

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНА НА ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ СТАДИИ (на примере Енисейского кряжа, Восточная Сибирь)

В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, О.П. Полянский*, Ю.М. Лаевский, Н.Ю. Матушкин, К.В. Воронин*****

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

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

***Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 6, Россия*

****Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Используя геологические, геофизические и теплофизические параметры, проведено численное моделирование теплового режима коллизионного процесса на примере неопротерозойского орогена Енисейского кряжа в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Следствия трехмерных численных моделей, описанных в работе, и одномерное параметрическое моделирование теплового эффекта внутрикоровой дифференциации вещества позволили реконструировать основные тектонотермальные процессы коллизионного этапа формирования этой структуры. Проведенное моделирование позволяет учесть локальные особенности термального состояния коры рассматриваемой структуры и в то же время определить общие закономерности, характерные для орогенов на постколлизиионном этапе. Установлено, что существенное влияние на тепловой режим оказывает действие трех факторов: радиогенное тепло интрузивов, аномалии повышенного теплового потока и максимальная концентрация лейкогранитных тел глушихинского комплекса в центральной части Центрально-Ангарского террейна. Тектонические процессы, сопряженные с разновременной магматической деятельностью, как показали данные исследования, могут значительно повлиять на ход термальной истории формирования коллизионных орогенов.

Коллизионный ороген, лейкограниты, постколлизиионная стадия, неопротерозой, термальный режим, трехмерная численная модель, Енисейский кряж.

A TECTONOTHERMAL MODEL FOR THE FORMATION OF AN OROGEN AT THE POSTCOLLISIONAL STAGE (by the example of the Yenisei Ridge, East Siberia)

V.A. Vernikovskiy, A.E. Vernikovskaya, O.P. Polyansky, Yu.M. Laevsky, N.Yu. Matushkin, K.V. Voronin

Using geological, geophysical, and thermophysical parameters we performed a numeric modeling of the thermal regime of a collisional process by the example of the Yenisei Ridge Neoproterozoic orogen in the southwestern framing of the Siberian Platform. The results yielded by the described 3D numerical models and by the one-dimensional parametric modeling of the thermal effect of crustal matter differentiation allowed reconstructing the main tectonothermal processes of the collisional stage of this structure formation. The performed modeling allows taking into account the local particularities of the crustal thermal state of the structure under discussion and at the same time it allows determining the general regularities typical of orogens on postcollisional stages. We have established that it is the action of three factors that significantly influences the thermal regime: the radiogenic heat of the intrusions, high heat flow anomalies, and clustering of the Glushikha complex leucogranitic bodies in the central region of the Central Angara terrane. Our studies have shown that tectonic processes combined with diachronous magmatic activity can significantly affect the course of collisional orogens' thermal history.

Collisional orogen, leucogranites, postcollisional stage, Neoproterozoic, Yenisei Ridge, thermal mode, 3D numeric model

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья развивает исследования академика Н.Л. Добрецова, уделяющего в своих работах большое внимание вопросам формирования континентальной коры, включая аккреционно-коллизиионные орогены, глобальным петрологическим процессам и теоретическим основам теплофизического и геодинамического моделирования [Добрецов, 1981; 2000; Добрецов и др., 2001; Dobretsov et al., 2008].

Изучение эволюции древней континентальной коры, касающееся вопросов термальных обстановок прошлого в связи с коллизиионными процессами и гранитообразованием, подразделяется на два направления — работы по установлению природы гранитоидного магматизма и термодинамических усло-

вий формирования орогенов [England et al., 1992; Добрецов, Чупин, 1993; Harris et al., 2000; Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; King et al., 2001; Nabelek et al., 2001; Добрецов, 2003; Chappell, 2003] и численное моделирование образования гранитоидных и метаморфических комплексов на разных стадиях коллизионного события [Barton, Hanson, 1989; Hanson, Barton, 1989; Shen, 1996; Zulauf et al., 1997; Dublyansky, Polyansky, 2007; Верниковская и др., 2009; Полянский и др., 2009; Ревердатто и др., 2010].

Важнейшими аспектами этой проблемы являются: геодинамические — выяснение тектонических условий образования магматических пород и их эволюция; геологические — установление объемов магматических тел, формы и глубины становления интрузивов, их соотношений с вмещающими породами; геохимические — геохимическая типизация гранитов в связи с различной температурой магм, источниками и геодинамическими обстановками их образования, что в конечном итоге ведет к установлению закономерностей распределения химических элементов в гранитах и геохимической направленности эволюции континентальной коры.

Исследования, представленные в работе, направлены на построение численной теплофизической модели формирования орогена Енисейского кряжа на постколлизионной стадии, с последней связан гранитоидный магматизм, глушихинского комплекса проявленный 750—720 млн л.н. Они базируются на результатах предыдущих исследований [Верниковская и др., 2009], в которых комбинация методов моделирования теплопереноса (эта задача решалась в двумерной постановке) и поведения К/Аг изотопной системы, с учетом U-Pb оценок возраста по цирконам, впервые позволила провести верификацию моделей остывания для двух лейкогранитных массивов этого комплекса. Было установлено, что в случае нахождения массивов на глубине формирования (10—14 км) в процессе их остывания до стационарной геотермы не происходит полного закрытия К/Аг изотопной системы слюд, поэтому была предложена их эксгумация на время около 710 млн лет на верхний уровень земной коры. На основе разработанной трехмерной модели предпринята попытка оценить следствия коллизионного магматизма для термального режима древнего орогена Енисейского кряжа. Задача такого моделирования — реконструировать термальную историю событий, вызванных последовательным внедрением масс гранитоидов. Построенные модели не претендуют на полную реалистичность и не отражают особенности магматизма и условия метаморфизма в каждом конкретном участке структуры Енисейского кряжа. С их помощью мы хотим проиллюстрировать возможные сценарии постколлизионных процессов теплопереноса в масштабе большей части орогена, а не локальных единичных интрузивов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА ОРОГАЦИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Он вытянут в субмеридиональном направлении вдоль р. Енисей на 650 км, при ширине от 50 до 180 км. Его формирование происходило на стадиях коллизии Центрально-Ангарский террейн—Сибирский кратон (760—720 млн л.н.) и последующей, со стороны запада, аккреции террейнов, составляющих Приенисейский островодужно-офиолитовый пояс (700—630 млн л.н.) [Vernikovskiy et al., 2003]. Террейны, входящие в структуру Енисейского кряжа, разделены сутурами — субмеридиональными или северо-западного простирания системами дизъюнктивов, отвечающими, по геофизическим данным, областям высокой электропроводимости с субвертикальным падением [Крылов и др., 1967; Хераскова и др., 2009]. Геофизические данные также свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке в связи с уменьшением вдвое ширины складчатой области Енисейского кряжа на глубине >10 км, придающим ему грибовидную форму [Старосельцев и др., 2003]. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличивается от 40 до 50 км [Геология..., 1985; Постельников, Мусеилов, 1992; Сальников, 2009]. Таким образом, рассматриваемый ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохраненной в течение длительного геологического времени. Он имеет сходные черты строения, например, с Уральским и Таймырским складчатыми поясами, Верхояно-Колымской складчатой системой в связи с аккреционно-коллизионной природой, простиранием тектонических зон и большинства структурных элементов вдоль окраины платформы, структурной обусловленностью расположения коллизионных гранитоидов, а также транспрессионной кинематикой столкновения блоков.

На Енисейском кряже, в центральной части орогена — области максимального утолщения земной коры, среди других магматических пород преобладают гранитоиды неопротерозойского возраста [Верниковский, Верниковская, 2006]. Гранитоидные массивы сосредоточены главным образом в Центрально-Ангарском террейне Заангарья (рис. 1). Наиболее древние граниты, отнесенные к тейскому комплексу с возрастом 880—865 млн лет и размещенные в центральной части этого террейна, были, вероятно, сформированы еще до его коллизии с Сибирским кратоном [Vernikovskiy et al., 2007]. В позднем неопротерозое с образованием орогена происходило становление гранитов Чиримбинского и Аяхтинского мас-

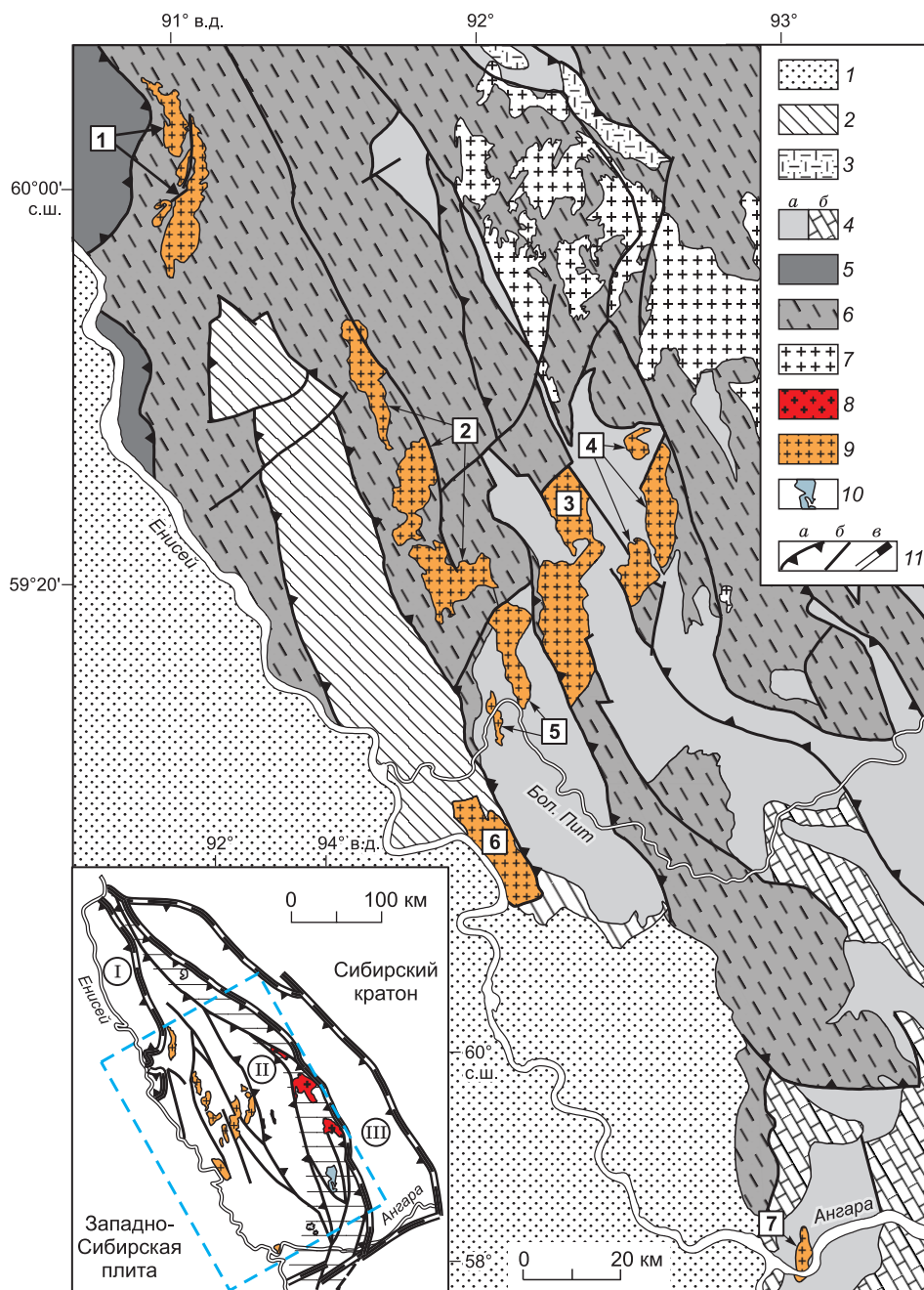


Рис. 1. Геологическая схема размещения гранитоидов постколлизийного глушихинского комплекса в заангарской части Енисейского края, составленная с использованием [Качевский и др., 1998; Верниковский и др., 2008].

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — венд-кембрийский чехол; 3 — неопротерозойские молассы постколлизийных прогибов; 4 — молассы (а) и существенно-карбонатные отложения (б) (NP); 5 — офиолитовые, островодужные комплексы, включая плагиограниты (700 млн лет); 6 — флишевые и терригенно-карбонатные породы, кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, мраморы (MP—NP₂); 7—9 — гранитоидные комплексы: 7 — коллизийный тейский (880—865 млн лет), 8 — синколлизийный аяхтинский (760—750 млн лет), 9 — постколлизийный глушихинский (750—720 млн лет); 10 — щелочные и нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, трахидолериты, граниты, карбонатиты татарского комплекса активной континентальной окраины (710—630 млн лет), 11 — надвиги (а), разломы (б), границы террейнов (в).

Цифры в квадратах обозначают номера массивов или группы массивов и мелких интрузивных тел, объединенных в области моделирования в отдельные интрузивы (названия наиболее крупных массивов приведены по [Даченко, 1984]): 1 — Гаревский, 2 — Куликовско-Вятский, Савинский и Рязановский, 3 — Леокийский и Гремихинский, 4 — Лендахский и Верхнекаменский, 5 — Киликейский и Глушихинский, 6 — Чернореченский, 7 — Стрелковский.

На врезке цифры в кружках обозначают террейны Енисейского края: I — Исаковский, II — Центрально-Ангарский, III — Восточно-Ангарский. Заштрихованное поле — Татарско-Ишимбинская сутурная зона. Синий штриховой прямоугольник показывает область моделирования.

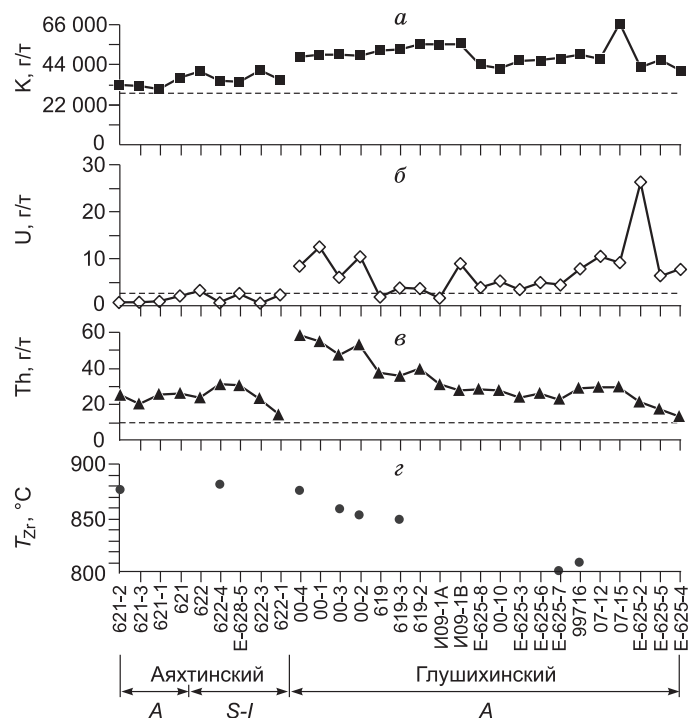
сивов синколлизионного аяхтинского комплекса с возрастом 760—750 млн лет и вслед за ними (750—720 млн л.н.) многочисленных массивов постколлизийного глушихинского комплекса — Гаревского, Лендахского, Глушихинского, Стрелковского и др. Аяхтинские гранитоиды приурочены к Татарско-Ишимбинской сутурной зоне, ограничивающей Центрально-Ангарский террейн с востока и сложенной системами разломов взброснадвиговой кинематики [Верниковский и др., 2008], а глушихинские широко распространены в западной части террейна. Первые имеют неправильную форму, вытянутую в северо-северо-западном направлении с площадью выходов на поверхность свыше 230 км². Они прорывают преимущественно метапелиты, метаалевропелиты, мраморизованные известняки, кварциты, амфиболовые сланцы мезо-неопротерозойского возраста, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой эпидот-амфиболитовой фации и регионального метаморфизма [Даценко, 1984; Козлов, Лепезин, 1995; Likhanov et al., 2001]. В их контактовых зонах установлены ореолы роговиков с гранатом, андалузитом и силлиманитом, а также мраморы и магнезиальные скарны [Даценко, 1984; Козлов, Лепезин, 1995]. Массивы сложены преимущественно гранитами, в подчиненном количестве кварцевыми сиенитами, субщелочными гранитами и лейкогранитами, которые относятся к *S-I*- и *A*-геохимическим типам гранитов. Предполагается, что в их магматических источниках легкоплавкий осадочный компонент смешан с тугоплавким компонентом магматических пород (подобно островодужным образованиям) или с небольшим количеством вновь поступавшего мантийного материала.

Для массивов глушихинского комплекса, сложенных лейкогранитами, устанавливается пространственная и структурная приуроченность к крупным разломам субмеридионального и северо-западного направления, характерным тектоническим элементам Заангарья, а также сонаправленная с разломами и складчатыми структурами вытянутая слабоизогнутая овальная форма выходов интрузивных тел на поверхность, отличающихся небольшой площадью 7—270 км². С учетом геологических и геофизических данных [Озерский, 1961; Даценко, 1984], устанавливается субвертикальное падение и предполагается «пластинообразная» форма этих магматических тел. Они прорывают слабдеформированные мезо-неопротерозойские терригенные и терригенно-карбонатные породы, уровень регионального метаморфизма последних не превышает верхней ступени зеленосланцевой фации. Контакты с вмещающими породами как тектонические, так и интрузивные с образованием ореолов ороговикования мощностью до первых десятков метров. Эти породы, представленные лейкогранитами *A*-типа, формировались преимущественно из континентального корового магматического источника, вероятно, с привнесом небольшого количества мантийного компонента, вклад которого растет с увеличением возраста лейкогранитов [Верниковская и др., 2009]. Последнее может быть подтверждено тем фактом, что в рифтогенных условиях при участии мантийных магм формировались породы бимодальной магматической серии — риолиты и базальты ковригинского комплекса [Качевский, 1998], отнесенные нами к вулканическим аналогам интрузивных пород глушихинского комплекса, сформированных в раннюю стадию постколлизийного события. Кислые вулканы ковригинского комплекса имеют близкую U-Pb оценку возраста с лейкогранитами Гаревского массива и однотипные с породами глушихинского комплекса распределения РЗЭ с характерными низкими отрицательными аномалиями Eu [Верниковская и др., 2006; Ножкин и др., 2008].

Проведенные расчеты значений температуры насыщения цирконом (T_{Zr}), базируясь на цирконовой термометрии, согласно [Watson, Harrison, 1983], для тех же проб гранитов, в которых были проведены U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов, показали, что породы аяхтинского и глуши-

Рис. 2. Распределения содержаний K, U и Th (а—в) и температуры насыщения цирконом (г) для *S-I*- и *A*-геохимических типов гранитов из коллизийных комплексов (760—720 млн лет) Енисейского края.

Номера проб, включая данные по [Верниковская и др., 2003, 2006], показаны на оси *x* и расположены по убыванию концентраций Zr. Штриховые линии — средние содержания элементов в верхней коре, по [Taylor, McLennan, 1981].



хинского комплексов относятся к высокотемпературным гранитам, по [Miller et al., 2003]. В породах аяхтинского комплекса значения T_{Zr} варьируют в интервале 882—873 °С, а в глушихинском комплексе они падают с уменьшением возраста лейкогранитов [Верниковская и др., 2009]: от 876—851 °С в Гаревском до 848—800 °С в Лендахском, Глушихинском и Стрелковском массивах.

В гранитоидах глушихинского комплекса, образованных на постколлизийной стадии эволюции континентальной коры Енисейского кряжа, устанавливаются повышенные концентрации радиоактивных элементов К, U и Th как по сравнению со средними содержаниями этих элементов в верхней коре, так и в породах других неопротерозойских гранитоидных комплексов региона, в том числе синколлизийного аяхтинского комплекса (рис. 2). На заключительных этапах постколлизийного события в лейкогранитах *A*-типа с падением температуры магмы отмечается рост концентраций К и U. Максимальное увеличение содержаний Th наблюдается в породах, сформированных из наиболее высокотемпературных магм в гранитах *S-I*-типа синколлизийного и *A*-типа постколлизийного комплексов.

ПАРАМЕТРЫ ТЕРМАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ

При численном моделировании теплового режима в коллизийных орогенах, представляющих область с утолщенной континентальной корой и повышенной концентрацией радиоактивных источников тепла, основными факторами являются форма и размеры магматических тел, их глубины становления, теплопроводность магматических и вмещающих пород и тепловой поток в коре.

Так как магма обычно поднимается намного быстрее, чем тепло передается через твердую среду, в наших моделях предполагается «мгновенное» размещение интрузивов. Время, характерное для теплопередачи, $t = h^2/k = 50\,000^2/10^{-6} = 2.5 \cdot 10^{15} \text{ с} = 80 \text{ млн лет}$ (где h — толщина коры (м), а k — теплопроводность ($\text{м}^2/\text{с}$)) много больше, чем интервалы между повторными интрузиями. В такой постановке особо важным является выбор формы и размеров магматических тел, а также глубин становления массивов. В этом случае мы опираемся как на литературные данные по схожим структурам, так и на имеющуюся информацию по результатам сейсмопрофилирования поперек сопряжения Западно-Сибирской плиты, Енисейского кряжа и Сибирской платформы [Хераскова и др., 2009; Сальников, 2009]. Комплексные исследования, включающие моделирование термальной истории формирования и последующего остывания лейкогранитов постколлизийного глушихинского комплекса, показали, что предпочтительной морфологической моделью для них является вариант субвертикальной «пластины» [Верниковская и др., 2009]. Глубину становления массивов можно оценить либо по *P-T*-параметрам метаморфизма во вмещающих породах [Likhanov et al., 2004], либо на основе термохронологической модели, разработанной в [Верниковская и др., 2009]. Выбор глубинного уровня основывается на проведенных ранее исследованиях, где было показано, что глубина кровли интрузивов составляет около 10 км.

Другим важным параметром является тепловой поток, который варьирует на Сибирской платформе в диапазоне от 0.013 до 0.063, а в пределах Енисейского кряжа составляет 0.02—0.03 Вт/м² [Дучков и др., 1987]. Значение 0.03 Вт/м² принято в качестве мантийного потока [Лиханов и др., 2001] без учета радиоактивной составляющей поверхностного теплового потока для неопротерозоя, исходя из общей теории снижения теплового потока со временем. Аномальным потоком для исследуемого периода будет рассматриваться поток в пределах 0.04—0.05 Вт/м². Два других входных параметра моделирования, начальная температура интрузивов, близкая к температуре начала кристаллизации магматических пород, и содержание радиоактивных источников тепла в гранитных массивах и вмещающих породах, установлены более точно на основе геохимических данных с использованием [Ножкин и др., 1983; Верниковская и др., 2002; 2003; 2006; 2009; Vernikovsky et al., 2003; 2007].

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ В ПОСТАНОВКЕ «ТЕМПЕРАТУРА—ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК»

В основе предлагаемой ниже математической модели лежит система дифференциальных уравнений первого порядка, объединяющая закон сохранения полной энергии и закон Фурье. Причина, по которой мы отошли от традиционной формулировки в виде уравнения теплопроводности, будет указана ниже. При этом закон сохранения полной энергии будем записывать в виде

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{w} = F, \quad (1)$$

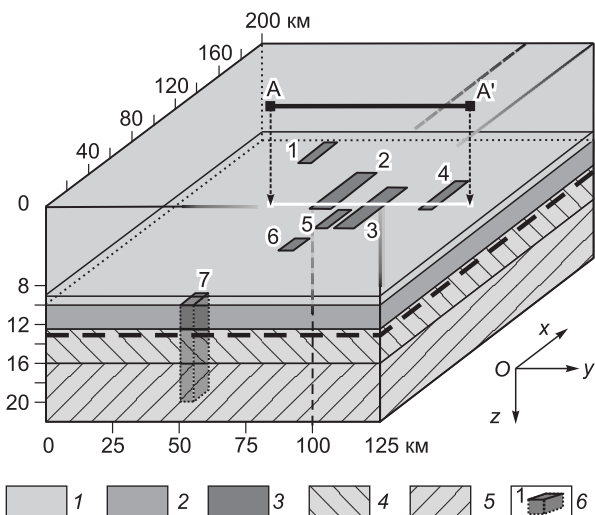
где, согласно закону Фурье,

$$\mathbf{w} = -\lambda \nabla T. \quad (2)$$

Здесь T — температура интрузивных тел и вмещающей среды, \mathbf{w} — вектор теплового потока, F — объемный источник тепла, обусловленный наличием радиоактивных элементов, c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, ρ — плотность, λ — коэффициент теплопроводности.

Рис. 3. Схема области термального моделирования.

Метаморфические и магматические породы континентальной коры (до глубины 22 км) заангарской части Енисейского кряжа (упрощенно): 1 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 2 — метаморфизованные песчаники; 3 — кварц-серицитовые сланцы; 4 — биотит-кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 5 — гранито-гнейсы; 6 — лейкогранитные интрузивы глушихинского комплекса (1—7) (см. рис. 1). Кровли интрузивных тел показаны на глубине 10 км — глубине становления лейкогранитных интрузивов, согласно [Верниковская и др., 2009]. Жирной штриховой линией обозначено сечение модели на глубине 13 км, сплошной линией — субширотный разрез AA', используемые при моделировании. Полупрозрачной штриховой линией показана граница Татарско-Ишимбинской сутурной зоны.



Основная специфика уравнений (1), (2) состоит в одновременном определении температуры и теплового потока. Излагаемый ниже вычислительный алгоритм опирается на этот факт. Уравнения (1), (2) рассматриваются на множестве $(t_{\text{нач}}, t_{\text{кон}}) \times \Omega$, где $\Omega = (0, L_x) \times (0, L_y) \times (0, L_z)$ — параллелепипед со сторонами, параллельными координатным осям (рис. 3). Предполагается, что ось Oz ортогональна поверхности Земли и направлена вниз, т.е. значение $z = 0$ соответствует поверхности Земли. Модельная область состоит из вмещающих пород и семи интрузивов. Предполагается, что каждый нагретый интрузив имеет форму параллелепипеда Ω_k , внедряющегося во вмещающую среду в момент времени t_k . При этом считается, что длительность внедрения нового интрузива мала по сравнению с характерными временами переноса тепла во вмещающей среде и ею можно пренебречь — новый интрузив возникает мгновенно. Математически это означает кусочно-постоянную зависимость теплофизических параметров, входящих в (1), (2), от времени и пространственных координат. В частности, для коэффициента теплопроводности имеем

$$\lambda(t, x, y) = \begin{cases} \lambda_k, & t_k < t < t_{\text{кон}}, \quad (x, y, z) \in \Omega_k, \quad k = 1, \dots, 7, \\ \lambda_0(z) & \text{в противном случае.} \end{cases} \quad (3)$$

Здесь λ_k ($k = 1, \dots, 7$) — постоянные коэффициенты теплопроводности интрузивных тел и $\lambda_0(z)$ — коэффициент теплопроводности слоистой вмещающей среды. Аналогичные представления имеют место для остальных входных данных, включая объемное тепловыделение $F(t, x, y, z)$ за счет радиоактивных источников.

В случае использования в качестве базовой модели уравнения теплопроводности следует иметь в виду, что оно имеет место только в областях непрерывности коэффициента теплопроводности — отдельно в интрузивах и во вмещающей среде. На границах между ними необходимо удовлетворить условиям согласования, обеспечивающим интегральные балансы. В частности, такими условиями могут быть требования непрерывности температуры и ортогональной к поверхности разрыва компоненты теплового потока. Для системы (1), (2) «правильная» формулировка задачи осуществляется значительно проще — уравнение (2) не требует непрерывности коэффициента теплопроводности.

Уравнения (1), (2) дополним краевыми условиями и начальными данными. Для рассматриваемой формулировки (в терминах «температура—тепловой поток») краевые условия имеют вид

$$\begin{aligned} w_x(t, 0, y, z) &= w_x(t, L_x, y, z) = 0, \\ w_y(t, x, 0, z) &= w_y(t, x, L_y, z) = 0, \\ T(t, x, y, 0) &= T_0, \quad w_z(t, x, y, L_z) = q(x, y). \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь $q(x, y)$ — заданный поток тепла из мантии, T_0 — заданная температура на поверхности Земли. Несколько нестандартно задаются начальные данные. Моделирование осуществляется в несколько этапов, и начальные данные задаются в начале каждого этапа. При этом рассматриваются подготовительный этап на временном интервале $(t_{\text{нач}}, t_1)$ и семь основных этапов на последовательности $(t_1, t_2), \dots, (t_6, t_7), (t_7, t_{\text{кон}})$. При этом

$$T(t_{\text{нач}}, x, y, z) = T_0 + \beta z, \quad (5)$$

$$T(t_k, x, y, z) = \begin{cases} T_k, & (x, y, z) \in \Omega_k, \\ T_k^{k-1}(x, y, z) & \text{в противном случае, } k = 1, \dots, 7. \end{cases} \quad (6)$$

Здесь β — заданный градиент температуры, T_k — постоянные начальные температуры интрузивов в момент внедрения во вмещающую среду, $T_k^{k-1}(x, y, z)$ — температура области Ω на момент времени t_k (до внедрения k -го интрузива). При этом $T_1^0(x, y, z)$ — распределение температуры к моменту внедрения первого интрузива. Ниже будут приведены конкретные данные, при которых осуществлялось моделирование.

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ АЛГОРИТМ

Основу вычислительного алгоритма приближенного решения задачи (1)—(6) составляет комбинация смешанного метода конечных элементов (СМКЭ) [Brezzi, Fortin, 1991] и явной разностной аппроксимации по времени. Реализация СМКЭ кроме собственно пространственной аппроксимации включает в себя переход от дифференциальной постановки к системе интегральных тождеств, имеющих место для некоторых множеств функций. Краевые условия (4) входят в определение этих множеств и в сами интегральные тождества. Пространственная аппроксимация задачи в такой интегральной постановке сводится к дискретизации области Ω , к аппроксимации упомянутых выше множеств функций и к аппроксимации собственно интегральных тождеств. Дискретизация области Ω сводится к введению «прямоугольной» неравномерной сетки, разбивающей Ω на «прямоугольные» ячейки $K_{ij,k}$. Скалярные функции аппроксимируются разрывными сеточными функциями, постоянными в каждой ячейке $K_{ij,k}$. Можно считать, что степени свободы, определяющие скалярные сеточные функции, заданы, например, в центрах сеточных ячеек. Векторные функции аппроксимируются так называемыми элементами Равьяра—Тома наименьшей степени [Brezzi, Fortin, 1991], когда каждая компонента вектора является линейной по «своему» направлению и постоянной по «чужим» направлениям функцией в каждой ячейке $K_{ij,k}$. Таким образом, степени свободы первой компоненты «привязаны» к граням (можно считать к центрам граней), ортогональным оси Ox . При этом для воспроизведения линейной по переменной x функции как раз и требуется две степени свободы. Аналогичным образом аппроксимируются вторая и третья компоненты векторных функций. Используя введенные представления в интегральных тождествах, приходим к дифференциально-алгебраической системе сеточных уравнений:

$$M_h(c_{pp}) \frac{dT_h}{dt} + B_h^T \mathbf{w}_h = M_h(1)F_h, \quad A_h(\lambda) \mathbf{w}_h = B_h T_h + \mathbf{G}_h. \quad (7)$$

Здесь $M_h(a)$ — диагональная матрица с элементами, равными произведению объема ячейки $K_{ij,k}$ на значение функции a в этой ячейке, $A_h(\lambda)$ — блочно-диагональная матрица с трехдиагональными блоками, обращение которых реализуется методом прогонки, B_h — прямоугольная двухдиагональная матрица, аппроксимирующая оператор градиент. При этом B_h^T аппроксимирует оператор дивергенции. Вектор \mathbf{G}_h в уравнении (7) обусловлен граничным условием $T(t, x, y, 0) = T_0$ (см. (4)). Отметим, что в исходном законе Фурье (2) этого вектора нет, и возникает он в процессе интегрирования по частям при получении корректных интегральных тождеств. Начальные данные для системы (7) задаются равенством (5). Очевидным образом реализуются и равенства (6).

Как уже говорилось, по времени используется явная разностная схема, в рассматриваемом случае принимающая вид

$$M_h(c_{pp}) \frac{T_h^{n+1} - T_h^n}{\Delta t} + B_h^T \mathbf{w}_h^n = M_h(1)F_h^n, \quad A_h(\lambda^n) \mathbf{w}_h^n = B_h T_h^n + \mathbf{G}_h, \quad n = 0, 1, \dots \quad (8)$$

Сеточная функция T_h^0 задана: $T_h^0 = T_h(t_{\text{нач}})$. Ниже для конкретных сеточных параметров будет приведено условие устойчивости этой схемы. Ее алгоритмическая реализация очевидна: из второго уравнения прогонкой находим приближенный тепловой поток \mathbf{w}_h^n , и затем из первого уравнения находим температуру T_h^{n+1} .

Размеры области Ω (км): $L_x = 200$, $L_y = 125$, $L_z = 22$ (см. рис. 3). Геометрия интрузивов отражает положение массивов глушихинского комплекса в структуре Центрально-Ангарского террейна. Отметим, что присутствующие в структуре разломы при моделировании не учитывались. Связано это с их относительно малой толщиной (500 м) и сравнительно небольшим отличием значений теплофизических параметров от соответствующих параметров вмещающей среды. Так как значения теплофизических параметров вмещающих пород слабо изменяются в различных направлениях, в модели также не учитывается складчатая деформированность вмещающих пород и принимается горизонтальное залегание толщ. Времена внедрения интрузивов t_k и значения их температур в эти моменты, используемые в моделировании разных сценариев, указаны в табл. 1.

Поскольку начало отсчета привязано к моменту внедрения первого массива ($t_1 = 0$), нами полагалось $t_{\text{нач}} = -40$ млн лет. Начальное распределение температур во вмещающих породах задавалось по формуле (5). При этом полагалось $T_0 = 300$ К ($T_0 \approx 27$ °С) и $\beta = 0.025$ К/м. Отметим, что приведенное значение T_0 используется и в качестве краевого условия при $z = 0$ (см. (4)). Далее функция $q(x, y)$ из краевого условия для потока при $z = L_z$ задавалась в виде $q = 0.03$ Вт/м² при $0 < y < 100$ км и $q = q_0$ при $100 < y < 125$ км. При этом рассматривались три варианта значений q_0 : 0.03, 0.04 и 0.05 Вт/м². Указанные значения мантийного потока использовались на протяжении всего интервала моделирования, включая подготовительный этап ($t_{\text{нач}}, t_1$).

Таблица 1. Вводные параметры для моделируемых лейкогранитных интрузивов и вмещающих пород

Интрузив	Время внедрения t_k , млн лет	Температура внедрения T_k , °С	Тепловыделение (за счет радиоактивных источников) F , Вт/м ³
1	0	876	$6.18 \cdot 10^{-6}$
2	3	820	$3.23 \cdot 10^{-6}$
3	5	806	$5.28 \cdot 10^{-6}$
4	7	803	$4.13 \cdot 10^{-6}$
5	22	809	$5.02 \cdot 10^{-6}$
6	26	820	$5.02 \cdot 10^{-6}$
7	34	848	$4.24 \cdot 10^{-6}$
Вмещающие породы	—	—	$1.73 \cdot 10^{-6}$

Приведем значения теплофизических характеристик, использованных в расчетах. Удельные теплоемкости и плотности предполагались одинаковыми для всех интрузивов и вмещающей среды: $c_p = 1000$ Дж/(кг·К), $\rho = 2500$ кг/м³. Для коэффициента теплопроводности (Вт/(м·К)), определенного формулой (3), соответствующие величины имеют значения:

$$\lambda_1 = \dots = \lambda_7 = 2.4 \text{ (лейкогранит);}$$

$$\lambda_0(z) = 1.22 \text{ при } 0 < z < 10 \text{ км,}$$

$$\lambda_0(z) = 1.5 \text{ при } 10 < z < 12 \text{ км,}$$

$$\lambda_0(z) = 2.0 \text{ при } 12 < z < 16 \text{ км,}$$

$$\lambda_0(z) = 2.1 \text{ при } 16 < z < 22 \text{ км.}$$

Значения коэффициентов теплопроводности, скорректированных с учетом наличия порового флюида, приняты по породам, характерным для юго-западных районов Сибирской платформы [Дучков и др., 1987]. Величины объемных источников тепла приведены в табл. 1.

Приведем значения алгоритмических параметров, использованных в расчетах. По направлениям Ox и Oy применялась неравномерная сетка с минимальными $h_{x, \text{min}} = 1.5$, $h_{y, \text{min}} = 1$ км и максимальными $h_{x, \text{max}} = 5$, $h_{y, \text{max}} = 4$ км шагами. В направлении Oz брался постоянный шаг $h_z = 0.5$ км. Шаг по времени выбирался из условия устойчивости явной разностной схемы для смешанного МКЭ: $\Delta t \leq c_p \rho h_z^2 / 18 \lambda_1$. В частности, мы полагали $\Delta t = 400$ лет. Указанные параметры обеспечивают относительную точность расчета на момент времени $t_{\text{кон}} = 40$ млн лет (10^5 шагов по времени) не хуже 1%. Данный факт установлен экспериментально серией расчетов на последовательности сеток.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В ходе построения наиболее приближенной к реальной ситуации теплофизической модели региона мы последовательно усложняли тестовые модели в порядке, представленном в табл. 2.

В первых трех сценариях с целью упрощения не учитывались радиоактивные источники тепла. В последнем (IV) варианте они были введены в рассмотрение в соответствии с табл. 1. Далее исследовался только самый полный сценарий IV с вариациями теплового потока, задаваемого либо однородным (0.03 Вт/м²), либо неравномерным по площади основания модели. В последнем случае на фоне однородного потока задавалась «ступень» повышенного потока в восточной части области (в координатах $y = 100$ —125 км) величиной 0.04 или 0.05 Вт/м². Этим моделируется наличие проницаемой более раздробленной Татарско-Ишимбинской разломной зоны, по которой, как предполагается, перенос тепла осуществлялся более интенсивно за счет конвективной составляющей.

Далее приведем результаты моделирования для крайних вариантов: начальной (сценарий I) и конечной (сценарий IV) моделей.

Модель I разработана с целью показать максимальный тепловой эффект при внедрении «роя» магматических тел с температурой магмы 850 °С, условно принятой средней начальной температурой для исследуемых гранитов высокотемпературного типа. На рис. 4 приведены сечения температурного поля в трех взаимно-перпендикулярных направлениях: a, b — по $z = 13$ км (вид сверху), v, z — по $x = 120$ км,

Таблица 2. Варианты моделирования изменения термального режима Центрально-Ангарского террейна Енисейского кряжа, вызванного внедрением лейкогранитов глушихинского комплекса (начало магматического события 752 млн лет)

№ интрузива	1	2	3	4	5	6	7
U-Pb возраст, млн лет	752	749	747	745	730	726	718
СЦЕНАРИЙ I							
Все массивы внедряются одновременно с одинаковой начальной температурой							
Время внедрения, млн лет	0	0	0	0	0	0	0
T_0 , °C	850	850	850	850	850	850	850
СЦЕНАРИЙ II							
Все массивы внедряются одновременно с различной начальной температурой							
Время внедрения, млн лет	0	0	0	0	0	0	0
T_0 , °C	876	820	806	803	809	820	848
СЦЕНАРИЙ III							
Все массивы внедряются последовательно с одинаковой начальной температурой							
Время внедрения, млн лет	0 лет	Через 3 млн лет	Через 5 млн лет	Через 7 млн лет	Через 22 млн лет	Через 26 млн лет	Через 34 млн лет
T_0 , °C	850	850	850	850	850	850	850
СЦЕНАРИЙ IV							
Все массивы внедряются последовательно с различной начальной температурой							
Время внедрения, млн лет	0 лет	Через 3 млн лет	Через 5 млн лет	Через 7 млн лет	Через 22 млн лет	Через 26 млн лет	Через 34 млн лет
T_0 , °C	876	820	806	803	809	820	848

δ , e — по $y = 62.7$ км в координатах рис. 3. Для каждого сечения приведены два временных среза (0.5 и 1 млн лет после синхронного внедрения), характеризующих цикл: остывание интрузивов — нагревание вмещающих пород. Выбранная глубина горизонтальных сечений (13 км) соответствует верхней части интрузивов на момент их внедрения. Как видно (см. рис. 4), вокруг интрузивов в плане формируются термальные ареолы, которые на поздних временах сливаются в области сгущения магматических тел. Ареол температур более 430 °C (средняя температура зеленосланцевой фации) охватывает площадь 60×100 км (координаты y, x) в момент времени 0.5 млн лет после внедрения. Температурные условия эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (>550 °C) достигаются локально вблизи контактов. При этом взаимное влияние разных тел формирует общее поле метаморфизма на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (см. рис. 4, $a, б$). Интрузивы 2, 3, 5 формируют общий термальный ареол на уровне параметров не ниже эпидот-амфиболитовой фации площадью 20×50 км. В вертикальных срезах поперек Енисейского кряжа (см. рис. 4, $в, г$) термальные аномалии >550 °C на глубине средней коры составляют по ширине 20 км при мощности интрузивов 5 и 3 соответственно 5 и 8 км. Более сложная картина теплового взаимодействия магматических тел наблюдается в продольном разрезе модели Енисейского кряжа (см. рис. 4, $д, е$). Из представленных, произвольно выбранных сечений температурного поля видно, что аномалии охватывают значительные объемы коры до 1/4—1/3 ширины разреза. Кроме того, заметно влияние удаленных от плоскости разреза тел. Положение изотерм по глубине (следовательно, и изоград метаморфизма) сильно варьирует. Ввиду конечной высоты массивов («безкорневая» геометрия) температурные аномалии имеют «замкнутый» характер. Это означает, что на больших глубинах (>20 км) пиковая температура достигает меньших значений, чем на уровне внедрения интрузивов.

Результаты модели I описывают наиболее благоприятный сценарий для развития высоких ступеней метаморфизма и длительности теплового воздействия интрузивов. Незначительный, но противоположный эффект окажут следующие факторы, неучтенные в нашей модели: теплота кристаллизации магмы, эндотермические метаморфические реакции во вмещающих породах, теплоотвод за счет фильтрации флюида, высвободившегося из интрузива при декомпрессии и вне его при дегидратации. Однако фактор радиоактивных источников в гранитной коре, как оказалось, дает наибольший эффект и рассмотрен в последующих моделях.

Результаты моделей, разработанных по сценариям II, III, последовательно выявляют эффекты разных параметров (начальной температуры магмы, времени внедрения). Они сводятся к следующему: по-

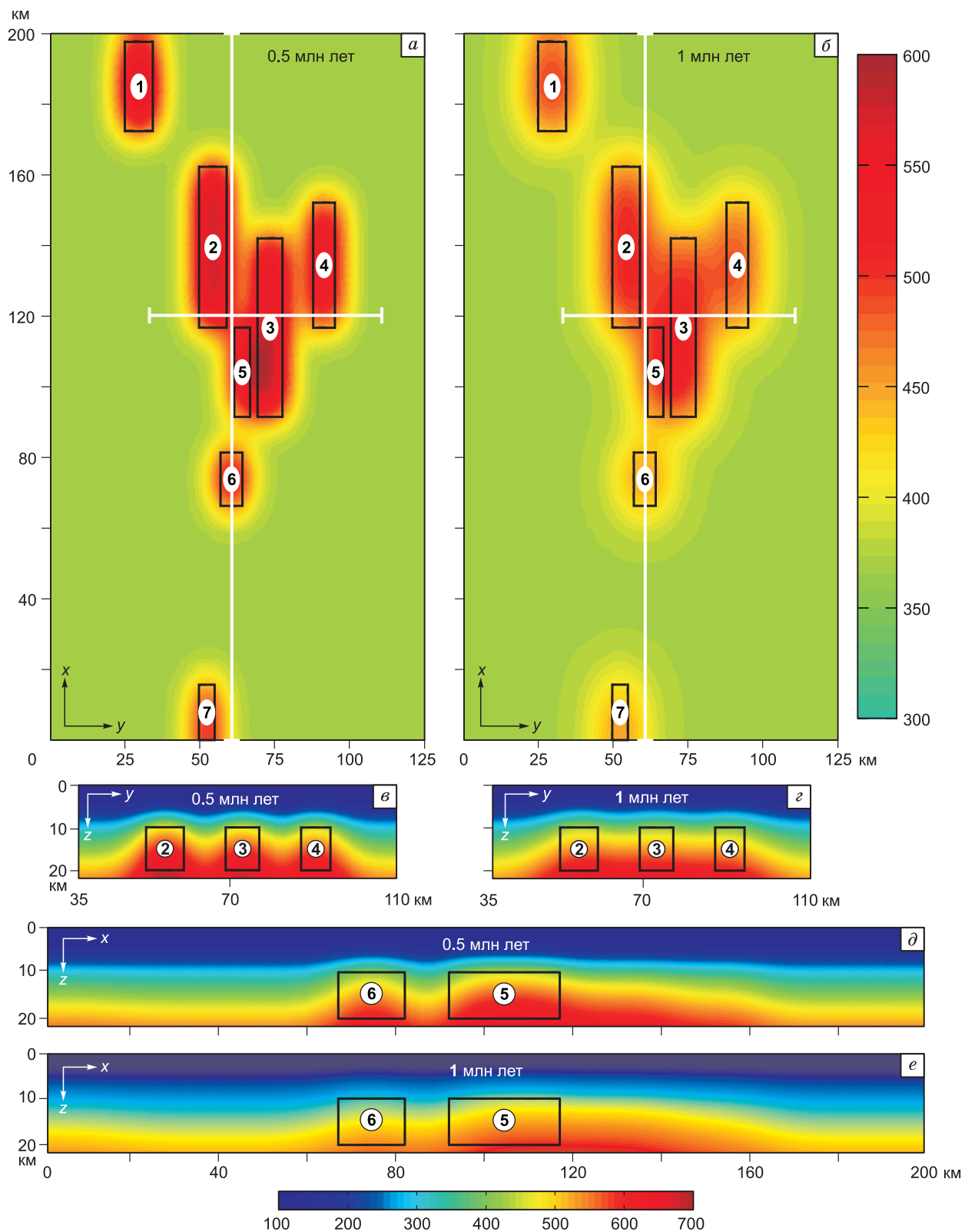


Рис. 4. Модель кондуктивного теплопереноса в Центрально-Ангарском террейне на постколлизии-онном этапе при однородном тепловом потоке 0.03 Вт/м^2 без учета радиоактивного тепла K , Th и U с контурами лейкогранитных интрузивов (1—7) при их одновременном внедрении.

Здесь и на рис. 5 белыми линиями показаны положения разрезов, температурные шкалы в $^{\circ}\text{C}$. Пояснение см. в тексте.

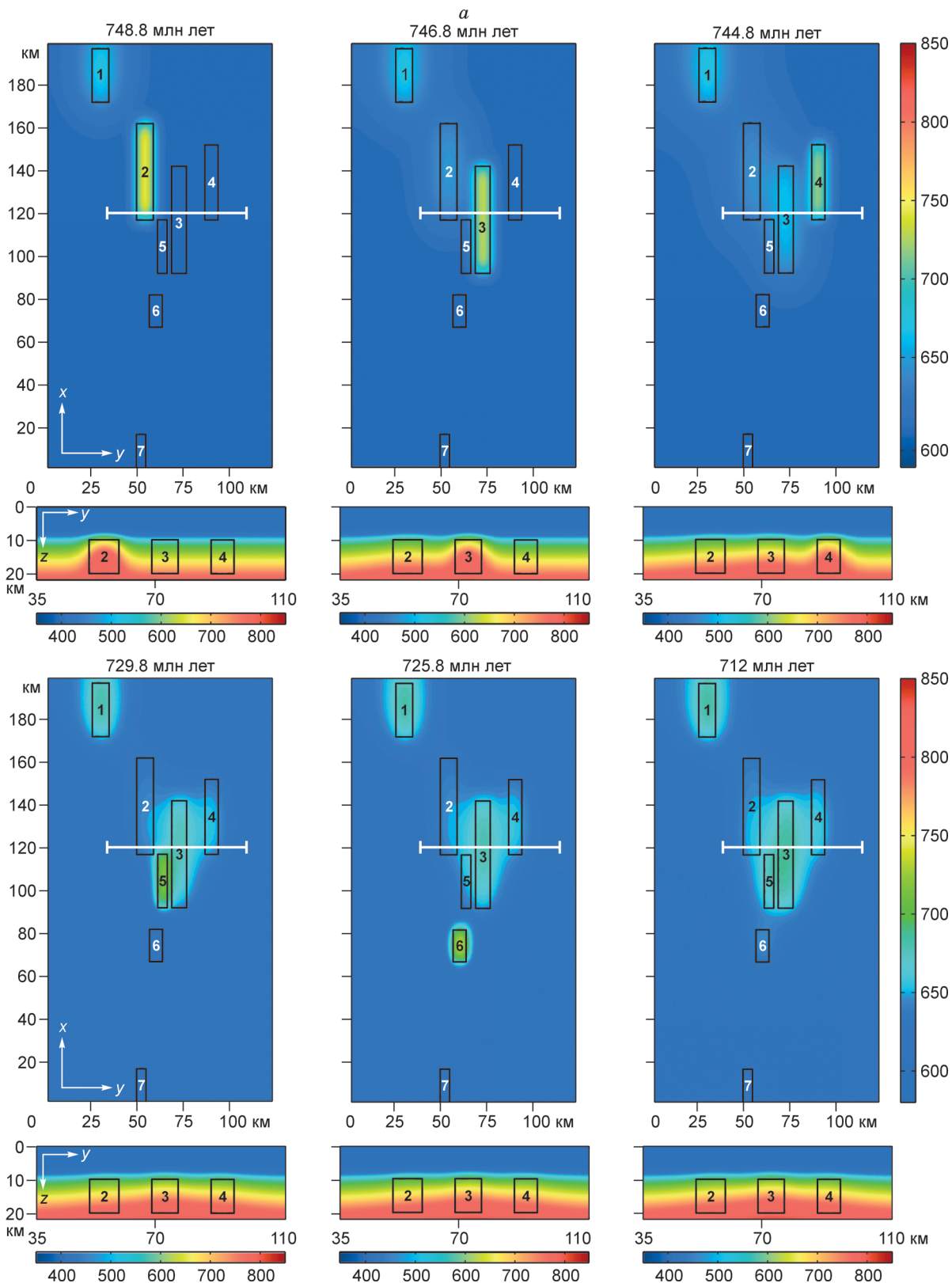
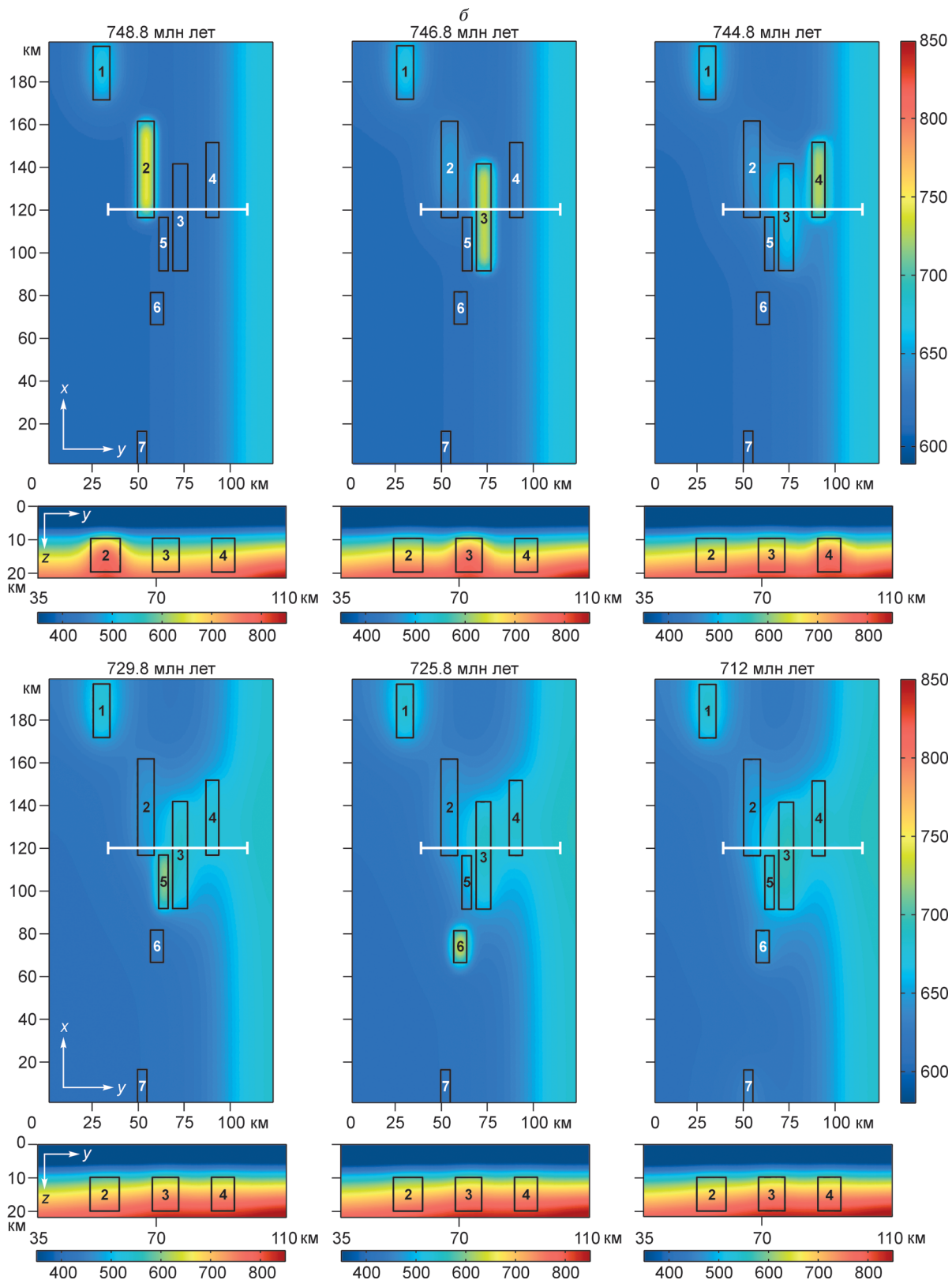


Рис. 5. Начало.



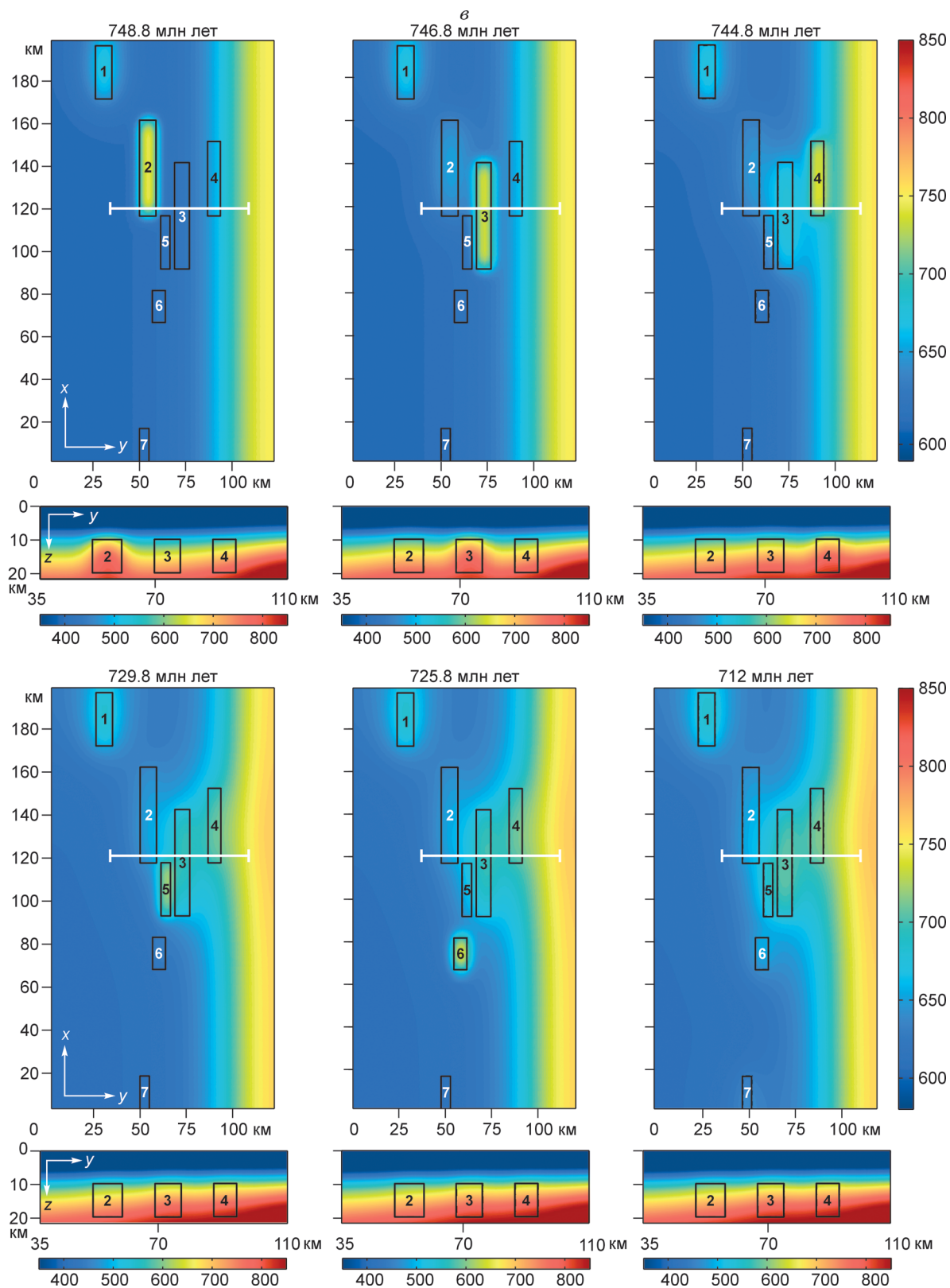


Рис. 5. Модель кондуктивного теплопереноса в Центрально-Ангарском террейне на постколлизийном этапе при однородном тепловом потоке 0.03 Вт/м^2 (а), при неоднородном тепловом потоке 0.04 Вт/м^2 (б), при неоднородном тепловом потоке 0.05 Вт/м^2 (в) с учетом радиоактивного тепла K , T_h и U с контурами интрузивных тел (1—7).

Представлены сечения модели в плоскости (x, y) на глубине 13 км и разрезы в плоскости (y, z) для моментов времени, соответствующих 0.2 млн лет после внедрения интрузивов 2—6 и через 40 млн лет после внедрения Гаревского массива (интрузив 1).

нижение начальной температуры интрузива (в модели от 1-го до 4—5-го интрузивов) укорачивает время его остывания (сценарий II). Разновременность внедрения интрузивов уменьшает площадь теплового влияния и, соответственно, метаморфических ареалов. Таким образом, сумма тепловых эффектов от каждой интрузии не равна «коллективному» воздействию при одновременном внедрении (сценарий III).

Сценарий IV объединяет предыдущие факторы, и мы дополнительно усложнили модель за счет неоднородного теплового потока. На уровне фонового (0.03 Вт/м^2) значения [Дучков и др., 1987] для всего Енисейского кряжа задавалось локальное повышение в зоне максимальной дезинтеграции коры в Татарско-Ишимбинской области (восточная часть модели). Предполагалось, что действие повышенного потока совпадает с началом интрузивной деятельности (с момента внедрения Гаревского массива, наиболее раннего из массивов глушихинского комплекса). Аномальный тепловой поток варьировал от 0.04 до 0.05 Вт/м^2 в разных вариантах модели, результаты расчетов приведены на рис. 5. Следует отметить три следствия из представленных моделей сценария IV.

1. Учет повышенного содержания радиоактивных источников тепла в интрузивах создает локальные тепловые аномалии до $50 \text{ }^\circ\text{C}$, которые сохраняются и при их остывании, как это хорошо видно на примере Гаревского массива (интрузив 1, см. рис. 5).

2. Повышение глубинного теплового потока в ~ 1.5 раза приводит к существенному разогреву коры.

3. Наблюдается совместное влияние трех факторов, создающих сложную картину теплового поля в центральной части Центрально-Ангарского террейна (см. рис. 5, б, в): радиогенного тепла интрузий, аномалии повышенного теплового потока, а также концентрации гранитных массивов в этом участке коры Енисейского кряжа как коровой неоднородности в теплопроводящих свойствах (коэффициент теплопроводности в лейкогранитах 2.4 относительно $1.22 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ во вмещающих терригенных породах). Тепло за счет скопления интрузивных, хорошо проводящих тел небольшого размера передается горизонтально, прогревая участки коры в западной стороне от Татарско-Ишимбинской зоны.

Эти эффекты видны на модельных распределениях температур в момент времени 712 млн лет, близкому к заключительному для исследуемого постколлизийного магматического события (см. рис. 5, б, в). Например, интрузивы 3—5 после внедрения успевают остыть, а затем снова нагреться за счет распространения тепла со стороны Татарско-Ишимбинской зоны. В меньшей степени это касается более удаленных на запад интрузивов 2 и 6.

ДИСКУССИЯ

Основываясь на имеющихся геофизических, геологических и теплофизических параметрах (температура внедрения магмы, тепловой поток в коре, теплопроводность магматических и метаморфических пород и др.) было проведено численное моделирование теплового режима коллизийного процесса при формировании орогена в юго-западном обрамлении Сибирского кратона в неопротерозое.

Термальные модели, рассматриваемые в масштабе всей литосферы орогенов, как правило, не учитывают внутреннее строение последних, оперируя со средними теплофизическими характеристиками [Hieronymus, Goes, 2010]. Проведенное нами моделирование позволяет учесть локальные особенности термального состояния коры Енисейского кряжа и в то же время определить общие закономерности, характерные для орогенов на постколлизийном этапе. Полученные результаты позволяют авторам обсудить итоги моделирования и основные особенности выполненной работы.

В литературе рассматриваются следующие механизмы формирования кислого расплава в коре: 1) в процессе плавления (анатексиса) нижних частей континентальной коры вследствие ее утолщения [Harris et al., 2000; Norlander et al., 2002; Vanderhaeghe, 2009]; 2) за счет локального увеличения теплового потока из мантии над поднятиями астеносферы, нередко с формированием в отдельных зонах мантийно-коровых магм [Dobretsov, Vernikovskiy, 2001]; 3) в результате андерплейтинга при глубинных интрузиях базитов под основание или в среднюю часть коры [Warren, Ellis, 1996]; 4) вследствие внутрикорового разогрева, обусловленного аномальным распределением радиоактивных элементов; 5) вследствие температурных аномалий в зонах разломов, вызванных притоком флюидной фазы и декомпрессионным эффектом [Petford et al., 2000; England et al., 2002]. Для Енисейского кряжа, по-видимому, на тепловой эффект оказали первый и последний факторы: утолщение «нормальной» континентальной коры мощностью от ~ 35 до 50 км (рис. 6, а) привело к погружению слоя средней коры, нагреванию до температур выше водонасыщенного солидуса пелитов ($650\text{—}700 \text{ }^\circ\text{C}$) и выплавлению гранитных магм, а на участках обширного процесса плавления, вероятно, происходило их смешение с мантийным компонентом; повышенный тепловой поток мог сфокусироваться в наиболее проницаемой ослабленной тектоническими процессами области коры (Татарско-Ишимбинской зоне), где в ее низах, к тому же при повышенной активности флюидов, зарождались расплавы из континентального корового магматического источника. Базитовые интрузии широко не проявлены в изучаемом регионе, а перераспределение радио-

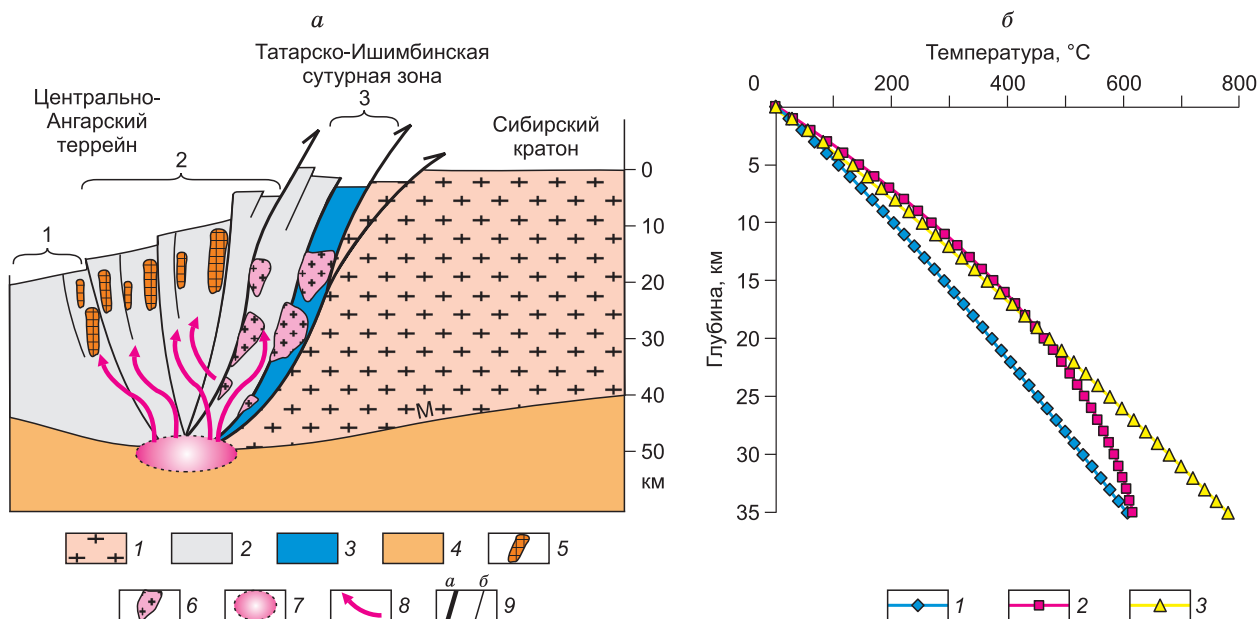


Рис. 6. Геодинамическая модель коллизионного события Центрально-Ангарский террейн—Сибирский кратон на период 750—720 млн лет (а).

1 — континентальная кора Сибирского кратона; 2 — континентальная кора Центрально-Ангарского террейна; 3 — океаническая кора; 4 — литосферная мантия; 5 — постколлизийные лейкограниты глушихинского комплекса (750—720 млн лет); 6 — синколлизийные граниты аятинского комплекса (760—750 млн лет); 7 — область частичного плавления (мантийно-коровый магматический источник); 8 — пути миграции расплавов, 9 — основные (а) и прочие (б) разломы взбросонадвиговой кинематики. Линия М — граница Мохоровичича.

Реконструированные типы стационарных геотерм, характерных для разных областей орогена Енисейского кряжа (б).

1 — нормальная кора с экспоненциальным распределением радиоактивных источников тепла; 2 — утолщенная кора с гранитоидными интрузиями; 3 — с повышенным тепловым потоком. Номера геотерм соответствуют областям коры 1—3, показанным на а.

активных элементов в нашем случае было следствием подъема гранитных магм на менее глубинные уровни коры и могло только расширить термические ареалы метаморфизма, но не являлось причиной плавления.

Перераспределение гранитного материала по механизму, описанному в [Полянский и др., 2009; 2010] или путем потрещинных интрузий, приводит к перестройке термального режима коры. Оценим тепловой эффект внутрикоровой дифференциации вещества на примере заангарской части Енисейского кряжа. Для «нормальной» коры с содержанием радиоактивных источников тепла, экспоненциально падающим с глубиной, стационарная геотерма выражается в виде

$$T(z) = T_{\text{поверх}} + \frac{Q \cdot z}{\lambda} + \frac{A_0 \cdot D_r^2}{\lambda} \cdot (1 - e^{-z/D_r}),$$

где A_0 и $D_r = 10—15$ км — константы в распределении радиоактивных источников в коре толщиной H с заданными поверхностной температурой $T_{\text{поверх}} = 0$ и мантийным тепловым потоком Q (Вт/м²) при экспоненциальном распределении радиогенных источников тепла в виде $A = A_0 \exp(-z/D_r)$. Предполагается, что такое температурное поле, типичное для доколлизийного этапа, было возмущено при внедрении гранитоидов с большей теплотворной способностью. Утолщенная кора, как следует из данных [Jaupart, Mareschal, 2003], характеризуется распределением радиогенных источников тепла не уменьшающимся с глубиной, а почти постоянным или даже увеличивающимся до некоторых уровней коры, что подтверждается исследованием Кольской сверхглубокой скважины [Kremenetsky et al., 1989]. Для коры орогена Енисейского кряжа, по-видимому, можно принять последний вариант, тогда геотерма будет выражаться в виде

$$T(z) = T_{\text{поверх}} + \frac{Q \cdot z}{\lambda} + \frac{A_0 \cdot D_r}{\lambda} z - \left(\frac{A_0}{2\lambda} \right) z^2.$$

Тепловой эффект коллизии можно проиллюстрировать изменением формы стационарной геотермы для трех разных участков коры. Геотерма 1 (см. рис. 6, б) соответствует начальной коре с экспоненциальным снижением содержания теплогенерирующих радиоактивных элементов (см. рис. 6, а, область 1), геотерма 2 — утолщенной коре с многочисленными внедрившимися телами гранитного состава (см. рис. 6, а, область 2), геотерма 3 — проницаемой зоне с повышенным тепловым потоком (см. рис. 6, а, область 3, моделирующая условия в Татарско-Ишимбинской зоне). Из формы геотерм следует, что эффекты повышенного теплопотока и внедрения гранитоидов приводят к схожему результату: в средней части коры на глубине 10—20 км температура возрастает на 80—100 °С.

Следствия трехмерных численных моделей, описанных в предыдущем разделе, и одномерное параметрическое моделирование, приведенное выше, позволяют реконструировать основные тектонотермальные процессы коллизионного этапа формирования орогена. Вместе с тем термальная история орогена может иметь более сложную картину в связи с наложенными тектоническими и магматическими процессами. Такие процессы установлены при реконструкции формирования постколлизионного глушихинского лейкогранитного комплекса (750—720 млн лет) Енисейского кряжа. Лейкограниты этого комплекса образуют массивы, состоящие как из отдельных крутопадающих интрузивных тел, имеющих относительно простую пластинообразную форму, так и из группы таких тел. Геологические, геофизические, геохимические и геохронологические данные позволили оценить объемы, глубину и время их внедрения. В лейкогранитах установлено увеличение концентраций радиоактивных элементов К, U и Th, заметно превышающих их уровень по сравнению со средними содержаниями этих элементов в верхней коре и в породах других неопротерозойских гранитоидных комплексах региона. Результаты моделирования позволяют установить последовательность термальных событий, имевших место после этапа синколлизионного магматизма (760—750 млн лет), проявившегося в Татарско-Ишимбинской сутурной зоне. Последняя, отделяющая Центрально-Ангарский террейн от Сибирского кратона, в дальнейшем (в неопротерозое) явилась наиболее проницаемой для поступления новых магматических продуктов, сохраняя в своих пределах повышенный тепловой поток. Установлено, что существенное влияние на тепловой режим орогена оказывает действие трех факторов: радиогенное тепло интрузивов, аномалии повышенного теплового потока и максимальная концентрация интрузивных тел глушихинского комплекса в центральной части Центрально-Ангарского террейна. Тепло за счет скопления интрузивных, хорошо проводящих тел небольшого размера, передается горизонтально, прогревая области на западе от Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Это создает сложную наложенную картину теплового поля в континентальной коре центральной части Центрально-Ангарского террейна Енисейского кряжа.

В рамках проведенного моделирования к тому же находит объяснение вопрос об интерпретации больших временных разбросов в значениях абсолютного возраста магматических пород, полученных разными методами — U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Оценки возраста часто расходятся на десять и более миллионов лет. Длительность остывания массивов диаметром от нескольких километров до 10—20 км составляет не более первых миллионов лет, т.е. на порядок меньше. Однако если формируется проницаемая зона орогена с тепловым потоком выше фонового в ~1.5 раза, действующая после внедрения гранитов, то ее область влияния распространяется на окружающие интрузивы, замедляя остывания последних. Это видно из рис. 5, б, в для срезов на глубине 13 км, где температура не опускается ниже 700 °С в интрузивных телах, в то же время на удалении температура составляет не более 600 °С. Тот же эффект будет наблюдаться и на меньших глубинах (см. рис. 5, б, в, вертикальные температурные разрезы), но для меньших температур, характерных для «закрытия» K/Ar изотопной системы. Имеющиеся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценки возраста по слюдам для лейкогранитов глушихинского комплекса отражают время последних наложенных тектонотермальных событий. Для массивов Лендахского и Глушихинского (соответственно интрузивы 4 и 5) эти оценки соответствуют 733—712 млн лет, Стрелковского (интрузив 7) — 687 млн лет, а Гаревского (интрузив 1) отвечают более поздним событиям — 592—518 млн лет [Верниковская и др., 2003, 2007, 2009]. Приведенные геохронологические данные показывают, что наиболее продолжительное остывание лейкогранитов происходит в массивах, удаленных на запад от Татарско-Ишимбинской тектонической зоны и увеличивается с повышением содержания радиоактивных элементов. В центральной части Центрально-Ангарского террейна, максимально горячей области орогена, более быстрое остывание лейкогранитных интрузивов может быть объяснено эксгумацией вследствие последовательного внедрения этих близкорасположенных в пространстве магматических тел, а также начала формирования в пределах Татарско-Ишимбинской тектонической зоны магматического комплекса активной континентальной окраины. Таким образом, подтверждается ведущая роль этой сутурной зоны в термальном режиме орогена.

Проведенные исследования показывают, что термальная история формирования коллизионных орогенов зависит от интерференции факторов, среди которых тектонические процессы, сопряженные с разновременной магматической деятельностью, значительно изменяют ее ход.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00733, 08-05-00208, 10-05-00128а), интеграционного проекта СО РАН № 44 и программы ОНЗ РАН-10.

ЛИТЕРАТУРА

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

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., Яснев 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., Яснев 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.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов *A*-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 576—594.

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

Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Ред. Г.Н. Бровков, Л.В. Ли, М.Л. Шерман. Красноярск, КНИИГГиМС СССР, 1985, 291 с.

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

Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 236 с.

Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 451—476.

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 / Ред. С.А. Лесков. СПб., ВСЕГЕИ, 1993, с. 7—26.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Издво СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

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, 196 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, № 681).

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.

Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 3—22.

Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1967 (2), с. 3—15.

Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И. Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T* параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1205—1220.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Петров Ю.М., Малясова З.В. Геология и радиогеохимия Тейского гранито-гнейсового купола (Енисейский кряж) // Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезе. Новосибирск, Наука, 1983, с. 5—66.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

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

Полянский О.П., Бабичев А.В., Ревердатто В.В., Коробейников С.Н., Свердлова В.Г. Компьютерное моделирование диапиризма гранитной магмы в земной коре // Докл. РАН, 2009, т. 429, № 1, с. 101—105.

Полянский О.П., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // Петрология, 2010, № 4, с. 450—466.

Постельников Е.С., Мусейбов Н.И. Строение фундамента байкалит юго-западной окраины Сибирской платформы // Геотектоника, 1992, № 6, с. 37—51.

Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Полянский О.П. Определение глубины становления магматического интрузива на основании данных о распределении изоград в окружающей метаморфической зональности (модельное приближение) // Докл. РАН, 2010, т. 430, № 6, с. 802—805.

Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2009, 132 с.

Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 76—85.

Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее—раннем палеозое // Геотектоника, 2009, № 2, с. 37—56.

Barton M.D., Hanson R.B. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: implications from the western United States and thermal modeling // Geol. Soc. Amer. Bull., 1989, v. 101, p. 1051—1065.

Brezzi F., Fortin M. Mixed and hybrid finite element methods. New York, Springer-Verlag, 1991, 350 p.

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.

Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A. Mantle plumes and their geological manifestations // Int. Geol. Rev., 2001, v. 43, p. 771—788.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implication for the origin of the Siberian traps // Lithos, 2008, v. 100, p. 66—92.

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.

England P.S., Le Fort P., Molnar P., Pecher A. Heat sources for Tertiary magmatism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region of Central Nepal // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 2107—2128.

Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat production from heat flow data // The crust. V. 3. Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2005, p. 65—84.

Hanson R.B., Barton M.D. Thermal development of low-pressure metamorphic belts: results from two-dimensional numerical models // J. Geophys. Res., 1989, v. 94, p. 10363—10377.

Harris N., Vance D., Ayres M. From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust // Chem. Geol., 2000, v. 162, p. 155—167.

Hieronimus C.F., Goes S. Complex cratonic seismic structure from thermal models of the lithosphere: effects of variations in deep radiogenic heating // Geophys. J. Int., 2010, v. 180, p. 999—1012.

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.

Kremenetsky A.A., Milanovsky S.Y., Ovchinnikov L.N. A heat generation model for the continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield // Tectonophysics, 1989, v. 159, p. 231—246.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin A.E., Kozlov P.S. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangara region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos, 2001, v. 58, p. 55—80.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian region of the Yenisey Ridge. Eastern Siberia // J. Metamorph. Geol., 2004, v. 22, № 8, p. 743—762.

- 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.
- Nabelek P., Liu M., Sirbescu M.-L.** Thermo-rheological, shear heating model for leucogranite generation, metamorphism, and deformation during the Proterozoic Trans-Hudson orogeny, Black Hill, South Dakota // *Tectonophysics*, 2001, v. 342, p. 371—388.
- Norlander B.H., Whitney D.L., Teyssier Ch., Vanderhaeghe O.** Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex // *Lithos*, 2002, v. 61, p. 103—125.
- Petford N., Cruden A.R., McCaffrey K.J.W., Vigneresse J.-L.** Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust // *Nature*, 2000, v. 408, p. 669—673.
- Shen X.** Crust-mantle thermal structure and tectonothermal evolution of the Tibetan Plateau. Beijing, Science Press, 1996, 224 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks // *Phil. Trans. R. Soc.*, 1981, A301, p. 381—399.
- Vanderhaeghe O.** Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts // *Tectonophysics*, 2009, v. 477, p. 119—134.
- 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.
- 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.
- Warren R.G., Ellis D.J.** Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphic *P-T-t* paths // *Geology*, 1996, v. 24, № 7, p. 663—666.
- Zulauf G., Maier M., Stöckhert B.** Depth of intrusion and thermal modeling of the Falkenberg granite (Oberpfalz, Germany) // *Geol. Rundsch.* 1997, v. 86, № S1, p. 87—92.

*Поступила в редакцию
23 июля 2010 г.*