типа миоценового возраста Высоких Гималаев — одного из наиболее крупных коллизионных орогенных поясов мира. Формирование этих лейкогранитов в наиболее крупном массиве Манаслу (площадь выхода на поверхность — 8000 км^2) происходило в две фазы — 22.9 ± 6 и 19.3 ± 0.3 млн лет, тогда как последние тектонотермальные события, фиксируемые на основании Rb/Sr и Ar/Ar изотопных исследований, варьируют от 18.3 ± 0.5 до 15.6 ± 0.6 млн лет [Harrison et al., 1999].

Таким образом, несмотря на малые объемы, занимаемые интрузиями гранитов *A*-типа, их исследование позволяет определить конкретные тектонические палеообстановки, типы магматических источников и в комплексе с другими данными (геологическими, геофизическими, геохронологическими и численного моделирования) проследить этапы термальной истории их формирования и последующего остывания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64400, 07-05-00703, 08-05-00733, 08-05-00208) и интеграционного проекта СО РАН (116 и 7.10.1.).

ЛИТЕРАТУРА

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Ясенов А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 54—68.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Ясенов А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Неопротерозойские *A*-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 50—61.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм *A*-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750—720 млн лет // Докл. РАН, 2002, т. 384, № 2, с. 221—226.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенов А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона — результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1984, 120 с.

Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай — Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб., ВСЕГЕИ, 2007, с. 26—31.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Добрецов Н.Л., Чупин В.П. Генезис гранитоидов и формирование континентальной коры // Гранитоиды складчатых областей. Вопросы региональной геологии, генезиса, методики картирования. СПб., ВСЕГЕИ, 1993, с. 7—26.

Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т., Голубев В.А., Девяткин В.Н., Дорофеева Р.П., Зорин Ю.А., Казанцев С.А., Калинин А.Н., Курчиков А.Р., Лепина С.В., Силифонкин В.И., Соколова Л.С., Ставицкий Б.П., Ратников С.А., Цибульский В.Р. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск, Наука, 1987, 194 с.

Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов // Всероссийская конференция «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы»: Тез. докл. 2005, ИС-1.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998, 6 л.

Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Н., Кригман Л.Д. Условия концентрирования циркония в магматических процессах. М., Наука, 1988, 120 с.

Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максутовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 109—125.

Озерский Ю.А. Геологическая карта СССР, Серия Енисейская, лист О-46-IX, м-б 1:200 000. Красноярское геологическое управление, 1961.

Петров С.Г., Решетова С.А. Геология и петрография татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., Недра, 1967, с. 108—139. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 112).

Полянский О.П., Ревердатто В.В. Конвекция флюида в коллекторах осадочного бассейна при термическом воздействии даек и силлов // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (1), с. 27—41.

Полянский О.П., Ревердатто В.В. Контактный метаморфизм и метасоматоз вблизи Талнахского интрузива: моделирование конвекции флюида и теплопередачи на основе конечно-разностного метода // Докл. РАН, 2006, т. 411, № 6, с. 803—807.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 307—324.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, v. 46, p. 605—626.

Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos, 2007, v. 97, № 1—2, p. 1—29.

Chappell B.W. Low- and high-temperature granites // The Ishihara symposium on granites and related metallogenesis. Abstracts, 22—24th July, 2003. Sydney, Macquarie University, 2003, p. 35—36.

Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature I-type granites // Res. Geol., 1998, v. 28, p. 225—236.

Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: experimental constraints // Amer. Miner., 1986, v. 71, p. 317—314.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // Contr. Miner. Petrol., 1982, v. 80, № 2, p. 189—200.

Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model // Geology, 1991, v. 19, p. 163—166.

Cui X., Nabelek P.I., Liu M. Heat and fluid flow contact metamorphic aureoles with layered and transient permeability, with application to the Notch Peak aureole, Utah // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, B4, p. 6477—6491.

Dall'Agno R., Laton J.-M., Macambira M.J.B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects // Miner. Petrol., 1994, № 50, p. 113—138.

Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contr. Miner. Petrol., 1973, v. 40, p. 259—274.

Dublyansky Yu., Polyansky O. Search for the cause-effect relationship between Miocene silicic volcanism and hydrothermal activity in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada: numerical modeling approach // J. Geophys. Res., 2007, v. 112, B09201, doi:10.1029/2006JB004597.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641—644.

- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 11, p. 2033—2048.
- Gaber L.J., Foland K.A., Corbato C.E.** On the significance of argon release from biotite and amphibole during $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vacuum heating // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 2457—2465.
- Hamilton P.J., Kelley S.P., Fallick A.E.** K-Ar dating of illite in hydrocarbon reservoirs // *Clay Miner.*, 1989, v. 24, № 2, p. 215—231.
- Hanchar J.M., Watson E.B.** Zircon saturation thermometry // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. V. 53. Mineralogical Society of America / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Washington, DC, 2003, p. 89—112.
- Harrison T.M., Clarke G.K.S.** A model of the thermal effects of igneous intrusion and uplift as applied to Quottoon pluton, British Columbia // *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, v. 6, p. 411—420.
- Harrison T.M., Duncan I., McDougall I.** Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, v. 49, p. 2461—2468.
- Harrison T.M., Grove M., McKeegan K.D., Coath C.D., Lovera O.M., Le Fort P.** Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya // *J. Petrol.*, 1999, № 40, p. 3—19.
- Hayba D.O., Ingebritsen S.E.** The computer model Hydrotherm, a three-dimensional finite-difference model to simulate ground-water flow and heat transport in the temperature range of 0 to 1200 °C // *U.S. Geol. Survey Water-Resour. Invest. Rep.* 94-4045, 1994, 85 p.
- Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on geochemistry*. Oxford, Elsevier, 2004, p. 263—292.
- Johannes W., Holtz F.** Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 1996, 335 p.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R.** Are *A*-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Aust. J. Earth Sci.*, 2001, v. 48, p. 501—514.
- Lee J.K.W.** Multipath diffusion in geochronology // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 120, p. 60—82.
- Lo C.H., Lee J.K.W., Onstott T.C.** Argon release mechanisms of biotite in vacuo and the role of short-circuit diffusion and recoil // *Chem. Geol.*, 2000, v. 165, p. 135—166.
- Loiselle M.C., Wones D.R.** Characteristics and origin of anorogenic granites // *Geol. Soc. Amer. (Abstract with programs)*, 1979, v. 11, p. 468.
- Martin R.F.** *A*-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment // *Lithos*, 2006, v. 91, p. 125—136.
- Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W.** Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*, 2003, v. 31, № 31, p. 529—532.
- Norton D., Knight J.E.** Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons // *Amer. J. Sci.*, 1977, v. 277, p. 937—981.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, № 25, p. 956—983.
- Pitcher W.S.** The nature and origin of granite. London, Blackie Academic and Professional Publishers, 1993, 321 p.
- Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Sverdlova V.G.** Convection of two-phase fluid in a layered porous medium driven by the heat of magmatic dikes and sills // *Geochemistry International*, 2002, v. 40, № 1, p. s69—s81.
- Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T.** Numerical recipes in Pascal. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1986, 759 p.
- Reverdatto V.V., Kalinin A.S.** Two models of the origin of granitoid magma and accompanying metamorphism in the mobile belts of the Earth's crust // *Tectonophysics*, 1980, v. 67, p. 101—121.
- Reverdatto V.V., Kalinin A.S.** A combined fluid-magmatic model of anatexis and accompanying metamorphism in the folded belts of the Earth's crust // *Tectonophysics*, 1982, v. 82, p. 307—316.
- Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path. Washington, Miner. Soc. Amer., 1993, 799 p.
- Tuttle O.F., Bowen N.L.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O // *Geol. Soc. Amer.* 1958, v. 74, p. 182—234.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, № 1—4, p. 147—168.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.** The 880—864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Prec. Res.*, 2007, v. 154, p. 175—191.

Vigneresse J.L. Control of granite emplacement by regional deformation // *Tectonophysics*, 1995a, v. 249, p. 173—186.

Vigneresse J.L. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma // *Tectonophysics*, 1995b, v. 249, p. 187—202.

Vigneresse J.L. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons // *Tectonophysics*, 1999, v. 302, p. 203—224.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Lett.*, 1983, v. 64, p. 295—304.

Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, № 95, p. 407—419.

Wheeler J. Diffarg: a program for simulating argon diffusion profiles in minerals // *Computs. Geosci.*, 1996, v. 22, № 8, p. 919—929.

*Рекомендована к печати 24 октября 2008 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию
7 июля 2008 г.*