

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.25

МЕХАНИЗМ ПОДЪЕМА МАГМЫ ЧЕРЕЗ «ТВЕРДУЮ» ЛИТОСФЕРУ
И СВЯЗЬ МАНТИЙНОГО И КОРОВОГО ДИАПИРИЗМА:
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИМЕРЫ

О.П. Полянский^{1,2}, В.В. Ревердатто¹, А.В. Бабичев¹, В.Г. Свердлова¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

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

Диапировый механизм подъема магм как кислого, так и основного/ультраосновного состава является одним из основных способов транспорта вещества через кору и мантийную литосферу. Однако, ввиду недостатка прямых геологических наблюдений, часто не удается установить определяющий механизм формирования купольных структур. Процесс формирования природных диапировых структур в настоящей работе реконструирован с использованием численных методов, базирующихся на реалистичной реологической и петрологической модели вещества коры и мантийной литосферы. В зависимости от реологических параметров литосферы установлено три разных режима диапиризма: 1) однократное всплытие диапира; 2) осциллирующий режим подъема новообразованных порций мантийной магмы до подошвы коры с периодичностью 2—3 млн лет; 3) формирование протяженных магматических тел в форме силла либо под основанием коры (режим андерплейтинга), либо на более глубинном уровне в мантии. Длительность действия теплового источника в основании литосферы в течение 30 млн лет оказывается достаточной для инициирования и подъема мантийного, а затем корового диапиров. Приводятся оценки реологических свойств литосферы и частично расплавленного вещества, при которых диапиризм реализуется в коре и мантии.

Диапиры, магма, литосфера, вязкость, реология, численное моделирование, континентальная кора, плавление, интрузия.

THE MECHANISM OF MAGMA ASCENT THROUGH THE «SOLID» LITHOSPHERE
AND RELATION BETWEEN MANTLE AND CRUSTAL DIAPIRISM:
NUMERICAL MODELING AND NATURAL EXAMPLES

O.P. Polyansky, V.V. Reverdatto, A.V. Babichev, and V.G. Sverdlova

Diapirism can be regarded as the main mechanism of transport through the lithosphere for both felsic and mafic/ultramafic magmas. However, the lack of field observations makes it difficult to identify the key mechanism responsible for the formation of dome-shaped structures. In this study, emplacement of natural diapirs is reconstructed by numerical experiments handling realistic rheological and petrological models for the crust and mantle lithosphere. Three different regimes of diapiric ascent were established depending on the chosen model rheology: (1) single-stage diapir ascent; (2) pulsating ascent of successive batches of mantle-derived magma to the base of the crust with a periodicity of 2–3 Myr; (3) emplacement of extensive magma bodies in the form of sills either beneath the base of the crust (underplating) or to deeper mantle levels. The timescale of 30 Myr for a heat source at the base of the lithosphere is sufficient to initiate the ascent of a diapir through the mantle and crust. The study provides the estimates of rheological properties of the lithosphere and partially molten material at which diapiric ascent through the mantle and crust can occur.

Diapirs, magma, lithosphere, viscosity, rheology, numerical modeling, continental crust, melting, intrusion

ВВЕДЕНИЕ

Магматические диапировые структуры, широко распространенные в гранит-зеленокаменных поясах докембрийских кратонов, отражают повышенный уровень среднеземного теплового потока в докембрии и способность материала древней коры к пластическим деформациям. В последнее время диапировые тела выявлены не только в областях древних кратонов, но и в молодых структурах коллизионных

и надсубдукционных зон. Классические структуры гранитоидных диапиров, обрамленных метабазами и сланцами, установлены в пределах архейского кратона Пилбара (Западная Австралия) с возрастом 3.4—3.3 млрд лет [Van Kranendonk et al., 2004], кратона Дарвар (Индия) с возрастом 2.5 млрд лет [Choukroune et al., 1997]. В литературе такие структуры носят название «dome-and-basin» (купол-синклинали) и интерпретируются как всплывающая масса низкоплотного гранитного вещества и погружающейся супракристалльной оболочки более плотных метабазитовых и метасадочных пород. К древним структурам, сформированным как в коллизионных, так и в платформенных обстановках, относятся также гранитогнейсовые купола Приладожья с возрастом 1.84—1.77 млрд лет [Миц и др., 1996], Енисейского кряжа с возрастом 1.2—1.0 млрд лет [Ножкин и др., 1999], гранитные диапиры орогенного пояса Дамара (ЮЗ Африка) с возрастом 542 ± 6 млн лет [Toe et al., 2013].

Механизмы подъема гранитных магм через кору остаются дискуссионными. Как следует из обзора [Brown, 2013], наиболее обычными являются транспорт магмы по трещинам (дайки) или магмопроводникам в зонах сдвига. Возможность гранитоидного диапиризма в коре нередко ставится под сомнение (например, [Petford, 1996]), однако в работах [Weinberg, Podladchikov, 1994; Bittner, Schmelling, 1995; Burov et al., 2003] показаны условия реализации этого механизма. Кроме теоретических исследований в последнее время появились работы, в которых на примере реальных геологических объектов детально рассмотрены особенности гранитоидного диапиризма [Norlander et al., 2002; Vanderhaege, 2004; He et al., 2009; Little et al., 2011; Toe et al., 2013]. В этих работах на основе структурно-геологических, термохронологических, микроструктурных и термобарометрических данных обосновывается преимущественно диапировый механизм формирования куполов.

Диапировые тела корового происхождения описаны значительно детальнее, чем мантийные. Причиной неодинаковой изученности коровых и мантийных диапиров является недостаточная эрозия континентальной коры и пониженная плавучесть базит/ультрабазитовых магм относительно кислых. Мантийные структуры всплывания по этим причинам идентифицированы редко. Как правило, они проявлены в осевых зонах растяжения в форме ядер, состоящих из мантийных перидолитов, обрамленных породами нижней коры, как это наблюдается в метаморфическом комплексе о. Забаргад в Красноморском рифте [Скляр и др., 2001]. Имеются примеры, в которых доказывается проявление ультраосновного магматизма как следствие плавления верхнемантийного вещества под основанием коры ввиду подъема глубинных термохимических диапиров (магматический комплекс Зейланд, Скандинавские Каледониды [Griffin et al., 2013]).

Механизм формирования коровых гранитогнейсовых диапиров с учетом термоупругой-вязкопластической реологии был рассмотрен в статьях [Полянский и др., 2009, 2010]. Процессы диапирового подъема ультрабазит-базитовых магм через мантийную литосферу были исследованы с помощью того же подхода в работах [Полянский и др., 2012, 2014]. В настоящей работе предпринято дальнейшее развитие модели мантийного диапиризма — андерплейтинга магмы — корового диапиризма как последовательности сопряженных процессов. Проблема, оставшаяся нерешенной, состоит в том, чтобы доказать возможность и оценить параметры подъема последовательных мантийно-коровых диапиров. Подобная модель последовательных диапиров впервые рассматривалась в работе [Weinberg, Podladchikov, 1994] с использованием аналитического уравнения Адамара—Рыбчинского для скорости всплывания капли вязкой жидкости в другой жидкости. Для оценок длительности, высоты подъема и формы всплывающих магматических тел аналитического подхода явно недостаточно. Возможности метода численного двумерного моделирования, реализованного в вычислительном пакете [MSC.MARC..., 2012], позволяют учесть нелинейную, температурозависимую реологию вещества, а также допускают произвольную, заранее неизвестную форму всплывающих масс. Указанный метод численного моделирования использовался в настоящей работе для рассмотрения следующих вопросов:

1. Каким образом реализуется диапировое всплывание частично расплавленного вещества через супервязкую, но деформируемую литосферу?

2. Какова должна быть длительность действия сублитосферного источника аномального тепла, чтобы обеспечить проплавление и подъем магмы через литосферу кратона, и какой временной интервал будет наблюдаться между мантийным (основным) и коровым (кислым) магматизмом в бимодальном режиме?

3. При какой степени плавления в литосферной мантии и коре может сформироваться частично расплавленная масса, способная подниматься в виде мантийного и корового диапира?

4. В каком виде воздействует мантийный диапир на кору: путем термомеханической эрозии коры и утонения или андерплейтинга магмы и последующего плавления коры? В случае плавления коры, при каких условиях могут возникать вторичные (коровые) диапиры?

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Относительно механизмов образования конкретных купольных магматических тел существуют разнообразные мнения, так как из полевых наблюдений не всегда ясно, каким был определяющий про-

цесс. Среди возможных механизмов, приводящих к формированию куполовидных (каплевидных) структур, различаются следующие:

1) диапиризм, впервые предложенный П. Эскола [Escola, 1949], причиной которого является инверсия распределения плотности с глубиной ввиду частичного плавления или реакций с увеличением удельного объема;

2) механизм, сочетающий всплывание и интрузивное протыкание гранитной магмой вмещающих пород, т. е. то, что В. Питчер и А. Бергер [Pitcher, Berger, 1972] называли диапировой интрузией в отношении плутона Ардара в Шотландии;

3) изостатическая разгрузка в процессе растяжения и тектонической эрозии кровли (unroofing), приводящая к формированию комплексов метаморфических ядер [Buck, 1991; Складов, 2006; Ray et al., 2009].

Для разработки реалистичной модели диапиризма необходимы данные о строении, составе, теплофизических свойствах и длительности формирования природных структур. В настоящем разделе приведены данные о некоторых структурах по литературным источникам и результаты собственных исследований.

Примеры мантийных диапиров. Как отмечено выше, мантийные диапиры недоступны для прямых наблюдений, поэтому их воздействие устанавливается по ряду косвенных признаков. Одним из примеров проявления мантийного диапира (суперплюма) является крупная Виллойская изверженная провинция, расположенная на востоке Сибирской платформы [Kuzmin et al., 2010]. Предполагается, что под Виллойским рифтом в среднем палеозое существовал суперплюм, вынесший к основанию литосферы значительные массы расплавленного материала, часть которого в объеме 320 тыс. км³ излилась на поверхность или внедрилась в осадочные отложения [Киселев и др., 2014]. Косвенными признаками проявления мантийного диапира под Виллойской провинцией являются формирование массивов щелочных-ультраосновных пород, излияния трапповых базальтов в интервале 380—350 млн лет, образование рифтовых зон и поясов базитовых даек [Kuzmin et al., 2010; Полянский и др., 2013].

Для объяснения формирования ультрамафитовых плутонов Зейланд (Скандинавские Каледониды, [Griffin et al., 2013]) авторами привлечена модель мультстадийного плавления и подъема лерцолитового термохимического диапира, аналогичного модели термохимического плюма Н.Л. Добрецова, А.Г. Кирдяшкина и А.А. Кирдяшкина [Добрецов, 2010; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013]. Предполагается, что поднимающийся из переходной зоны перегретый на 200—250 °С относительно мантийной адиабаты лерцолитовый диапир опирается в основание 65-километровой литосферы, где он растекается горизонтально. На второй стадии плавления в термическом ареале, окружающем плюм, происходит плавление астеносферной мантии и формируются расплавы, которые, вероятно, соответствуют поздним роам базитовых, пикритовых и ультрабазитовых даек в структуре магматического комплекса.

Примеры гранитогнейсовых диапиров. Диапировые купола архейского кратона Пилбара (Западная Австралия) представляют собой структуру изолированных куполовидных гранитных ядер с крутопадающими границами и разделяющим их зеленокаменным обрамлением. Форма гранитных диапиров экстраполируется вертикальными цилиндрическими телами размером 35—120 км в диаметре и не менее 14 км глубиной [Van Kranendonk et al., 2004]. Авторы связывают подъем тоналит-трондземит-гранодиоритовых диапиров с андерплейтингом в нижней базитовой коре и выделяют кондуктивный («инкубационный») период прогрева нижней коры в интервале 3325—3308 млн лет и этап магматизма, генерируемого плюмом, в интервале 3255—3235 млн лет. Подъем гранитоидных ядер диапиров, по их оценкам, происходил до уровня около 10 км с нижнекоровых глубин в течение 17—20 млн лет [Sandiford et al., 2004].

Гранитогнейсовые купола широко проявлены в пределах Мурманского, Кольско-Беломорского, Саво-Ладожского гранит-мигматитовых поясов Балтийского щита [Григорьева, Шинкарев, 1981; Минц и др., 1996]. Диапировый механизм образования куполов Балтийского щита впервые описал П. Эскола [Escola, 1949]. Эти структуры представляют собой тела в форме капли, всплывающей вверх, состоят из мигматит-гранитного ядра 5—10 км (иногда до 50) в поперечнике и обрамленные амфиболитами или двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами (рис. 1, а). В ряде случаев удается наблюдать стволую часть («ножку») и грибообразную верхнюю часть, сформировавшуюся при растекании у подошвы более прочной супраструктуры. Наиболее крупный гранит-мигматит-гнейсовый купол Северного Приладожья — Коккосельский [Морозов, Гафт, 1985], с поперечным размером 10 км (см. рис. 1, б). Предполагается, что полурасплавленный мигматит-гранитовый материал, поднимаемая из зоны ультраметаматизма, пластично деформировался совместно с перекрывающими амфиболитами [Григорьева, Шинкарев, 1981]. В амфиболитах, согласно облекающих ядерную часть купола, определены величины давления 6—7 кбар и температуры 525—550 °С, *PT*-параметры гранитогнейсов ядерной части соответствуют 4.2—4.8 кбар и 500—520 °С [Полянский, Ефремов, 1989]. Высота подъема, исходя из разницы в оценках литостатического давления в ядре и оболочке 1.5—2.5 кбар, составляла 5.0—8.5 км.

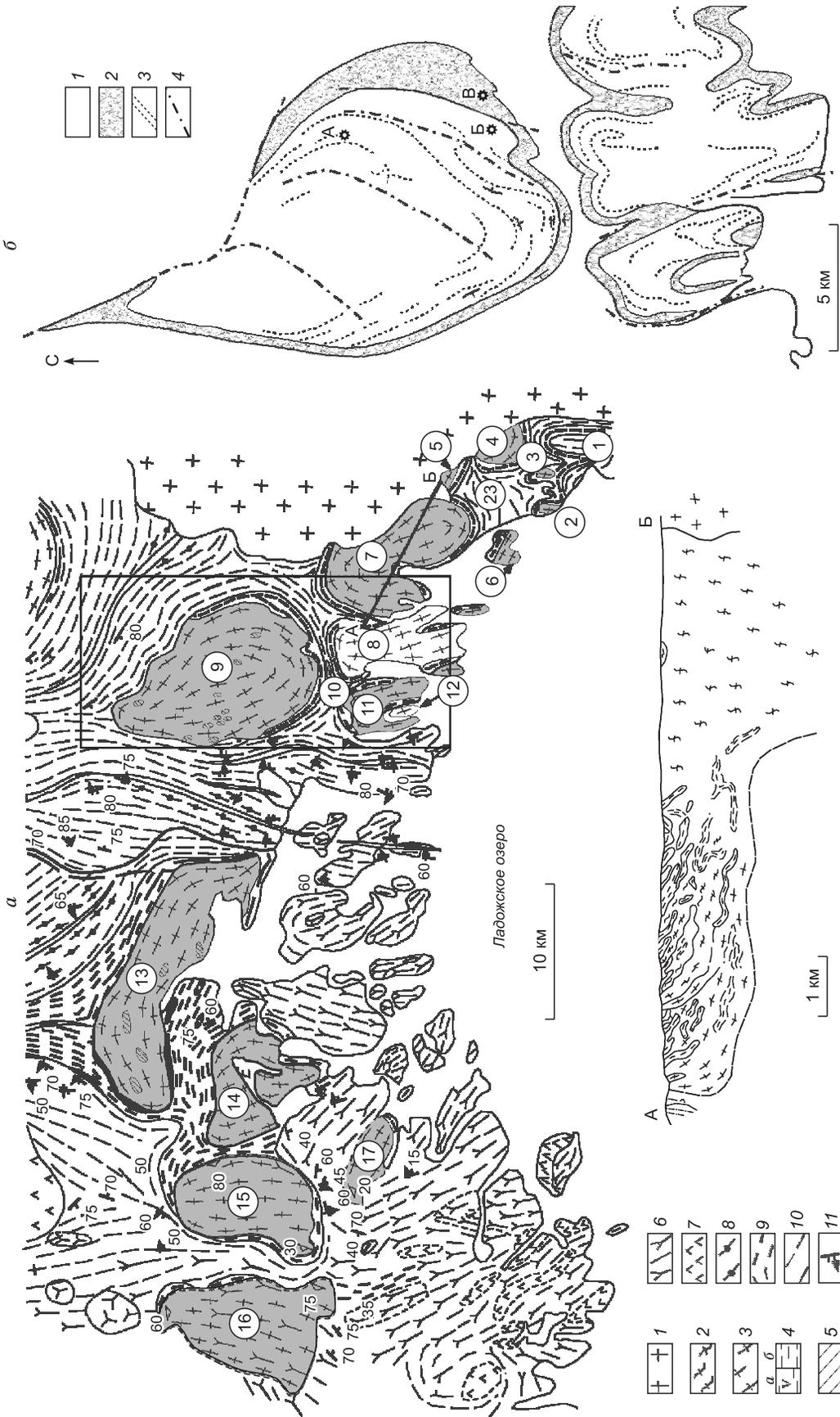


Рис. 1. а — схема распространения гранитогнейсовых куполов Северного Приладожья, по [Григорьева, Шинкарев, 1981] с изменениями.

Цифрами в кружках показаны купола, среди них: 7 — Питкярантский, 9 — Коккосельский. Линия А—Б соответствует разрезу в нижней части рисунка. 1 — граниты рапакиви, 2 — гранитогнейсы, 3 — гнейсограниты и мигматиты нерасчлененные, 4 — сортавальская серия (известняки, скарнонды, сланцы (а), амфиболиты (б)), 5 — гнейсы, 6 — габбро, 7 — базитовые дайки, 8, 10 — ладожская серия (кварц-биотитовые сланцы), 11 — элементы залегания складок с направлением складок с направлением сланцеватости.

б — строение Коккосельского купола в Северном Приладожье.

1 — гранитогнейсы, 2 — амфиболиты, 3 — дайки базитов, 4 — разломы. Оценки параметров метаморфизма в точках: А — $T = 450-500$ °С, $P = 6.2-8.0$ кбар; Б — $T = 500-520$ °С, $P = 4.2-4.8$ кбар; В — $T = 525-550$ °С, $P = 6.0-7.2$ кбар.

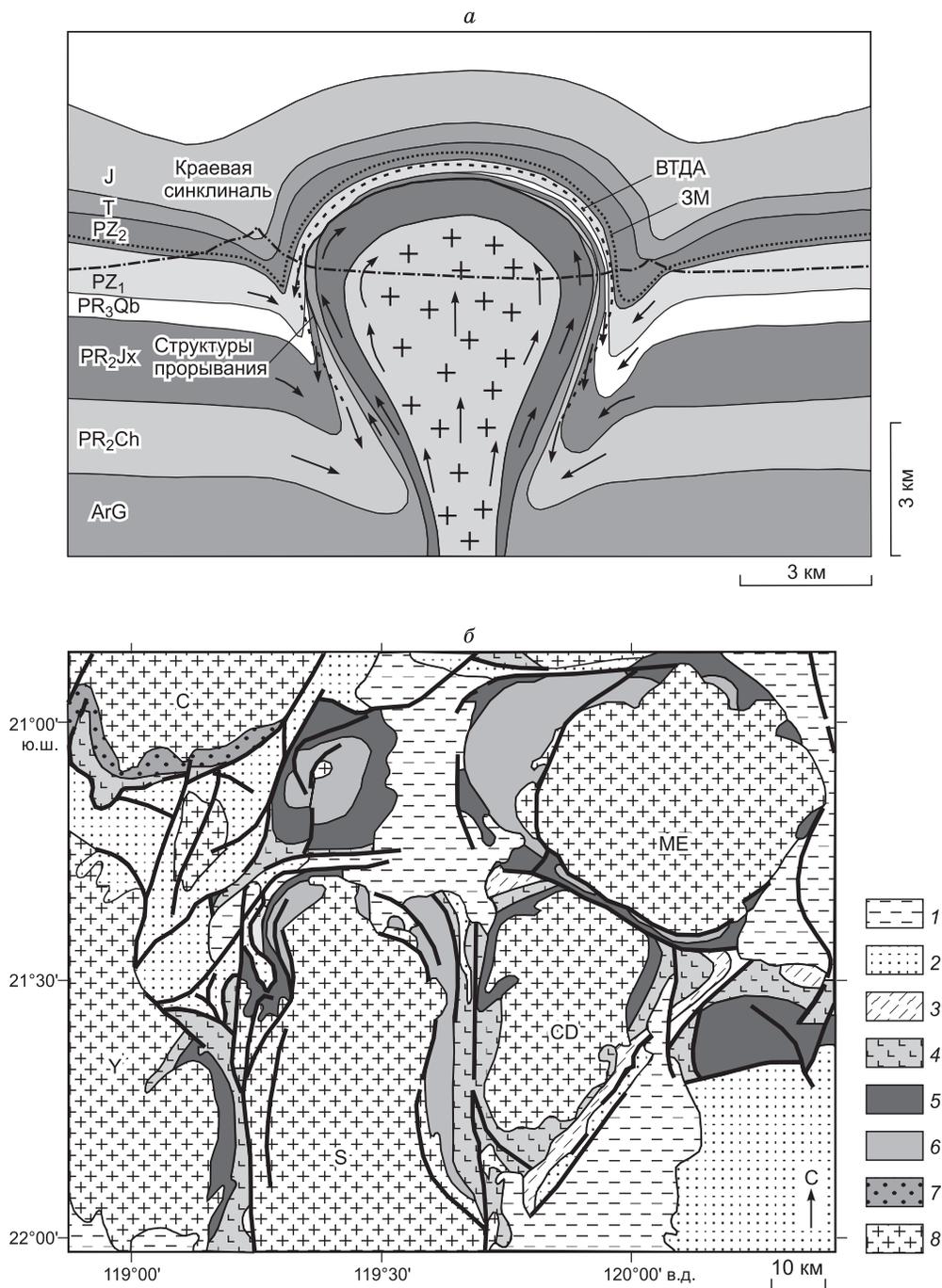


Рис. 2. *a* — схема формирования купольной структуры Фангшан (Северо-Китайский кратон), по данным [He et al., 2009].

Гранодиоритовое ядро (отмечено крестами) окружено зоной высокотемпературных, сильнодеформированных пород (штриховая линия с символом ВТДА); пунктиром изображена граница зеленосланцевого метаморфизма (ЗМ). Стрелки соответствуют направлениям пластического течения. Штрихпунктиром показан уровень современного рельефа. Наблюдается утонение и прорывание стратиграфических слоев в пределах краевой синклинали, обрамляющей ядерную часть купола.

***b* — схема геологического строения восточной части гранит-зеленокаменного террейна Пилбара, обобщенная по данным [Van Kranendonk et al., 2004].**

1 — формация Фортеस्कью с базальтами 2775—2530 млн лет; 2—7 — породы зеленокаменной оболочки формации Пилбара, разделенные на подгруппы с характерными возрастными метабазитов: 2 — 3240—2940, 3 — 3325—2208, 4 — базальты Евро 3420—3335, 5 — 3458—3426, 6 — 3490—3463, 7 — 3515—3498; 8 — гранитоидные комплексы куполов 3490—2850 млн лет (неразделенные), CD, ME, S, C, Y — обозначения гранитоидных комплексов.

Некоторые гранитные куполовидные структуры идентифицированы как результат одновременно или последовательного действия разных механизмов: диапирового и интрузивного. Таким примером, по-видимому, является pluton Фангшан (Северо-Китайский кратон) [He et al., 2009; Полянский и др., 2010], представляющий собой шарообразное тело с гранодиоритовым ядром 8—10 км в диаметре, окруженным метаморфическим зональным обрамлением шириной 300—2000 м (рис. 2, а). Структура образовалась, по мнению авторов, путем диапировой интрузии, т. е. за счет всплытия в средней пластичной коре и далее путем прорывания и выдавливания окружающих пород более хрупкой верхней коры. Установлено, что давление при становлении гранодиоритового диапирового массива составляло 2 кбар, соответственно, глубина внедрения была не более 6—7 км.

Перечисленные примеры показывают, что диапировый механизм подъема магм как кислого, так и ультраосновного составов является одним из основных способов транспорта вещества через литосферу. Однако ввиду недостатка прямых наблюдений, в частности, мантийного диапиризма, процесс формирования природных диапировых структур может быть рассмотрен с использованием численных методов, базирующихся на реалистичной петрологической и реологической модели коры и мантии. Эффективность применения метода математического моделирования процессов диапиризма к формированию реальных геологических структур основывается на том, что используется связанная система уравнений сохранения с учетом свойств вещества коры и мантии, полученных в экспериментах. Подход численного моделирования дает строгие количественные оценки, чем отличается от «концептуальных» моделей, основанных на геологических представлениях о процессе.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОДЪЕМА МАГМ

Приведенные выше примеры касаются процессов диапиризма в континентальной коре с мощной литосферой, характерной для платформенных областей. В настоящей работе представлена обобщенная модель диапирового подъема магмы через литосферу кратонов. Диапировый подъем магм в спрединговых и в надсубдукционных зонах здесь не рассматривался. Постановка задачи, геометрия расчетной области, граничные и начальные условия показаны на рис. 3. Ширина модельной области составляла 800 км, общая толщина литосферы — 200 км, включая кору 45 км. Предполагается, что под кратон от границы верхней и нижней мантии [Burov, Cloetingh, 2009] либо от границы ядро—мантия [Добрецов и др., 2010] поднимается высокотемпературный мантийный плюм (струя) с постоянной температурой. Для Сибирской платформы надежных данных о местоположении и ширине мантийного плюма нет. Поэтому выбор поперечного размера мантийного плюма основывается на оценках диаметра вулканических каналов горячих точек, исходя из анализа сейсмотомографических картин [Montelli et al., 2004]. Представляется, что минимальная величина из имеющихся оценок — 100 км. Цель работы состояла в моделировании продвижения магм через литосферу, поэтому для простоты экспериментов подлитосферный плюм принимался фиксированного размера, неподвижным и с постоянной температурой 1650 °С. Предполагаемая температура в тепловом источнике примерно на 300 °С выше адиабатической на той же глубине в основании литосферы кратона. Такая температура обоснована в работах [Соболев и др., 2009; Griffin et al., 2013] на основе изучения составов ультраосновных магм в Маймеча-Котуйской

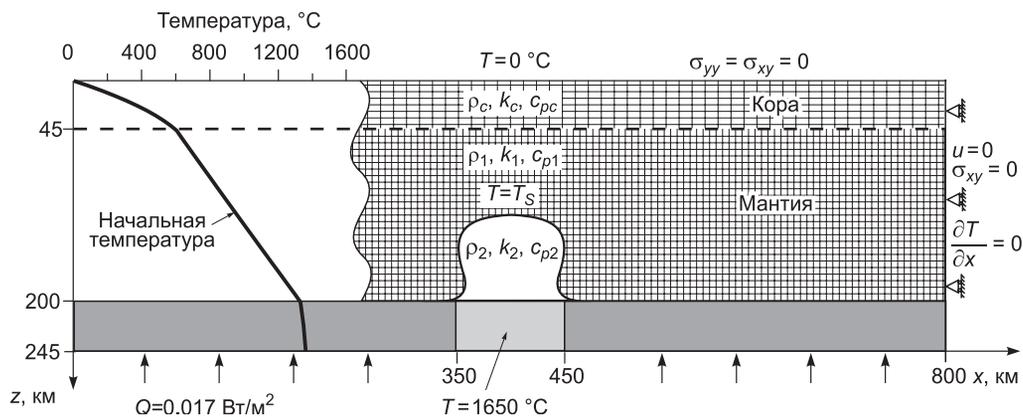


Рис. 3. Постановка задачи, граничные и начальные условия для 2D моделирования подъема мантийного диапира при плавлении литосферы.

Граничные условия, приведенные справа, выполняются на боковых сторонах. Слева показана стационарная геотерма, принятая в качестве начальной температуры. Нанесена сетка конечных элементов, перестраиваемая в ходе вычислений. Линия $T = T_s$ означает фронт плавления мантийного перидотита.

и Зейландской магматических провинциях. На боковых границах ставились условия отсутствия горизонтальных перемещений и теплоизоляции, т. е. влияние боковых границ считалось несущественным. Нижняя поверхность (основание литосферы) задавалась недеформируемой, при постоянном мантийном тепловом потоке $Q = 17$ мВт/м², что является средним для Сибирской платформы по данным [Тепловое поле..., 1987].

Решались уравнения термомеханики деформируемого тела в связанной постановке: уравнения механического равновесия и уравнения теплопроводности дополнялись определяющим соотношением, которое описывает реологические свойства материала. Рассматривалась постановка механической задачи плоских деформаций. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода решения приведены в работах [Полянский и др., 2012, 2014] и здесь не повторяются.

Литосфера, включающая коровую и мантийную часть, гетерогенна по составу и следовательно по реологическим свойствам. Однако учесть локальные неоднородности в модели не представляется возможным и применялись некоторые усредненные характеристики. Использовалась упрощенная петрологическая модель вещества литосферы, состоящей из коры гранит/диабазового состава и перидотитовой мантии. Плотностные характеристики показаны на рис. 4, а, где приведены интервалы температур плавления и скачки плотности на границах фазовых переходов — фронтов плавления. Реологическая модель вещества литосферы детально описана в [Полянский и др., 2012, 2014]. Модель учитывает взаимодействие частично расплавленного материала с веществом мантии при субсолидусной температуре, поэтому учитывались контрастные реологические свойств пород и расплавов. В настоящей работе использовались полные определяющие соотношения термоупругопластичности с учетом деформаций ползучести (крипа). В комбинированной реологической модели среды компоненты тензора скорости деформаций d_{ij} представляются в виде суммы компонент скоростей упругих d_{ij}^e , термических d_{ij}^T , пластических d_{ij}^p и деформаций ползучести d_{ij}^c [Коробейников, 2000]:

$$d_{ij} = d_{ij}^e + d_{ij}^T + d_{ij}^p + d_{ij}^c. \quad (1)$$

В коре и мантии при температуре вблизи солидуса основной механизм деформации описывается дислокационной ползучестью [Ranalli, 1995; Carter, Tsenn, 1987; Karato, Wu, 1993]. В субсолидусном и

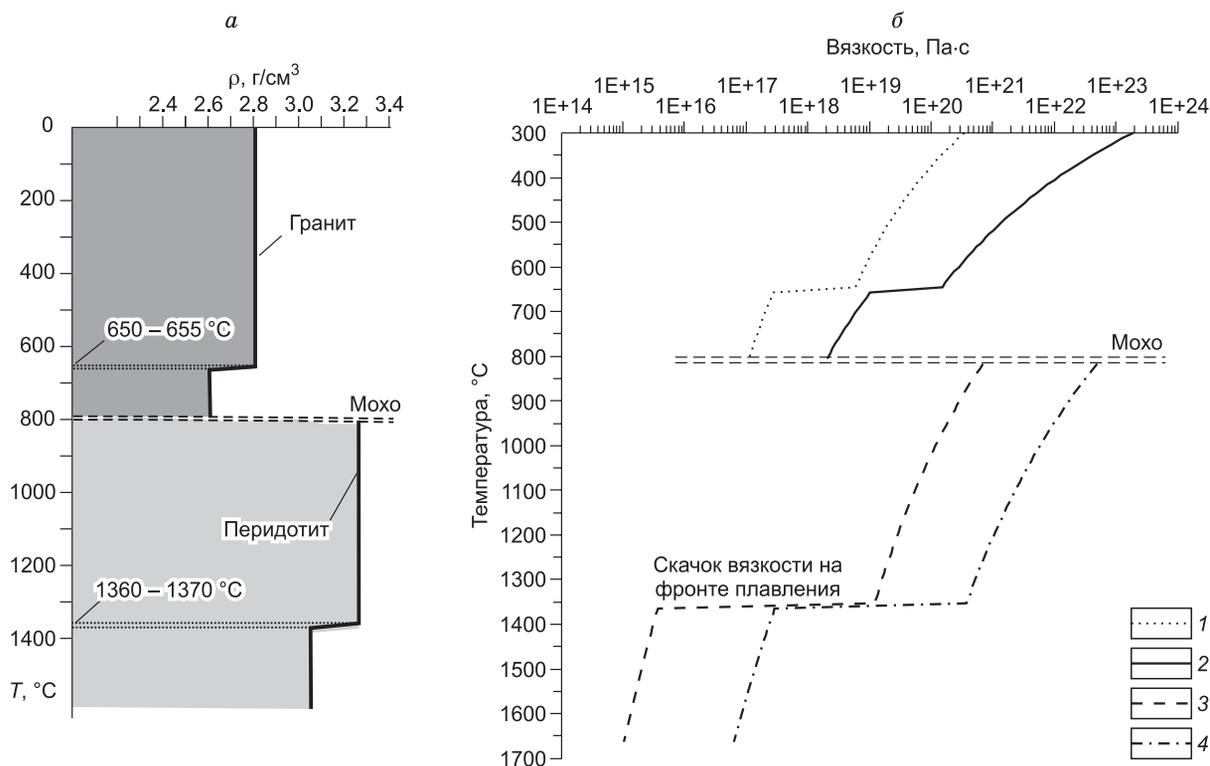


Рис. 4. Распределение плотности и вязкости как функции температуры и фазового перехода при плавлении, принятое в моделях.

Граница Мохо проведена условно. 1 — кварцит + вода [Kronenberg, Tullis, 1984], 2 — диабаз [Carter, Tsenn, 1987], 3 — дунит + вода [Chopra, Patterson, 1984], 4 — оливин + базальт [Mei et al., 2002].

Таблица 1. Термомеханические параметры коры и мантии, принятые в моделях

Параметр, символ (единицы)	Кора	Мантия
Реологические параметры:		
Предел текучести, σ_y (МПа)	500	0.1—1.0
Плотность, ρ_0 (кг/м ³)	2820	3250
Модуль Юнга, E (Па)	5.0×10^{10}	5.0×10^{10}
Коэффициент Пуассона, ν	0.25	0.25
Коэффициент трения, μ	0.9	0.9
Кварцит + вода [Kronenberg, Tullis, 1984]		
Предэксп. константа, A (Па ^{-n} с ⁻¹)	4.0×10^{-21}	—
Энергия активации, H (кДж/моль)	134	—
Показатель степени, n	2.6	—
Безводный диабаз [Carter, Tsenn, 1987]		
Предэксп. константа, A (Па ^{-n} с ⁻¹)	6.3×10^{-20}	—
Энергия активации, H (кДж/моль)	276	—
Показатель степени, n	3.05	—
Водонасыщенный дунит [Chopra, Patterson, 1984]		
Предэксп. константа, A (Па ^{-n} с ⁻¹)	—	5.5×10^{-25}
Энергия активации, H (кДж/моль)	—	498
Показатель степени, n	—	4.48
Оливин-базальт—расплав—Н ₂ O [Mei et al., 2002]		
Предэксп. константа, A (Па ^{-n} с ⁻¹)	—	3.9×10^{-21}
Энергия активации, H (кДж/моль)	—	470
Показатель степени, n	—	3.5
Термические параметры:		
Теплопроводность, k (Дж/(м·с·К))	2.5	3.5
Теплоемкость, c_p (Дж/(кг·К))	1250	1250
Температуропроводность, K (10 ⁻⁶ м ² /с)	0.99	0.86
Радиоактивное тепло, r (Дж/(м ³ ·с))	4.5×10^{-7}	0
Тепловой поток мантийный, Q (мВт/м ²)	—	17
Тепловое расширение, α (К ⁻¹)	1.0×10^{-5}	3.1×10^{-5}
Доля расплава, ϕ	0.5	0.05—0.50
Разность плотностей, $\rho_s - \rho_m$ (кг/м ³)	200	115—215
Температура солидуса, T_s (°С)	650—655	1360—1370
Температура в основании литосферы (°С)	—	1350
Температура на границе Мохо (начальная) (°С)	623	—

частично расплавленном состоянии среда описывается определяющим соотношением для неньютоновской вязкой несжимаемой жидкости [Mei et al., 2002]:

$$\eta = \exp\left(\frac{-c\phi}{n}\right) A^{-\frac{1}{n}} [\dot{\epsilon}_{II}]^{\frac{(1-n)}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right), \quad (2)$$

где $\dot{\epsilon}_{II}$ — второй инвариант тензора скорости деформаций, T — температура, A — предэкспоненциальный коэффициент, n — показатель нелинейности ($n = 1$ для ньютоновской жидкости), ϕ — доля расплава, H — энергия активации, c — эмпирический параметр, $R = 8.314$ (Дж/(моль·К)) — универсальная газовая постоянная. Экспериментальные данные по деформации частично расплавленных, водосодержащих оливин-базальтовых составов свидетельствуют об экспоненциальном снижении вязкости при увеличении доли расплава: $\eta/\eta_0 = \exp\left(\frac{-c\phi}{n}\right)$, где $c \approx 31—45$ [Mei et al., 2002]. Рассматривались варианты моделей со степенью плавления ϕ в мантии от 0.05 до 0.50, в коре — 0.5. При таких параметрах отношение вязкости диапира к вязкости вмещающей среды составляет от 0.2 до 10⁻³. Использовались параметры вязкости континентальной коры, описываемой свойствами сухого диабаза [Carter, Tsenn, 1987], и мантии с реологией водосодержащего дунита [Chopra, Patterson, 1984] или агрегата оливин—базальт—вода—расплав [Mei et al., 2002]. Между корой и мантией предполагается выполнение условий Кулона—Мора с коэффициентом трения 0.9. Реологические параметры вещества коры и мантии при-

ведены в табл. 1. Уравнение состояния принимается в виде зависимости плотности ρ от теплового расширения α и доли расплава ϕ :

$$\rho = \rho_s \left(1 - \alpha T - \frac{\rho_s - \rho_m}{\rho_s} \phi \right), \quad (3)$$

где ρ_m и ρ_s — плотности расплава и твердой матрицы. Вне области расплава $\phi = 0$, и плотность меняется только за счет термического расширения, внутри области плавления доля расплава принимается постоянной.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Моделирование проводилось с тремя разными реологическими параметрами системы кора—мантия: 1) диабаз/водосодержащий дунит [Chopra, Patterson, 1984]; 2) водосодержащий кварцит/оливиновый базальт с участием флюида и расплава [Mei et al., 2002]; 3) безводный диабаз [Carter, Tsenn, 1987]. Сначала была рассмотрена задача диапирового подъема магм через литосферу над мантийным плюмом (варианты 1 и 2), затем была построена комбинированная модель мантийно-корового диапиризма с учетом последовательного плавления литосферной мантии и коры. В последнем варианте модели (3) допускать, что мантийный диапир базитового или ультрабазитового состава, поднимаясь к границе Мохо, может вызывать плавление коры гранитного состава.

В зависимости от выбора реологических свойств и параметров плавления в моделях получены различающиеся режимы подъема магм. На рис. 5—8, приводятся температурные поля, которые отражают также картину течения вязкопластичного вещества диапира и деформирование вмещающей среды в конкретной модели.

1. **Режим горизонтального растекания магмы в виде пластовых интрузий.** В случае, когда предполагалось выплавление низкоплотных и маловязких магм, в моделях не наблюдалось значительного вертикального перемещения вещества. Область плавления формировалась в виде протяженных пластовых тел с плоскими горизонтальными границами (типа литосферного «силла»). На рис. 5 приведены результаты расчетов по двум моделям с разностью плотностей частично расплавленного вещества и вмещающей мантии 430 кг/м^3 (см. рис. 5, а) и 215 кг/м^3 (см. рис. 5, б). В обоих вариантах отношение

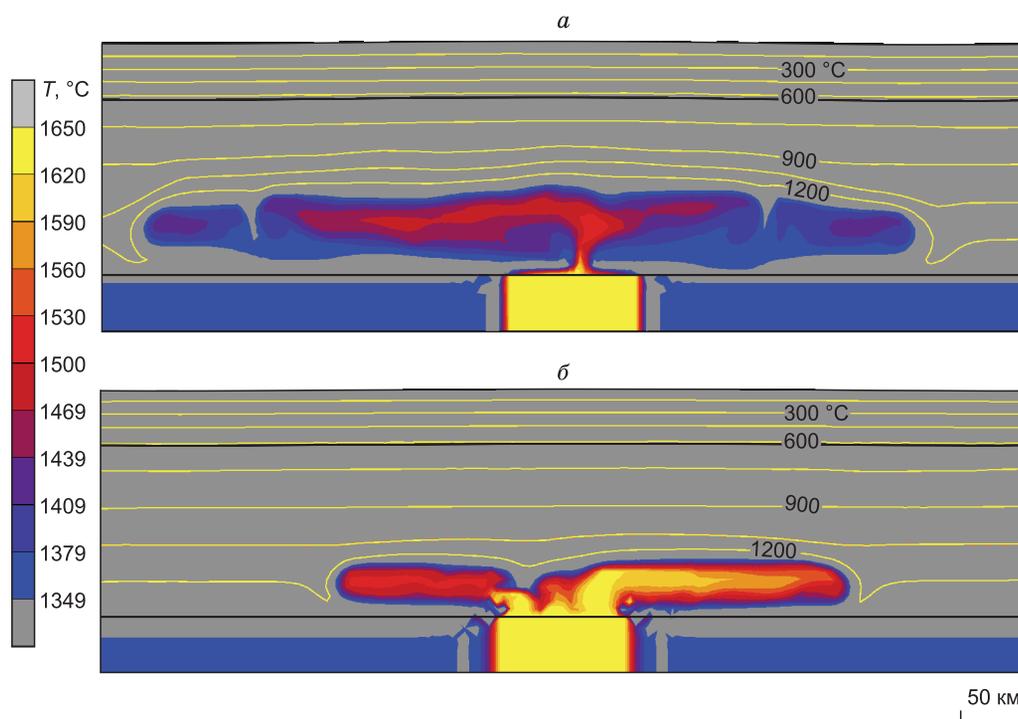


Рис. 5. Результаты численных экспериментов в режиме горизонтального растекания с образованием пластовых интрузий по модели 1 с вязкими свойствами коры/мантии, соответствующими сухому диабазу/водосодержащему дуниту [Chopra, Patterson, 1984].

Два варианта модели при разном контрасте плотности диапир/мантия: а) 430 кг/м^3 , б) 215 кг/м^3 . Картины приведены для времени 0.39 млн лет (а) и 2.63 млн лет (б) после начала нагрева.

вязкости мантии и диапира принималось максимальным и составляло $3 \cdot 10^4$. В моделях формировались узкие горизонтальные области плавления протяженностью до 600 км и мощностью до 60 км в первом случае, протяженностью 420 км и мощностью около 40 км во втором. Магма не поднималась выше определенного уровня в нижней литосфере, что определяется взаимодействием двух процессов: плавучестью более легкой магмы и сопротивлением среды с температурно-зависимой вязкостью. При достижении некоторой предельной высоты подъема устанавливается равновесие, формируется реологический «барьер», над которым деформации незначительны из-за высокой вязкости среды. Сравнение этих двух расчетов указывает на то, что в случае большей степени частичного плавления диапир растекается за меньшее время (0.4 млн лет относительно 2.63 млн лет общей длительности) и на большее расстояние. Однако из-за большей длительности действия теплового источника температура в объеме диапира в среднем выше (см. рис. 5, б), чем в первом случае (см. рис. 5, а). Этот численный эксперимент показывает, что реология мантии, определяемая свойствами дунита, является контролирующим фактором, и уровень подъема магмы слабо зависит от величины перепада плотности на границе плавления. Таким образом, силы вязкого трения в этом варианте преобладают над выталкивающей архимедовой силой.

2. Режим андерплейтинга магмы в основании коры. Во втором варианте моделирования взаимодействия вещества мантийного диапира с корой рассматривался более сложный состав литосферной мантии. Применялись экспериментальные данные о вязкости вещества оливин-базальтового состава с учетом влияния частичного расплава на реологию среды в гидратированном состоянии [Mei et al., 2002]. Такой состав вещества соответствует более обогащенной (фертильной) мантии по сравнению с первым вариантом модели. Из экспериментов [Mei et al., 2002] следует, что O1-базальтовый образец с долей расплава 0.12 деформировался в 40 раз быстрее, чем образец без расплава. По экспериментальным данным, комбинированный эффект присутствия флюида и расплава выражается в увеличении скорости деформаций на 3—4 порядка при плавлении до 15 мас. % и содержании воды до 5 мас. %. Реология коры описывалась поведением водонасыщенного кварцита [Kronenberg, Tullis, 1984].

Наши численные эксперименты, проведенные с указанными реологическими свойствами, показали существенно отличный характер всплывания частично расплавленного вещества через литосферу. На рис. 6 приведены модельные картины всплывания магмы в интервале времени ~5—10 млн лет с начала действия теплового источника на стадии подъема диапира к основанию коры. В течение начальных ~5 млн лет (см. рис. 6, а) диапир в виде единичного тела достигает поверхности литосферной мантии и через 7—8 млн лет начинается его взаимодействие с корой (см. рис. 6, б). Из расчетов следует, что в литосфере формируется прогретая, размягченная/ослабленная область размером 200—350 км в поперечнике, сквозь которую проникает частичный расплав по узкому каналу шириной ~5—10 км. Этот канал периодически пережимается, формируются изолированные объемы всплывающей магмы (см. рис. 6, б, в). На более поздних временах вещество головы диапира скапливается под основанием коры, образуя силлоподобные тела протяженностью до 200 км (см. рис. 6, в, г). На заключительных этапах в области интенсивного прогрева развиваются конвективные течения (см. рис. 6, д), которые приводят к растяжению коры и заполнению образовавшегося пространства массой частичного расплава. Так как «модельная» кора не способна к хрупкому разрушению, ее деформирование выражается в локальном утонении (necking) над вертикальным каналом диапира. Кора утоняется до мощности около 22 км, что соответствует двукратному локальному растяжению в этой зоне. Ширина зоны растяжения равна 90—100 км при погружении поверхности коры на 7—7.5 км. Полученные оценки параметров растяжения/погружения коры являются типичными для рифтовых зон над мантийными базитовыми интрузиями в основании коры [Thybo, Artemieva, 2013; Полянский и др., 2013, 2014].

3. Режим последовательных мантийно-коровых диапиров. В этом варианте рассмотрены условия возникновения парных диапиров: базит-ультрабазитового состава в литосферной мантии и гранитоидного состава в коре. В модели учитывается наличие фазового перехода в литосферной мантии при нагреве выше температуры солидуса водонасыщенного перидотита и в земной коре при превышении температуры влажного солидуса гранита. Для упрощения моделирования двухстадийного плавления предполагалось, что составы мантийной части литосферы и коры, а также продуктов их плавления, остаются неизменными. Тем самым температуры плавления перидотитовой и гранитной систем принимаются постоянными. В модели предполагалось, что плавление в мантии происходит в диапазоне 1360—1370 °С, в коре — в диапазоне 650—655 °С. Изменения температур плавления влияют на время возникновения диапира, например, повышение температуры плавления в гранитной системе до 700—705 °С замедляет рост диапира, но не более чем в 2 раза.

Были проведены расчеты с различными параметрами моделей, которые представлены в табл. 2. Как оказалось, наиболее существенными параметрами, качественно меняющими картину всплывания диапиров, являются температура в сублитосферном плюме T_0 (°С), степень плавления мантийного материала ϕ_m и перепад плотности диапира и окружающей породы $\Delta\rho$ (кг/м³) (последние два параметра связаны соотношением (3)). Обобщая данные численного моделирования, можно различать три ситуа-

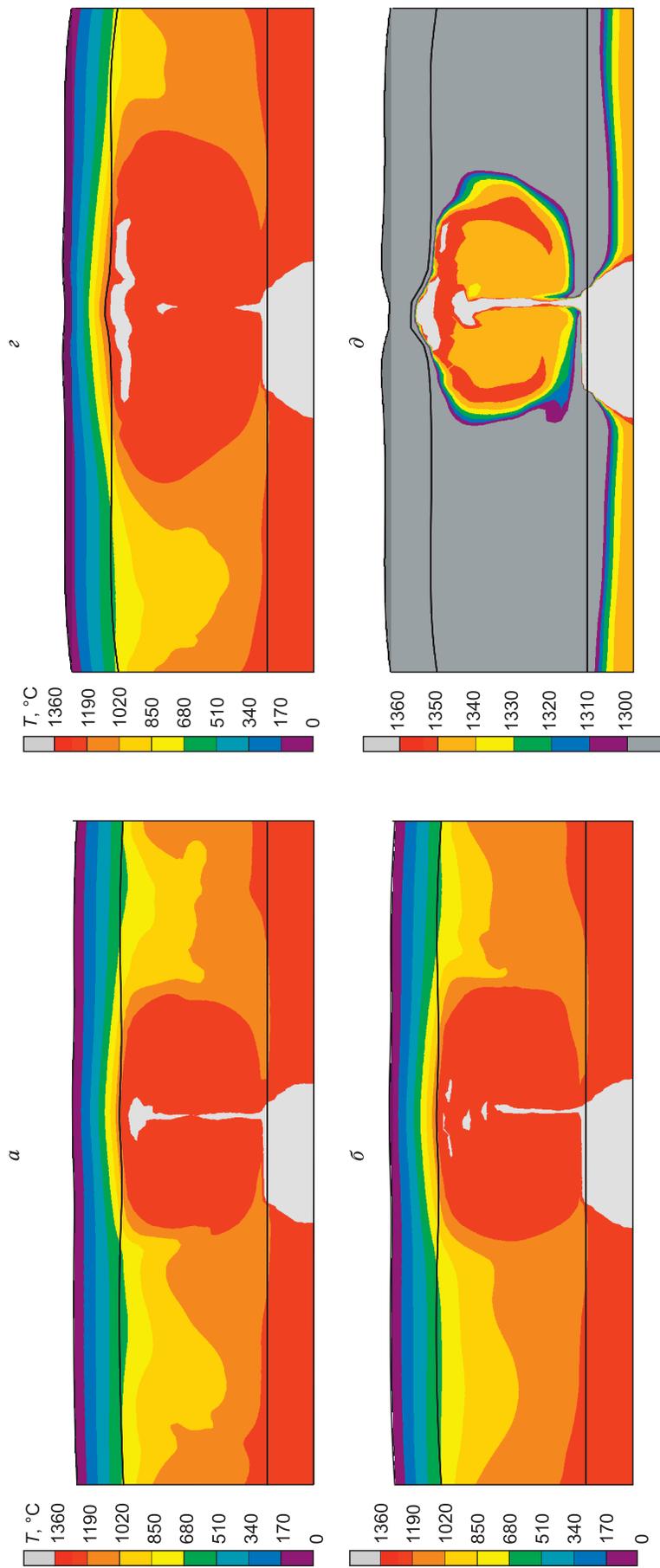


Рис. 6. Результаты моделирования подъема мантийных диапиров в режиме андерлейтинга (модель 2) с вязкими свойствами коры/мантии, соответствующими водосодержащему кварциту [Kronenberg, Tullis, 1984]/оливиновому базальту с участием флюида и расплава [Mei et al., 2002].

Показаны этапы всплытия ультраосновной магмы в мантии и ее растекание в подошве коры на моменты времени 5.2, 7.2, 8.7, 10.5, 10.8 млн лет.

Таблица 2.

Оценки длительности формирования мантийно-коровых диапиров по результатам численного моделирования

Температура	Степень плавления, $\phi_m = 0.5$	$\phi_m = 0.4$	$\phi_m = 0.3$	$\phi_m = 0.25$
	Разность плотностей мантии; диапира (кг/м^3): $\Delta\rho = 215$ (3250; 3035)	$\Delta\rho = 172$ (3250; 3078)	$\Delta\rho = 129$ (3250; 3121)	$\Delta\rho = 115$ (3250; 3135)
$T_0 = 1650^\circ\text{C}$ $\Delta = 300^\circ\text{C}$	Мантийный диапир: 15.6 млн лет Коровый диапир: 20.9 млн лет	Мантийный диапир: 25.6 млн лет Коровый диапир: 31.1 млн лет	Мантийный диапир: 27.2 млн лет Коровый диапир: 32.1 млн лет	Мантийный диапир: 31.4 млн лет Коровый диапир: 36.5 млн лет
$T_0 = 1500^\circ\text{C}$ $\Delta = 150^\circ\text{C}$	Мантийный диапир: 23.2 млн лет Коровый диапир: 27.5 млн лет	Мантийный диапир: 28.8 млн лет Коровый диапир: 34.6 млн лет	Мантийный диапир: 32.4 млн лет Коровый диапир: не всплыл	Мантийный диапир: 33.7 млн лет Коровый диапир: не всплыл
$T_0 = 1400^\circ\text{C}$ $\Delta = 50^\circ\text{C}$	Мантийный диапир: не всплыл Коровый диапир: не всплыл	Мантийный диапир: не всплыл Коровый диапир: не всплыл	Мантийный диапир: не всплыл Коровый диапир: не всплыл	Мантийный диапир: не всплыл Коровый диапир: не всплыл

ции: 1) реализуется подъем как мантийного, так и корового диапира; 2) всплывает только мантийный диапир; 3) подъема магмы путем всплывания не происходит ни в мантии, ни в коре. Табл. 2 показывает, что эффективность всплывания диапиров уменьшается при снижении температуры в источнике и при уменьшении степени плавления. Длительности подъема магматических диапиров для мантии и коры приведены в табл. 2 и означают время всплывания мантийного диапира к основанию коры и время подъема гранитного диапира до максимального уровня в коре. Интервал между ними можно рассматривать как промежуток времени между базит-ультрабазитовым и кислым/гранитогнейсовым магматизмом, наблюдаемым в полихронных комплексах. В рассмотренных случаях это время составляет около 5 млн лет. Результаты численного моделирования для этого случая приведены на рис. 7, а с параметрами, указанными в ячейке вверху слева табл. 2. На рис. 7, а показаны три стадии развития диапиров: 1) начало подъема расплава в основании литосферы (~5 млн лет), 2) подъем ультрабазитового диапира через литосферу к основанию коры и начало ее прогрева (~15 млн лет), 3) всплывание кислой магмы через кору и формирование гранитогнейсового купола (~22 млн лет). Мантийный диапир формируется в виде канала шириной 10—20 км, а коровый — в виде характерного грибообразного тела с плоской кровлей диаметром до 100 км в наиболее широкой части.

Кроме длительности подъема существенным отличием является форма внедрившегося диапира: на рис. 7, б показан результат расчета с температурой в источнике 1500°C (т. е. на 150°C ниже, см. рис. 3) и с долей расплава 40 %. Такие изменения в параметрах модели сказываются отрицательно на эффективности прогрева и, следовательно, на объеме и форме гранитного диапира в коре. В этом случае его ширина не более 20 км, температура в коровом диапире по расчетам не превышает $\sim 1000^\circ\text{C}$. Из сравнения двух вариантов моделей (см. рис. 7) видно, что развитие диапира как в мантии, так и в коре происходит быстрее при более высокой температуре в источнике и степени плавления. Аналогичный вывод можно сделать и для остальных вариантов, представленных в табл. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты моделирования дают некоторые представления о механизмах подъема магм в мантии и коре. Условия, при которых возможен подъем мантийных диапиров, определяется параметрами плавления и свойствами магмы и вмещающей среды. В табл. 2 указаны параметры, при которых мантийный диапиризм реализуется, и магма достигает уровня границы с корой. Одним из главных параметров, контролирующих диапиризм, является степень плавления или доля расплава во всплывающей массе. Оценка степени плавления существенно различается по данным разных авторов. В отношении плавления в коре, согласно [Rosenberg, Handy, 2005], существуют два реологических порога с характерным содержанием расплава, при превышении которого резко изменяется прочность частично расплавленного гранита. Первый из них — порог, при котором расплав становится связным в межзерновом пространстве (доля расплава 6—7 %), второе пороговое значение доли расплава (в диапазоне 35—45 % по разным оценкам) определяет условия деструкции твердой матрицы и переход к вязкопластичному состоянию. Второе пороговое значение степени плавления, принятое в моделях, вероятно, достигается в процессе диапиризма гранитной магмы. Экспериментальные данные [Droop, Brodie, 2012] по плавлению водонасыщенных пелитов при температурах выше влажного солидуса 680°C и давлении 2.2 кбар подтверждают возможность степени плавления до 50—60 %.

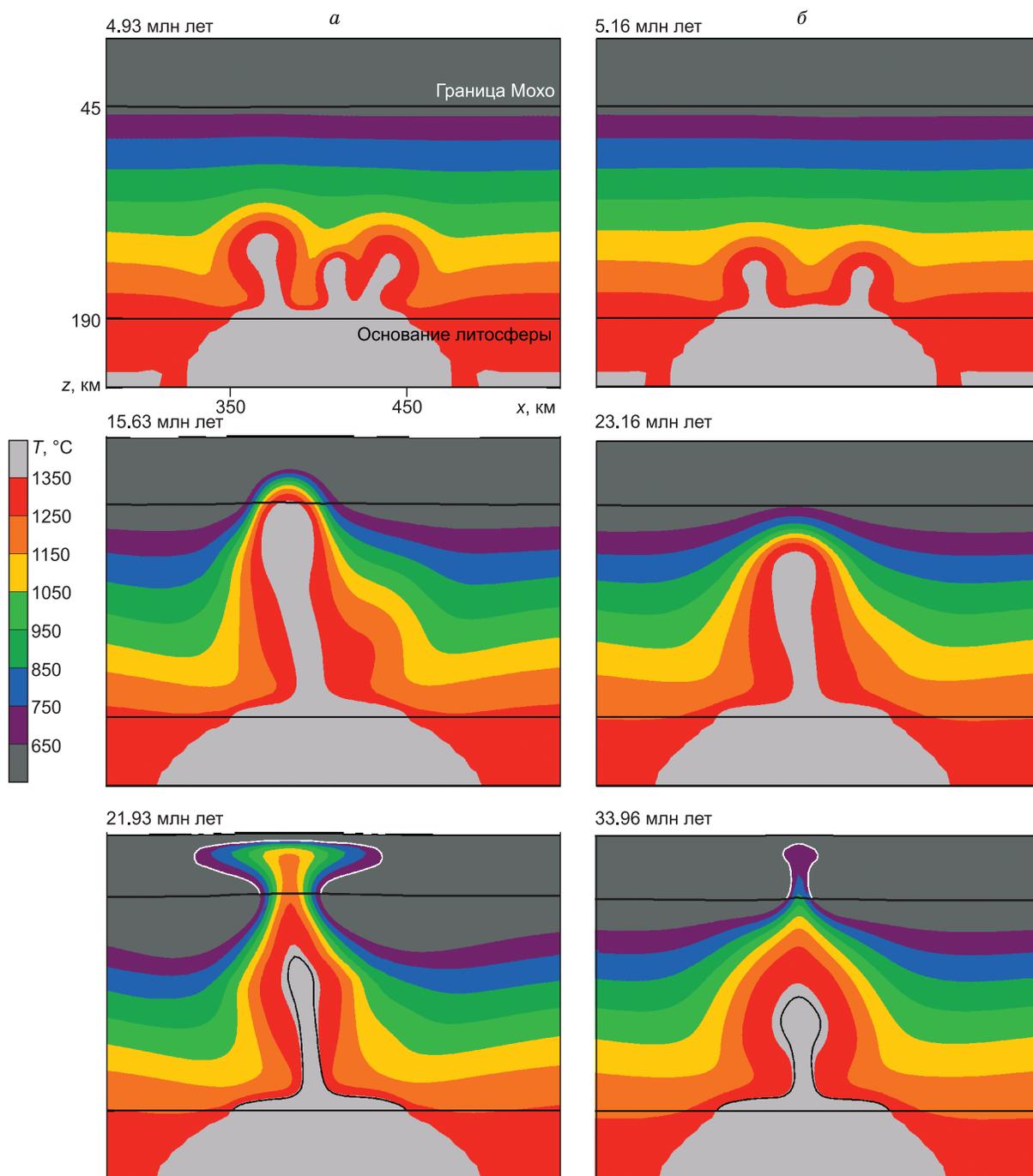


Рис. 7. Результаты моделирования, показывающие режим последовательных мантийно-коровых диапиров (модель 3).

Вся литосфера описывается вязкостными свойствами безводного диабазы [Carter, Tsenn, 1987]. Варианты моделей с разной температурой в сублитосферном тепловом источнике 1650 °C (а) и 1500 °C (б). Контуры гранитного и ультраосновного диапиров показаны сплошной белой и черной линиями. Моменты времени приведены на каждом рисунке.

В отношении плавления в мантийной литосфере данные о степенях плавления оказываются более неопределенными и варьируют от первых процентов до десятков процентов в зависимости от возраста и типа литосферы [Herzberg et al., 2010]. По геохимическим данным о составе ксенолитов получены следующие максимальные оценки степени плавления: 5—20 % для молодой (< 250 млн лет) океанической мантии; 25—30 % для внекратонной протерозой-фанерозойской субконтинентальной литосферы; ~45 % для мантии кратонов (Каапвальский, Сибирский, кратон Слэйв) [Walter, 2003].

Наши результаты показывают, что в режиме андерплейтинга при высокой степени плавления (40—45 %) возможна эрозия основания коры и ее деструкция с последующим рифтогенезом. Как показывает моделирование, непрерывно действующий в течение 20—30 млн лет сублитосферный источник тепла может прогреть, понизить вязкость и тем самым ослабить участок литосферы. При степенях плавления 30—40 %, характерных, например, для кратона Пилбара [Herzberg et al., 2010; приложение <http://10.0.3.248/j.epsl.2010.01.022>], проведенное моделирование доказывает возможность «магматического» рифтинга мощной континентальной литосферы толщиной до 200 км. В этом варианте модели под основанием коры формируется промежуточная магматическая камера, которая, вероятно, является источником основных расплавов, изливающихся на поверхность и внедряющихся в осадочный чехол в форме даек и силлов. Подобные линзы или пластины базитовых интрузий мощностью более 10 км фиксируются под рифтовыми структурами Донбасса, грабена Осло и других по данным сейсмического профилирования [Thybo, Artemieva, 2013].

Кроме того, в моделях получен режим горизонтального растекания магмы с формированием пластовых тел типа силлов, при котором магма не поднимается к уровню коры. Важно отметить, что подъем к коре не реализуется при той же температуре в тепловом источнике, что и в режиме андерплейтинга. Это говорит о том, что контролирующим параметром подъема магм является не только мощность плюма [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013], но и реологически контрастные свойства диапира и окружаю-

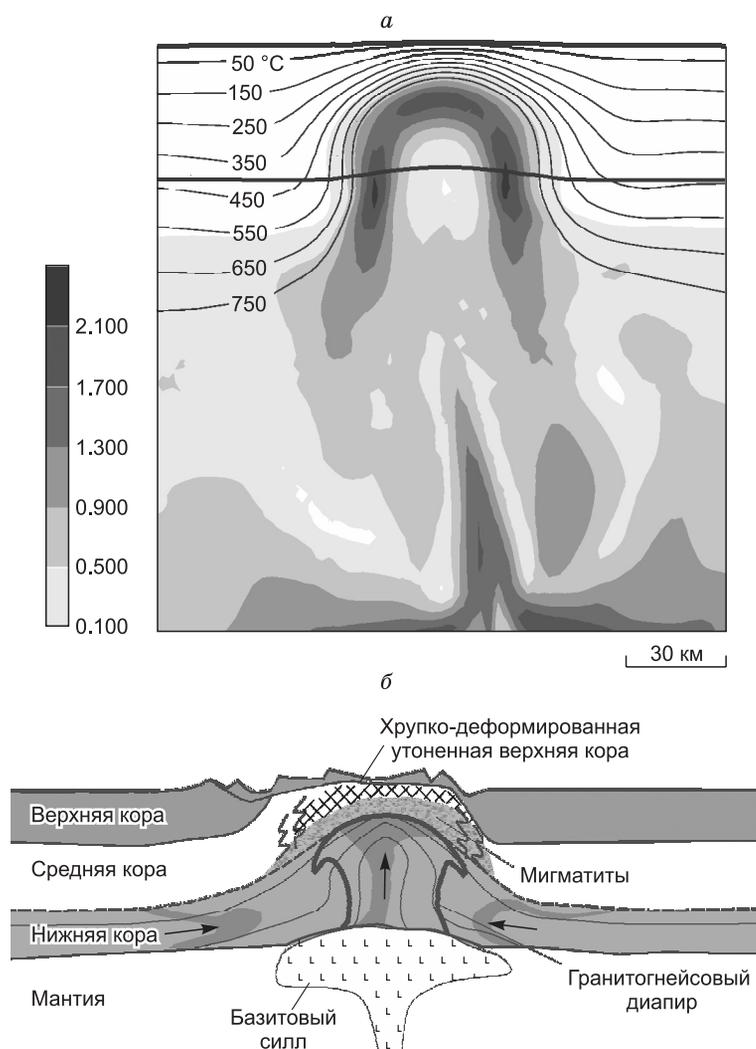


Рис. 8. а — структура поля деформаций и температуры вблизи диапира в момент времени 16 млн лет для модели, показанной на рис. 7, а.

Граница диапира проходит по изотерме 650 °С. Изолиниями показана температура в интервале 0—750 °С, интенсивность деформации в безразмерных единицах показана в тонах серого (шкала слева).

б — обобщенная схема структуры парных мантийно-коровых диапиров, построенная на основе моделирования и геологических данных.

Пояснения в тексте.

щей мантии. Доказательством существования таких промежуточных литосферных камер могут служить оценки глубины резервуаров базитовых магм Виллойской провинции, которая, по данным [Masaitis, 2007], составляет 60 и более 90 км для двух этапов магматизма.

Моделирование гранитогнейсового диапиризма в континентальной коре позволяет сделать количественные оценки параметров подъема магм и тем самым подтвердить или опровергнуть возможность такого механизма для конкретных природных объектов. Одним из ключевых параметров является максимальный уровень подъема гранитных диапировых тел в коре. Модельные оценки максимального уровня размещения диапиров варьируют от 15—12 км [Bittner, Schmeling, 1995] до 1—5 км [Burov et al., 2003]. Модельные результаты и обобщенная модель мантийно-коровых диапиров изображены на рис. 8, а, б. На рис. 8, а показана увеличенная картина распределения температуры вблизи гранитогнейсового диапира (в изолиниях в интервале 50—750 °С) с наложенным полем деформаций (в тонах серого), полученная в модели на рис. 7, а. Максимальные деформации наблюдаются у кровли гранитного диапира в коре и в литосферном канале в наиболее разогретой области. Из анализа численной модели следует, что повышенная температура в зоне, опережающей фронт плавления, значительно понижает вязкость и размягчает вещество коры, но до определенного уровня. В апикальной части диапира положение кровли может достигать уровня 6—8 км (см. рис. 8, б). На такой глубине вещество при скорости подъема в коре порядка 19 мм/год остается в вязкопластичном, но в субсолидусном состоянии, поднимается и растекается, образуя форму купола за счет подъемной силы нижележащего, частично расплавленного материала ядра диапира. Этот результат согласуется с механизмом подъема диапира, предлагаемым в работе [Weinberg, Podladchikov, 1994]. В ней авторы объясняют высокий уровень подъема магмы не термическим размягчением вещества над кровлей диапира, а деформационным разупрочнением, т. е. снижением эффективной вязкости вмещающей среды с неньютоновой реологией согласно зависимости (2). Таким образом, диапиры могут легко транспортировать большие массы магмы через мантию и нижнюю—среднюю кору с вязкопластическими свойствами, не достигая температуры плавления вмещающих пород.

Чтобы применить результаты моделирования к природным процессам, нужно учитывать, какие уровни всплывания фиксируются в реальных диапировых структурах. Эти данные можно получить из оценок наименьшего давления при метаморфизме окружающих пород:

- для Коккосельского купола 4.2—4.8 кбар, что соответствует уровню подъема 15—17 км [Поланский, Ефремов, 1989];
- для куполов Тор-Один 4—5 кбар, т. е. около 14—18 км [Norlander et al., 2002];
- для купола о. Наксос ~3 кбар, т. е. около 11 км [Jansen, Schuiling, 1976];
- для магматического диапира Фангшан 2 кбар, т. е. 6—7 км [He et al., 2009];
- для куполов Д'Антракстро до 2 кбар, при всплывании в режиме изотермической декомпрессии, и на уровень менее 2 кбар, в режиме растяжения верхней коры [Little et al., 2011].

Таким образом, моделирование подтверждает уровень подъема диапиров на глубину до 6—7 км, фиксируемую по литостатическому давлению, определенному с помощью минеральных геобарометров и по структурным соотношениям в природных объектах. По-видимому, подъем на уровень верхней коры может происходить не всегда, а только в обстановке регионального растяжения, которое способствует снижению прочности или тектоническому удалению (unroofing) покровы над ядерной областью купола.

Основной причиной, вызывающей развитие диапиров, в наших моделях является тепло внедрившихся больших объемов магм под основание литосферы, а затем — под основание коры. Имеются разнообразные мнения о причине образования купольных структур. Одно из них обсуждается в работе [Пэк и др., 2012], где считается, что причиной диапиризма является воздействие флюида на протолит гранитогнейсов, что вызывает возникновение морфологической неустойчивости фронта гранитизации. Другой причиной может являться наложение этапов складчатости с образованием куполовидных складок сжатия [Морозов, Гафт, 1985]. Установить причину неустойчивости достаточно сложно, однако в некоторых случаях в областях развития гранитогнейсовых куполов ее удается определить на основе геофизических данных. Например, для куполов Северного Приладожья источником тепла, вероятно, являются мантийные магмы, которые вызывают плавление нижней коры, после чего происходит подъем частично расплавленных масс на более высокие уровни [Балтыбаев и др., 1996]. По данным моделирования, для разреза коры с использованием геофизических данных [Балтыбаев и др., 2009] следует предполагать наличие глубинного обширного магматического тела с плотностью не менее 2.85 г/см³ (базальт?), которое может быть интрузивом основного—ультраосновного состава и представлять собой тепловой источник для формирования «термальных куполов» Приладожья. Размер термических ареалов вокруг куполов Приладожья достигает 50—60 км с температурными аномалиями до 680—780 °С по сравнению с «фоновой», дометаморфической температурой 500—600 °С [Korsman et al., 1999]. Кроме того, влияние гранитоидов на вмещающие породы проявляется в виде порфиробластеза на контакте,

возникновения скарноидов в экзоконтактах, в сложном переслаивании мигматитов и амфиболитового субстрата [Григорьева, Шинкарев, 1981]. Эти факты говорят в пользу диапирового механизма формирования купольных структур в противовес возникновению куполовидных структур за счет наложения систем складчатости.

Длительность действия теплового источника типа мантийного плюма также является важным параметром диапиризма в коре, однако надежные оценки редки. Одним из методов оценок является геохронологическое датирование последовательности базитового и кислого магматизма в пределах единого полихронного магматического ареала. Так, например, длительность формирования Хангайского батолита в Центральной Монголии определена в интервале 268—241 млн лет по возрасту щелочных гранитов и синплутонических интрузий базитов [Ярмолюк и др., 2016]. Проведенное нами моделирование последовательности мантийного и корового диапиризма показывает, что процесс комбинированного бимодального магматизма длится от 20 до 35 млн лет (см. табл. 2). Таким образом, из сравнения данных о продолжительности магматической активности в пределах Хангайского батолита и результатов моделирования можно оценить длительность действия мантийного теплового источника в 20—35 млн лет.

ВЫВОДЫ

В зависимости от принятых реологических параметров при моделировании установлены три разных режима диапиризма.

1. Однократное всплытие диапира. Однократный режим всплытия реализуется при низкой степени плавления с долей расплава около 5 %, при сухой высоковязкой магне в течение около 30 млн лет. Не вызывает плавления в коре.

2. Осциллирующий режим подъема новообразованных порций мантийной магне до подошвы коры с периодичностью 2—3 млн лет.

3. Формирование протяженных магматических тел в форме силла либо под основанием коры (режим андерплейтинга), либо на более глубинном уровне в мантии.

Длительность действия теплового источника в основании литосферы в течение 30 млн лет оказывается достаточной для инициирования и подъема мантийного, а затем корового диапиров. Критический объем частично расплавленного вещества мощностью 7—18 км, способный к всплытию, образуется за «инкубационный» период в течение 4—5 млн лет, после чего начинается всплытие и формируется структура «канал—голова диапира».

Всплытие мантийного диапира до границы кора—мантия длится около 15—35 млн лет, перерыв между базитовым и кислым магматизмом составляет около 5—6 млн лет. Диапиризм реализуется только при определенных реологических свойствах литосферы и частично расплавленного вещества. В случае большого контраста вязкости расплава и литосферы и низкой вязкости расплава происходит растекание в форме силла. В случае небольшого контраста вязкости магне всплывает как диапир. При вязкости частичного расплавленного вещества мантии более 10^{17} Па·с и вещества коры более 10^{19} Па·с, диапировый механизм требует нереально большого времени, которое не соответствует геологическим оценкам. Если эти свойства не достигаются, в литосфере при деформациях возникают трещины и подъем расплава происходит путем трещинных интрузий [Бабичев и др., 2014].

Авторы благодарны чл.-кор. РАН Е.В. Складкову за ценные замечания, которые способствовали улучшению работы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-17-10010, РФФИ (грант 14-05-00188).

ЛИТЕРАТУРА

Бабичев А.В., Полянский О.П., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Математическое моделирование магморазрыва и формирования даек // ДАН, 2014, т. 458, № 6, с. 692—695.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Шульдинер В.И., Козырева И.В. Мейерский надвиг — главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН, 1996, т. 348, № 3, с. 353—356.

Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. М., Наука, 2009, 276 с.

Григорьева Л.В., Шинкарев Н.Ф. Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 3, с. 41—50.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—787.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Взаимодействие термохимического плюма с мантийными свободно-конвективными течениями и его влияние на плавление и перекристаллизацию мантии // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (5), с. 707—721.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилуйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 185—196.

Коробейников С.Н. Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 262 с.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М., Научный мир, 1996, 287 с.

Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранитогнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов / Ред. В.В. Эз. М., Препринт ИФЗ АН СССР, 1985, с. 3—120.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.

Полянский О.П., Ефремов В.Н. Диагностика куполовидных структур Северного Приладожья на основе термодинамических данных и тектонофизического анализа // Геология и геофизика, 1989 (4), с. 43—47.

Полянский О.П., Бабичев А.В., Ревердатто В.В., Коробейников С.Н., Свердлов В.Г. Компьютерное моделирование диапиризма гранитной магмы в земной коре // ДАН, 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.

Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология, 2012, т. 20, № 2, с. 136—155.

Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 163—183.

Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В., Свердлов В.Г. Численное моделирование мантийного диапиризма как причины внутриконтинентального рифтогенеза // Физика Земли, 2014, № 6, с. 124—137.

Пэк А.А., Мальковский В.И., Кориковский С.П. Реакционно-инфильтрационная неустойчивость фронта гранитизации при зарождении и развитии гранитогнейсовых куполов // Петрология, 2012, т. 20, № 3, с. 227—241.

Склярв Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 69—73.

Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А. Метаморфизм и тектоника. М., Изд-во «Интернет Инжиниринг», 2001, 216 с.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Тепловое поле недр Сибири / Ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, Наука, 1987, 196 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 681).

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 457—475.

Bittner D., Schmeling H. Numerical modelling of melting processes and induced diapirism in the lower crust // Geophys. J. Int., 1995, v. 123, p. 59—70.

Brown M. Granite: From genesis to emplacement // Geol. Soc. Amer. Bull., 2013, v. 125, p. 1079—1113.

Buck W.R. Modes of continental lithospheric extension // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, № B12, p. 20161—20178.

Burov E., Cloetingh S. Controls of mantle plumes and lithospheric folding on modes of intraplate continental tectonics: differences and similarities // Geophys. J. Int., 2009, v. 178, № 3, p. 1691—1722.

- Burov E., Jaupart C., Guillou-Frottier L.** Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, p. 2177, doi:10.1029/2002JB001904.
- Carter N.L., Tsenn M.C.** Flow properties of continental lithosphere // *Tectonophysics*, 1987, v. 136, p. 27—63.
- Chopra P.N., Patterson M.S.** The role of water in the deformation of dunite // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 7861—7876.
- Choukroune P., Ludden J.N., Chardon D., Calvert A.J., Bouhallier H.** Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1997, v.121, p. 63—98.
- Droop G.T.R., Brodie K.H.** Anatectic melt volumes in the thermal aureole of the Etive Complex, Scotland: the roles of fluid-present and fluid-absent melting // *J. Metamorph. Geol.*, 2012, doi:10.1111/j.1525-1314.2012.01001.x.
- Escola P.** The problem of mantled gneiss domes // *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1949, v. 104, p. 461—476.
- Griffin W.L., Sturt B.A., O'Neill C.J., Kirkland C.L., O'Reilly S.Y.** Intrusion and contamination of high-temperature dunitic magma: the Nordre Bumandsfjord pluton, Seiland, Arctic Norway // *Contr. Miner. Petrol.*, 2013, v. 165, p. 903—930.
- He B., Xu Y.-G., Paterson S.** Magmatic diapirism of the Fangshan pluton, southwest of Beijing, China // *J. Struct. Geol.*, 2009, v. 31, p. 615—626.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.** Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 79—88.
- Jansen J.B.H., Schuiling R.D.** Metamorphism on Naxos: Petrology and geothermal gradients // *Amer. J. Sci.*, 1976, v. 276, p. 1225—1253.
- Karato S., Wu P.** Rheology of the upper mantle: a synthesis // *Science*, 1993, v. 260, p. 771—778.
- Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group.** The GGT/SVEKA Transect — Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // *Intern. Geol. Rev.*, 1999, v. 41, p. 287—333.
- Kronenberg A.K., Tullis J.** Flow strength of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 4281—4297.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, p. 29—59.
- Little T.A., Hacker B.R., Gordon S.M., Baldwin S.L., Fitzgerald P.G., Ellis S., Korchinski M.** Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea // *Tectonophysics*, 2011, v. 510, p. 39—68.
- Masaitis V.L.** Devonian basalts of Siberian platform, and their heterogenous mantle sources // *Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International symposium. Novosibirsk, Publ. House of SB RAS*, 2007, p. 39—42.
- Mei S., Bai W., Hiraga T., Kohlstedt D.L.** Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 201, p. 491—507.
- Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G., Engdahl R., Hung S.** Finite-frequency tomography reveals a variety of plums in the mantle // *Science*, 2004, v. 303, p. 338—343.
- MSC.MARC users guide.** Santa Ana, MSC.Software Corporation, 2012, 2034 p.
- 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.** Dykes or diapirs? // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh—Earth Sciences*, 1996, v. 87, p. 105—114, doi:10.1017/S0263593300006520.
- Pitcher W.S., Berger A.R.** The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing. New York, Wiley, 1972, 435 p.
- Ranalli G.** Rheology of the Earth. London, Chapman & Hall, 1995, 413 p.
- Rey P.F., Teyssier C., Whitney D.L.** Extension rates, crustal melting, and core complex dynamics // *Geology*, 2009, v. 37, p. 391—394.
- Rosenberg C.L., Handy M.R.** Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // *J. Metamorph. Geol.*, 2005, v. 23, p. 19—28.
- Sandiford M., Van Kranendonk M.J., Bodorkos S.** Conductive incubation and the origin of dome-and-keel structure in Archean granite-greenstone terrains: A model based on the eastern Pilbara Craton, Western Australia // *Tectonics*, 2004, v. 23, TC1009, doi:10.1029/2002TC001452.

Toé W., Vanderhaeghe O., André-Mayer A.-S., Feybesse J.-L., Milési J.-P. From migmatites to granites in the Pan-African Damara orogenic belt, Namibia // *J. African Earth Sci.*, 2013, v. 85, p. 62—74.

Thybo H., Artemieva I.M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // *Tectonophysics*, 2013, v. 609, p. 605—619.

Vanderhaeghe O. Structural development of the Naxos migmatite dome // *Gneiss domes in orogeny* / Eds. D.L. Whitney, C. Teyssier, C.S. Siddoway. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2004, v. 380, p. 211—228.

Van Kranendonk M.J., Collins W.J., Hickman A., Pawley M.J. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia // *Precamb. Res.*, 2004, v. 131, p. 173—211.

Walter M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise in geochemistry. The mantle and core* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, p. 363—394.

Weinberg R.F., Podladchikov Y. Diapiric ascent of magmas through power crust and mantle // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, № B5, p. 9543—9559.

*Рекомендована к печати 24 сентября 2015 г.
М.И. Кузьминьм*

*Поступила в редакцию
24 июня 2015 г.*