

**ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГРАВИТАЦИОННОЙ НЕСТАБИЛЬНОСТИ
ТЕКТОНИЧЕСКИ УТОЛЩЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ*****А.И. Киселев,* И.В. Гордиенко,** В.В.Лашкевич******Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск****Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

В коллизионных орогенах нижняя часть литосферы может отслаиваться (деламинароваться) из-за возникшей инверсии плотностей между астеносферой и более холодной утолщенной литосферной мантией. Обычно в моделях деламинации не рассматриваются плотностные изменения в коре и литосферной мантии, обусловленные фазовыми переходами и вариациями минерального состава при изменении Р-Т условий. Мы акцентируем внимание на то, что эти эффекты могут быть очень важными, возможно преобладающими по отношению к эффекту простого изменения термальной структуры мантии. В статье изложены результаты численного моделирования с помощью программного комплекса "Селектор" эволюции базальтов нижней коры, а также изменения фазового состава и плотности нижележащего перидотита, обусловленных тектоническим утолщением литосферы и ее погружением в астеносферу. Для нижней коры с увеличением глубинности основные гранулиты (базальты) переходят в эклогиты, при этом на принятой границе кора–мантия ($P=20$ кбар) отмечается инверсия плотностей, так как новообразованный эклогит на 6 % тяжелее нижележащего перидотита (абиссального перидотита, по Ф. Бойду). Разница в плотностях является потенциальной энергией деламинации эклогитовой части коры. По условиям моделирования нижней границе литосферы соответствуют $P=70$ кбар и $T=1300^\circ\text{C}$. Принимая адиабатическое распределение температуры в астеносфере, ее значение при данных параметрах оценивается в пределах $1350\text{--}1400^\circ\text{C}$. Инверсия плотности в сухих условиях достигается только при изохимичности составов литосферы и астеносферы за счет перепада температур в 100°C . Однако разница в плотностях при этом составляет всего 0.0022 %. Вещественные различия двух других модельных составов астеносферы (примитивная мантия, лерцолит КН) по отношению к литосфере (абиссальному перидотиту) не компенсируются более высокой температурой. Плотность астеносферы получается более высокой, чем плотность низов литосферы. Инверсия плотностей достигается, если допустить присутствие в составе астеносферы, аналогичном составу примитивной мантии или лерцолиту КН, соответственно, не менее 1.40 и 0.83 мас.% условно нейтрального флюида. Такое количество флюида явно завышено и совершенно не согласуется с современными оценками содержания флюидов в мантии. Следовательно, только флюидсодержащая астеносфера, отвечающая составу деплетированной мантии срединно-океанических хребтов (DMM) – резервуару, существующему с докембрия, – является наиболее подходящей средой для деламинации утолщенной литосферы. В настоящей модели абиссальный перидотит ближе всего соответствует DMM по отношению к другим, более фертильным составам астеносферы. Адвекция тепла, связанная с подъемом флюидосодержащих плюмов, далеко отстоящих по времени от коллизионных событий, может провоцировать повторную деламинацию гравитационно нестабильных частей литосферы.

Ключевые слова: деламинация, литосфера, астеносфера, коллизионный ороген, эклогиты, моделирование.

ВВЕДЕНИЕ

Механическое отслоение и удаление нижних частей мантийной литосферы обычно называют деламинацией безотносительно к тому, какой механизм ее обеспечивает. Впервые термин "деламинация" был

предложен П. Бердом [11], согласно которому литосферная мантия отщепляется от вышележащей коры благодаря подъему и внедрению между ними астеносферного материала. В это же время Г. Хаусман и др. [18] предложили другой механизм, который обусловлен гравитационной (конвективной) нестабиль-

ностью низов тектонически утолщенной литосферы, сопровождаемой полным или частичным отделением ее мантийной части и погружением в астеносферу. Вместо широко используемого термина "деламинация" иногда применяют выражение [21] "разрушение мантийного корня" (mantle unrooting).

Сравнительно недавно деламинация стала использоваться как альтернатива в объяснении быстрых региональных поднятий и растяжений, сопровождаемых литосферным утонением, увеличением магматической активности в складчатых областях. Деламинация подразумевает отрыв и быстрое погружение низов тектонически утолщенной литосферы в астеносферную мантию вследствие инверсии плотностей в постколлизийный период. Потенциальная энергия, управляющая этим процессом, реализуется, когда горячая низкоплотностная астеносферная мантия замещает отделившуюся часть холодной, плотной литосферы и взаимодействует с ее оставшейся утоненной частью. Термическое и механическое воздействие астеносферы на утоненную деламинацией литосферу рассматривается как главная причина постколлизийного магматизма, в том числе и батолитообразования в складчатых областях, испытавших мощное тектоническое утолщение во время коллизии. Среди отечественных исследователей В.В. Белоусов [2] был одним из первых, кто рассматривал инверсию плотностей между астеносферой и литосферной мантией как причину активизации тектонических движений. Цель настоящей статьи состоит в исследовании путем численного моделирования влияния вещественных различий между литосферой и астеносферой, а также фазовых переходов на возможность механического разрушения низов литосферы после ее тектонического утолщения. Рассматриваются некоторые следствия деламинации в их структурном и вещественном выражении.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕХАНИЧЕСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ (ДЕЛАМИНАЦИИ) НИЖНИХ ЧАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Литосфера обычно рассматривается как прочный подвижный поверхностный слой, способный выдерживать высокие касательные (до 1 кбар) напряжения в отличие от менее прочной нижележащей астеносферы. Следует подчеркнуть, что определение литосферы основано на реологических характеристиках, а не на ее вещественном составе, латерально меняющемся от континентов к океанам, особенно на коровом уровне. С позиций реологии, литосфера имеет двухслойное строение. Верхний механический граничный слой (МГС) обладает свойствами упруго-

го жесткого тела, которое подвергается хрупкому разрушению [8]. Ниже изотермы $650 \pm 100^\circ\text{C}$ находится термальный граничный слой (ТГС), в пределах которого литосфера ведет себя как вязкий (хрупкопластичный) флюид, способный течь, но передающий глубинное тепло кондуктивным путем с глубин, где температура близка температуре солидуса мантийных пород. Время жизни ТГС зависит от скорости его роста и вязкости. Его собственный вес является причиной его неустойчивости. Если ТГС испытывает воздействие со стороны плюма или утолщается в орогенных поясах, то он становится нестабильным уже до того, как он стал бы внутренне нестабильным путем простого охлаждения. Нижняя часть ТГС не может выдерживать высокий стресс и оставаться сцепленной с механическим граничным слоем в течение длительного периода времени. Деструкция континентальной литосферы путем частичного или полного механического отделения ТГС вследствие его конвективной неустойчивости, вызванной быстрым утолщением, определяется как термальное утонение [18], по результату аналогичное деламинации (рис. 1).

Исходя из оценок поверхностного теплового потока, сейсмологических и термобарометрических данных, мощность океанической литосферы оценивается в 75–100 км [6], а континентальной – до 200 км и более.

Стабилизация литосферы определяется не только простым охлаждением мантийного вещества, но и его химической стратификацией. В зонах спрединга новообразованная океаническая литосфера – горячая и тонкая. Изменение толщины литосферы контролируется динамикой ее теплового баланса. По мере удаления от конструктивных границ плит мощность литосферы увеличивается за счет медленного кондуктивного остывания. Литостатическое равновесие между литосферой и астеносферой обусловлено частичным плавлением поднимающегося астеносферного вещества на границе плит и дифференциальным движением расплавленной и твердой фаз. Удаление базальтовой жидкости из астеносферного перидотитового субстрата приводит к понижению его плотности за счет потери части железа и к увеличению температуры солидуса. Однако химическое производство дефицита масс при образовании литосферы может частично аннулироваться появлением избытка масс при ее охлаждении [19].

В общем случае, когда комбинируются термальный и вещественный параметры, определяющие мантийную литосферу, она имеет более низкую плотность, чем нижележащая астеносфера. Однако в процессе сжатия литосфера становится более плотной,

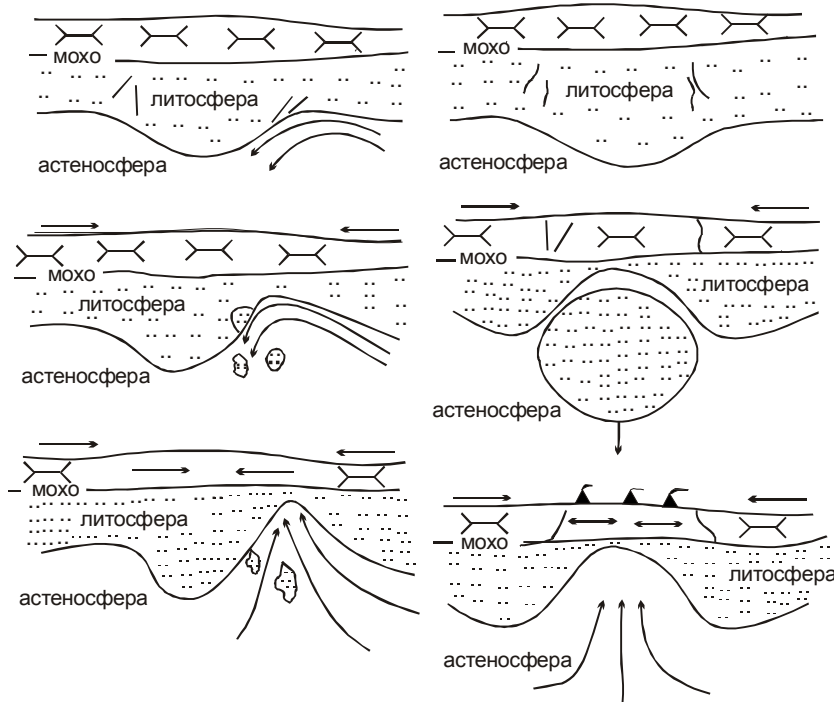


Рис. 1. Графическое представление деламинации литосферы (слева – по П. Берду [11], справа – по Дж. Хаусману и др. [18]). Заимствовано у [21].

толстой и нестабильной вследствие ее квазиизотермического «вдавливания» в астеносферу. В этих условиях литосфера может деламинироваться, т. е. отслаиваться в своей нижней части, но только после критического количества сокращения, которое определяется разницей плотностей между астеносферной и литосферной мантией при определенных P-T параметрах. Теоретическая возможность появления избыточной плотности литосферы относительно астеносферы может быть реализована в коллизионных орогенах, где компрессионное утолщение литосферы сменяется коллапсом растяжения. Деламинация при этом играет решающую роль.

Наряду с тектоническим утолщением литосферы, значительный вклад в инверсию плотностей между литосферой и астеносферой оказывает фазовый переход базальта в более плотную модификацию – эклогит [1, 7]. При этом низкобарический пироксен-плаггиоклаз-оливиновый парагенезис минералов превращается в высокобарический эклогит, сложный пироповым гранатом и омфацитом. Плотность эклогита сопоставима или может превышать плотность нижележащей мантии. Эклогитизация может происходить как в нижней коре, так и в литосферной мантии. Если базальтовые расплавы превращаются в эклогиты в мантии, то каждые 10 % эклогиты будут увеличивать ее плотность примерно на 1% [20]. Вклад нижней коры в деламинационный процесс зависит от ее плотности, которая определяет направление движения нижнекорового материала. В

континентальных регионах с тонкой корой (< 45 км) нижняя кора при любых вариациях состава должна иметь плотность более низкую, чем у мантии. В этом случае материал коры может течь (особенно в присутствии расплава) латерально или в направлении к поверхности. Наоборот, в районах, где сжатие приводит к утолщению коры до 50 км и более (в Тибете – до 70 км), породы базальтового состава в нижней коре испытывают большое плотностное увеличение при переходе в эклогиты и имеют тенденцию к погружению. Как показано С. Соболевым и А. Бабейко [28], мощность коры ограничивается максимальной величиной этих фазовых превращений, потому что породы базальтового состава классифицируются (по плотности и сейсмическим скоростям) как «кора», если они имеют габброидную минералогию, но как «мантия», если они имеют эклогитовую минералогию. Отсюда следует, что не только литосферная мантия приобретает отрицательную плавучесть, но и что самая нижняя часть утолщенной коры, если она базальтового состава, также вносит вклад в отрицательную плавучесть. В регионах с толстой корой если литосферная мантия деламинирует, то вместе с ней деламинирует и нижняя часть коры.

Термальное утонение без адвекции тепла как альтернатива деламинации нереально, так как кондуктивный массоперенос и радиоактивный разогрев – очень медленные [29]. За короткие временные интервалы, соответствующие наблюдаемым тектоническим преобразованиям в орогенических зонах, не-

возможны нагрев и размягчение больших объемов литосферной мантии для их превращения в астеносферу.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАЗОВЫХ И ПЛОТНОСТНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ ПРИ ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОМ УТОЛЩЕНИИ

Обычно в стандартных моделях деляминации не рассматриваются плотностные изменения в коре и литосферной мантии, обусловленные фазовыми изменениями и вариациями их состава при тектоническом утолщении. Мы акцентируем внимание на то, что эти эффекты могут быть очень важными, возможно преобладающими по отношению к эффекту простого изменения термальной структуры мантии. В этом разделе изложены результаты численного моделирования эклогитизации базальтовой нижней коры, а также изменения фазового состава и плотности нижележащего перидотита, обусловленных тектоническим утолщением литосферы и ее погружением в астеносферу.

Концептуальная основа построения модели показана на рис. 2, где изображено положение геотерм и разрезов литосферы до и после литосферного утол-

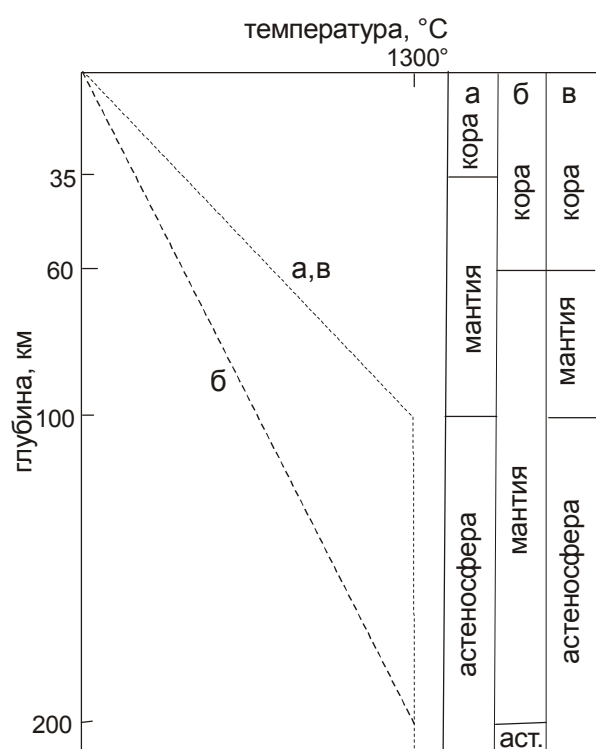


Рис. 2. Условное изображение положения разрезов и геотерм литосферы до и после тектонического утолщения с последующей деляминацией, по [14] с небольшими добавлениями.

щения с последующей деляминацией. Принятые модельные составы нижней коры, литосферной мантии и астеносферы приведены в таблице 1. Химический состав нижней коры представляют кварцевый толеит и щелочной оливиновый базальт, которые использовались в экспериментах по фазовому переходу базальта в эклогит [7]. Состав абиссального перидотита, характеризующий постархейскую литосферу [12], использован в модели как аналог литосферной мантии. Количественные оценки валового состава астеносферы четко не определены. Поэтому в качестве двухсторонних ограничений ее состава приняты примитивная мантия (A1), по [22], и абиссальный перидотит (A3). Слабо истощенный шпинелевый лерцолит из Килбоурн Холл (Мексика) взят как модельный состав астеносферы (A2), промежуточный между составами примитивной мантии и абиссального перидотита [9]. Следует подчеркнуть, что примитивная мантия является наиболее плотной и фертильной в ряду возможных модельных составов астеносферы, в той или иной степени обедненной базальтовой составляющей, и, скорее всего, может соответствовать астеносфере ранних этапов эволюции мантии в раннем докембрии.

Существуют также геологические предпосылки для суждения о вещественном составе астеносферы. Некоторые перидотитовые орогенные массивы (Ланцо в Италии, Лерц во Франции и другие) рассматриваются как примеры локального контакта и взаимодействия литосферы и астеносферы [24]. В пределах этих массивов к астеносферному веществу отнесены неметасоматизированные порфирокластические плагиоклазовые и шпинелевые перидотиты, по составу отвечающие DMM (деплегированной мантии океанических хребтов). Как полагают, DMM, фрагментами которой являются альпинотипные офиолиты и абиссальные перидотиты, представляет глобальный резервуар, существующий с докембрия, частью которого является астеносфера [23].

Инструментом моделирования послужил программный комплекс расчета равновесных минеральных парагенезисов "Селектор" [5] на базе принятых модельных составов (табл. 1) и P-T параметров, соответствующих геотерме, характеризующей тектонически утолщенную литосферу (рис. 3). Одним из исходных условий моделирования является то, что утолщение происходит в изотермических условиях при постоянстве температуры подошвы литосферы (1300°C), сопровождается только уменьшением температурного градиента в литосферной колонне. Температура астеносферы на глубине 200 км в нашей модели принята равной 1400°C, исходя из адиабати-

Таблица 1. Модельные составы нижней коры (1, 2), литосферной мантии (3) и астеносферы (3, 4, 5).

Оксиды	Бедный щелочами кварцевый толеит	Щелочной оливиновый базальт	Абиссальный перидотит А3	Шпинелевый лерцолит А2	Примитивная мантия А1
	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.88	45.39	43.60	44.80	44.80
TiO ₂	2.14	2.52	0.02	0.12	0.21
Al ₂ O ₃	13.89	14.69	1.18	3.34	4.45
Fe ₂ O ₃	2.84	1.87	0.00	0.00	0.00
FeO	9.65	12.42	8.22	8.72	8.40
MgO	8.48	10.37	45.20	39.24	37.20
CaO	10.82	9.14	1.13	3.14	3.60
Na ₂ O	1.84	2.62	0.02	0.27	0.34
K ₂ O	0.08	0.78	0.00	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.22	0.02	0.00	0.01	0.02
MnO	0.16	0.18	0.14	0.00	0.14
Cr ₂ O ₃	00.00	0.00	0.22	0.46	0.43
NiO	0.00	0.00	0.00	0.26	0.27
Сумма	100.00	100.00	99.73	100.07	99.89

Примечание. 1-2 – по [7], 3 – по [12], 4 – среднее из 8 анализов по [9], 5 – по [22]. NiO, P₂O₅ и Cr₂O₃ в расчетах не участвуют.

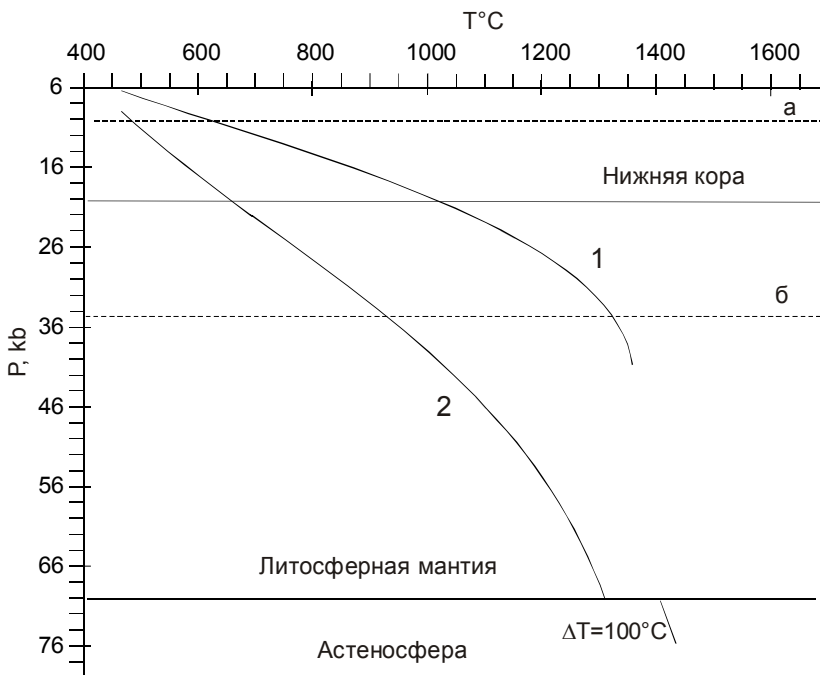


Рис. 3. Геотермы до (1) и после (2) тектонического утолщения литосферы.

1 – континентальная геотерма (50 мВт/м²), по [26]. 2 – рассчитанная геотерма при условии постоянства температуры у основания литосферы (1300°C) до и после утолщения. Пунктиром показано исходное положение основания нижней коры (а) и литосферной мантии (б).

ческого градиента в ее пределах порядка 0.5°C/км. Таким образом, разрез литосферы (нижняя кора + литосферная мантия) и верхней части астеносферы представляет собой три подстраивающих друг друга, закрытых в термодинамическом смысле системы с заданными валовыми составами и соответствующими P-T параметрами. Суть моделирования состоит в определении равновесных минеральных парагенезисов и их плотностей в рамках заданных давлений, температур в соответствии с принятой геотермой (рис. 3) и списком вероятных минеральных фаз от-

дельно для каждой системы и, в конечном счете, в выяснении возможности инверсии плотностей в областях перехода от коры к литосферной мантии и от последней – к астеносфере.

По условиям моделирования химические составы (системы), представляющие нижнюю кору, литосферную мантию и астеносферу, не содержат флюидной фазы и могут быть описаны десятью независимыми компонентами (Al, Ca, Fe, Mg, Mn, K, Na, Si, Ti, O). Добавление «нейтрального» флюида (C-O-H-N) в состав астеносферы осуществлялось на

последних шагах моделирования для оценки его влияния на плотность. При выборе вероятных зависимых компонентов (минеральных фаз) в системах использовалась взаимосогласованная база термодинамических свойств минералов [17]. Выбранные фазы (минералы) представлены твердыми растворами в их идеальной смесимости и отдельными компонентами, список которых приводится ниже (курсивом выделены твердые растворы):

Ортопироксен – Орх (энстатит + ферросилит); *оливин* – ОI (форстерит + фаялит + тефроит); *клинопироксен* – Срх (диопсид + геденбергит + Са-чермакит + Mg-чермакит + акмит + лейцит); *гранат* – Gr (альмандин + андрадит + гроссуляр + пироп + спескартин); *шпинель* – Sp (герцинит + Mg-шпинель); *плаггиоклаз* – Pl (альбит + анортит); *магнетит* – Mt (магнетит + магнезиоферрит + ульвошпинель); *ильменит* – Ilm (ильменит + гейкилит + пиррофанит); андалузит – And, кианит – Ky, силлиманит – Sil, корунд – Cor, кварц – Q, кристобалит – Crb, тридимит – Td, коэсит – Co, стишовит – St, гематит – Hm, железо металлическое – Fe, периклаз – Per, рутил – Ru.

Вычисление объемов миналов твердых растворов проводилось по методике, приведенной в [17].

Сумма объемов миналов равна объему фазы и, соответственно, величина отношения вес/объем является чистой плотностью породы. Изменение плотности в зависимости от давления и температуры связаны как с фазовыми переходами (типа шпинель–гранат или кварц–коэсит), так и с перераспределением элементов между фазами при изменении P-T параметров. По расчетам равновесия в мультисистеме, состоящей из трех систем в координатах T = 400–1300 и 1400°C и P = 6–20, 20–70, 70–75 кбар, определены равновесные парагенезисы минеральных фаз, их количественный состав и плотность (рис. 4). Для нижней коры с увеличением глубинности очевидна смена гранулитового парагенезиса эклогитовым. При этом происходит существенное увеличение плотности. Разница в содержании петрогенных компонентов в модельных составах нижней коры не отразилась существенным образом на плотностных различиях новообразованных эклогитов.

На границе нижняя кора – мантия (P=20 кбар) отмечается резкая инверсия плотностей: абиссальный перидотит здесь примерно на 6% легче, чем эклогит. Аналогичная ситуация отмечается в орогенном поясе Квинлинг-Даби, в котором неизме-

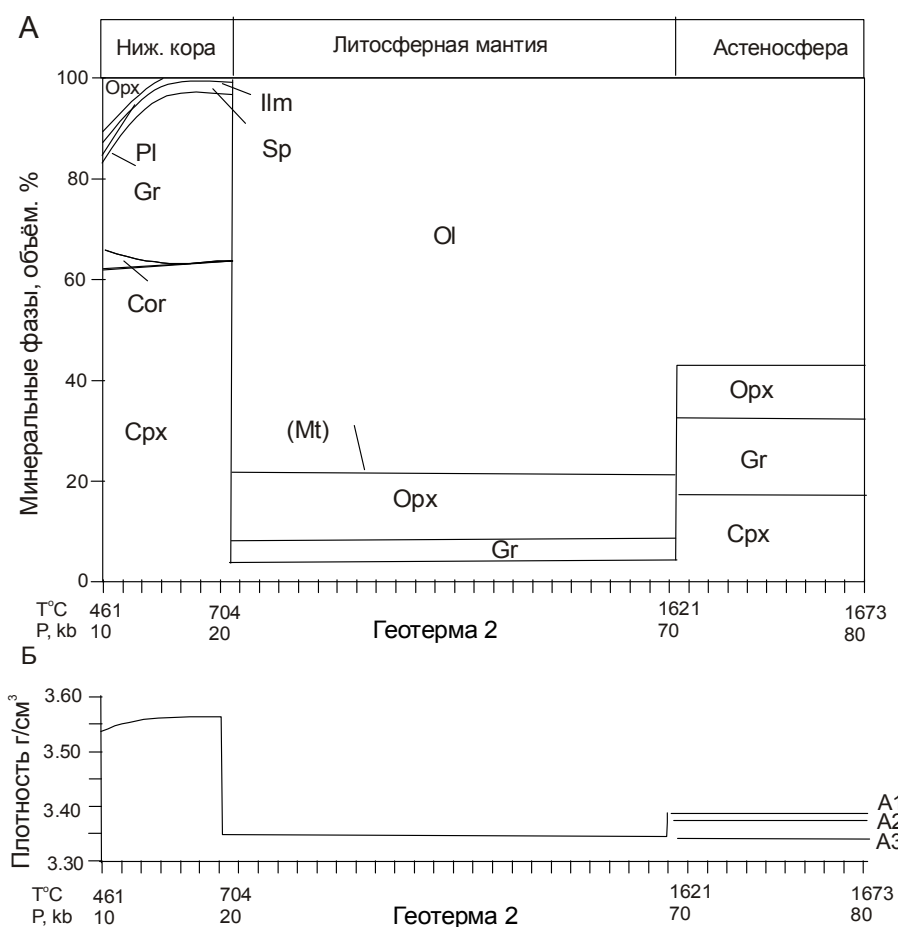


Рис. 4. А – Результаты расчета равновесных минеральных парагенезисов для нижней коры, литосферной мантии (A3) и астеносферы (A1) после тектонического утолщения в соответствии с геотермой 2 (см. рис. 3). Б – рассчитанные плотности и их вариации на границах: нижняя кора–литосферная мантия–астеносфера в сухих условиях при разных модельных составах астеносферы (табл. 1, A1, A2, A3).

ненные эклогиты нижней коры имеют плотность $3.47 \pm 0.04 \text{ г/см}^3$, которая на 0.2 г/см^3 выше, чем плотность перидотитовых ксенолитов, представляющих верхнюю мантию Восточного Китая [15]. Отмеченная выше разница в плотностях является движущей силой деляминации эклогитов, которая имеет важное значение в эволюции континентальной коры и корово-мантийном взаимодействии.

По условиям моделирования нижней границе литосферы соответствуют $P=70 \text{ кбар}$ и $T=1300^\circ\text{C}$. Температура астеносферы на 100°C выше. Этот температурный перепад связан условно с "мгновенным" погружением основания блока утолщенной литосферы в горячую область астеносферы ($T = 1400^\circ\text{C}$). Данное допущение следует из соотношения времени тектонических, метаморфических и магматических событий в эволюции коллизионных орогенов и времени (более длительного) термальной релаксации утолщенной литосферы при кондуктивной передаче тепла из глубин. Рассчитанная плотность астеносферы в пограничной области получилась выше, чем у литосферы (рис. 4Б). Это связано с тем, что существенные различия между модельными составами для литосферы (А3 – абиссальный перидотит) и астеносферы (А1 – примитивная мантия, А2 – лерцолит КН) оказались слишком велики, чтобы быть скомпенсированными принятой разницей температур (100°C) между ними. Эти различия выражены в разном количественном содержании оливина, граната, клино- и ортопироксена в литосферной мантии и астеносфере (рис. 4А). В сухих условиях инверсия плотностей за счет температурной разницы между литосферой и астеносферой достигается только при одинаковом их составе и составляет $0.0022 \text{ мас.}\%$. Инверсия плотностей между астеносферой, представленной составами А1 и А2, и литосферой в этом варианте достигается лишь при содержании в них, соответственно, не менее 1.4 и $0.83 \text{ масс.}\%$ условного нейтрального флюида (рис. 5). Эти величины превышают оценочное содержание флюида в примитивной мантии ($0.8 \text{ мас.}\%$, по [4]). Инверсия плотностей возрастет, если добавить 30 км эклогитовой коры к 170 км перидотитовой мантии, поскольку произойдет увеличение плотности литосферной мантии примерно на 1% .

Современные оценки содержания флюидов для мантии в целом неопределенны и ограничиваются сравнительно низкими величинами: для H_2O – от 0.04% [3] до 0.1% [7] и 0.83% – для сложного флюида в примитивной мантии [4]. Отсюда следует, что только флюидсодержащая астеносфера, отвечающая составу DMM, является наиболее подходящей средой для деляминации тектонически утолщенной литосферы. В настоящей модели абиссальный перидо-

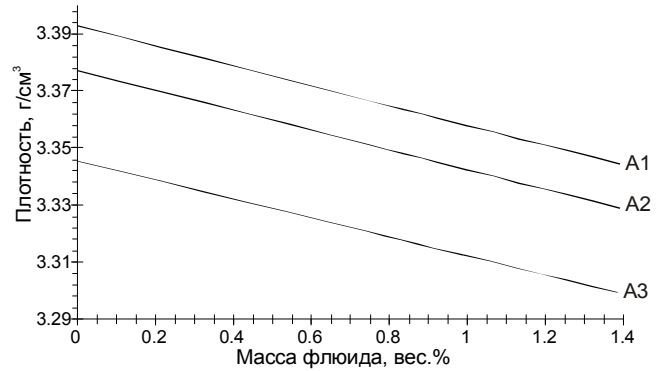


Рис. 5. Полученная зависимость плотности модельной астеносферы от содержания в ней флюида (С-О-Н-N) у основания литосферы ($T=1600^\circ\text{C}$, $P_{\text{общ}}=70 \text{ кбар}$). А1 – абиссальный перидотит, А2 – шпинелевый лерцолит КН, А3 – примитивная мантия.

тит ближе всего соответствует резервуару DMM. Более фертильные составы астеносферы (лерцолит КН, примитивная мантия) разрешают деляминацию только при неправдоподобно высоком содержании в их составе флюидов.

Полученные результаты численного моделирования в целом подтверждают вероятность деляминации как на границе нижняя кора–мантия в сухих условиях вследствие эклогитизации нижней коры базитового состава, так и на границе литосфера–астеносфера. На уровне литосфера–астеносфера деляминация в сухих условиях возможна только в случае изохимичности их составов. В других случаях необходимо предположить присутствие в астеносфере определенного количества флюидной фазы, которая понижает не только ее плотность, но и вязкость.

ПРИМЕРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕЛАМИНАЦИОННОГО МАГМАТИЗМА

Благоприятные условия для деляминации возникли в пределах периодически появляющихся коллизионных орогенов. Здесь ей предшествовало латеральное сокращение и утолщение коры и литосферы в целом. Тектоническое увеличение мощности литосферы после главного этапа деформации сопровождалось заглублением основания литосферы, погружением изотерм, уменьшением геотермического градиента относительно исходного состояния. Возвращение изотерм в прежнее положение после двойного утолщения литосферы с начальной мощностью 100 км при кондуктивном нагреве снизу требует около 130 млн лет [18]. Однако в реальной ситуации двойное утолщение литосферы в зонах континентальной конвергенции может произойти в течение

30–50 млн лет, что согласуется с временными соотношениями между деформацией, метаморфизмом и магматизмом во внутриконтинентальных складчатых подвижных поясах. Отсюда следует, что кондуктивный разогрев утолщенной литосферы не может обеспечить за короткое время термальные условия для регионального метаморфизма и гранитообразования.

Сильное уменьшение мощности литосферы посредством деляминации обеспечивает условия для быстрого прогрева оставшейся части литосферной мантии и нижней коры по отношению к утолщенной литосфере, которые, в свою очередь, обеспечивают региональный метаморфизм и плавление коры. Источником нагрева является горячее астеносферное вещество, а также продуцируемые астеносферой базальтовые расплавы, подстилающие основание коры или внедряющиеся в более высокие ее горизонты. Деляминация создает условия для посторогенного растяжения и поднятия территории в местах ее проявления. В коллизионных орогенах предделяминационное коровое утолщение сопровождалось метаморфизмом коровых пород, отвечающим эклогитовой фации в низах коры. Деляминация вызывала повышение теплового потока, магматизм и позднеорогенное растяжение, образование пологолежащих структур растяжения при чистом сдвиге на глубоких уровнях коры и в виде простого сдвига с детачментом на верхнекоровых уровнях. Постделяминационный коллапс, вызванный отслоением литосферного корня, характеризуется растяжением в виде трансенсии (локальные растяжения в сдвиговых зонах) и изотермическим поднятием территории. В течение этой фазы вертикальное сокращение мощности коры характеризуется развитием субгоризонтальных гнейсовых структур с пластинами гранитов, внедрившихся в сдвиговую зону ниже верхнекорового растягивающего детачмента. Образование большого количества гранитов синхронно быстрому адвективному утонению литосферы, вызывающему ослабление коры и ее растяжение. В пределах метаморфитов амфиболитовой фации субгоризонтальные структуры растяжения нередко содержат линзовидные будины – остатки образований эклогитовой фации со структурами раннего субвертикального сжатия, указывающие на присутствие эклогитового основания коры в фазу ее утолщения [13].

Проявления деляминации под регионами, недавно испытывавшими тектоническое утолщение, относительно хорошо распознаваемы. Это быстрое поднятие и изменение поля напряжений, ощутимые изменения в коровом и мантийном магматизме, отражающем изменения в термальной и веществен-

ной структуре литосферы. Признаки деляминационной тектоники и магматизма, относящихся к кайнозой, обнаруживаются в южной части плато Пуна в Центральных Андах [20] и на севере Тибетского плато [10].

Впервые деляминация была использована П. Бердом [11] как механизм, объясняющий образование плато Колорадо. Наиболее показательным примером деляминации в недавнем прошлом является плато Пуна в Аргентине. Наличие сейсмического "окна", т. е. отсутствие землетрясений под данным плато, геохимическая специфика мафических лав в его пределах (OIB-тип) объясняются деляминацией части континентальной литосферы. Деляминированный блок, содержащий коровую и мантийную части литосферы, был вовлечен в астеносферную циркулирующую систему над погружающимся слэбом. Имеется также достаточно примеров структурного и вещественного выражения деляминации и в других молодых орогенах [16].

Вероятно, в далеком прошлом во время суперконтинентальных аккреций деляминация проявлялась более широко. Она могла быть важным элементом в механизме генерации сиалической коры в архее [27], а также обеспечивать сокращение мощной кратонной литосферы в периоды апвеллинга низкоплотного горячего мантийного материала к основанию кратонов [25]. Наряду с субдукцией, деляминация должна вносить весомый вклад в рециклинг литосферы. Выявление относящихся к деляминации магм в древних орогенах может быть единственным путем для установления деляминации в прошлом, потому что магмы по сравнению с другими признаками являются наиболее сохранным индикатором.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеются геологические и геофизические предпосылки к утверждению того, что в коллизионных орогенах литосфера становится гравитационно неустойчивой и может деляминироваться как путем удаления утолщенной эклогитовой части нижней коры, так и удаления мантийного литосферного корня в целом из-за возникшей инверсии плотностей при тектоническом утолщении. Обычно в моделях деляминации не рассматриваются плотностные изменения в коре и литосферной мантии, вызванные фазовыми переходами и вариациями минерального состава при изменении P-T условий. Эти эффекты могут быть очень важными, возможно преобладающими по отношению к эффекту простого изменения термальной структуры мантии.

В результате моделирования эклогитизации базальтов нижней коры, а также изменения фазового состава и плотности нижележащего перидотита, обусловленных тектоническим утолщением литосферы и ее погружением в астеносферу, определены условия изменения ее плотностной структуры. Для нижней коры с увеличением глубинности основные гранулиты (базальты) переходят в эклогиты. При этом на границе кора–мантия ($P=20$ кбар) происходит инверсия плотностей, поскольку эклогит на 6 % тяжелее нижележащего перидотита. Разница в плотностях является потенциальной энергией деляминации эклогитовой части коры.

Инверсия плотности на границе литосфера–астеносфера достигается только при равенстве их химических составов за счет перепада температур в 100°C и составляет всего лишь 0.0022 %. Вещественные различия двух других модельных составов астеносферы (лерцолит КН и примитивная мантия) по отношению к литосфере не компенсируются ее более высокой температурой. Плотность астеносферы получается более высокой, чем плотность низов литосферы. Инверсия плотностей достигается, если допустить присутствие условно нейтрального многокомпонентного (С-О-Н-N) флюида в количествах не менее 1.40 мас.% и 0.83 мас. % соответственно в примитивной мантии и лерцолите КН, имитирующих фертильную астеносферу. Подобные содержания флюидов в мантии кажутся чрезмерными и не согласуются с данными экспериментальной и теоретической петрологии. Следовательно, только флюидсодержащая астеносфера, отвечающая составу деплетированной мантии срединно-океанических хребтов (ДММ), является наиболее подходящей средой для деляминации литосферы. В настоящей модели этому резервуару ближе всего соответствует абиссальный перидотит.

Адвекция тепла плюмами, далеко отстоящими по времени от коллизионных событий, может провоцировать повторную гравитационную нестабильность и деляминацию нижних частей литосферы вследствие уменьшения плотности астеносферы, вызванной повышением температуры и увеличением в ее составе флюидной фазы. Это, возможно, отражается на томографических разрезах «аномальной мантии» современных областей тектонотермальной активности латеральным чередованием относительно высокоскоростных (холодных литосферных?) и низкоскоростных (горячих астеносферных) частей мантийного вещества.

Авторы выражают благодарность Е.В. Артюшкову за критические рассмотрение статьи и замеча-

ния, позволившие конкретизировать исходные параметры для численного моделирования деляминации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 02-05-65286, НШ-767.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материалов. М.: Недра, 1978. 232 с.
3. Драйбус Г., Ягоутс Э., Венке Х. Вода в верхней мантии // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 269–275.
4. Зотов А.И. К проблеме источников трансмагматических флюидов // Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989. С. 38–45.
5. Карпов И.К., Чудненко К.В., Кулик Д.А., Авченко О.В., Бычинский В.А. Минимизация энергии Гиббса в геохимических системах методом выпуклого программирования // Геохимия. 2001. № 11. С. 1207–1219.
6. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
7. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Изучение фазовых переходов // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 574–589.
8. Anderson D.L. The sublithospheric mantle as a source for continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 123. P. 269–280.
9. Basaltic volcanism on the terrestrial planets (Basaltic volcanism study project, 1976–1979). Pergamon Press, N.Y. 1981. 1286 p.
10. Beghoul N., Barazangi M., and Isacks B.L. Lithospheric structure of Tibet and Western North America: mechanisms of uplift and a comparative study // J. Geophys. Res. 1993. V.98, N B2. P. 1997–2016.
11. Bird P. Continental delamination and the Colorado plateau // J. Geophys. Res. 1979. V. 84, N B13. P. 7561–7571.
12. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96, N S. P. 15–26.
13. Dewey J.F. The fabrics of orogens // Centennial congress (1995). Ext. Absr. 1995. V. 1. P. 291–294.
14. England P., Houseman G. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B12. P. 17561–17579.
15. Gao Sh., Zhang B., Jin Zh., Kern H. Lower crustal delamination in the Qinling-Dabie orogenic belt // Science in China (Ser. D). 1999. V. 42, N 4. P. 423–433.
16. Girbacia R., Frisch W. Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpatian subduction retreat // Geology. 1998. V. 25, N 7. P. 611–614.
17. Holland T.J.B., and Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V.16. P. 309–343.
18. Houseman J.A., McKenzie D.P., and Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geophys. Res. 1981. V.86, N B7. P. 6115–6132.

19. Jordan Th.H. Composition and development of the continental tectosphere // *Nature*. 1978. V. 274, N 5671. P. 544–548.
20. Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V.219, N 1–3. P.177–189.
21. Marotta A.M., Fernandez M., Sabadini R. Mantle unrooting in collisional setting // *Tectonophysics*. 1998. V. 296, N 1–2. P. 31–46.
22. McDonough W.F. Constrains on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 101 P. 1–18.
23. Menzies M.A. Cratonic, circumcratonic, and oceanic mantle domains beneath the Western United States // *J.Geophys. Res.* 1989. V. 94, N B6. P. 7899–7915.
24. Menzies M.A., Bodinier J.L, Thirlwall M., Downes H. Asthenosphere-lithosphere relationships within orogenic massifs / 5-th Intern. Kimberl. Conf. Txt. Abstr., Brasilia. 1991. P. 281–284.
25. O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Dyomani Y. Are lithosphere forever? // 7th Kimberl. Conf. Ext. Abst. Cape Town. 1998. P. 646–648.
26. Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // *Tectonophysics*. 1977. V. 38, N 3–4. P. 279–296.
27. Rudnik R.L. Making continental crust // *Nature*. 1995. V.378, N 6557. P. 571–578.
28. Sobolev S.V., Babeyko A.Y. Phase transformations in the lower continental crust and its seismic structure. In : Properties and processes of Earth's lower crust // *Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr.* 1989. P. 311–320.
29. Yuen D.A., Fleitout L. Thinning of the lithosphere by small-scale convection destabilization // *Nature*. 1985. V. 313. P. 125–128.

Поступила в редакцию 28 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

A.I. Kiselev, I.V. Gordienko, V.V. Lashkevich

Petrological aspects of gravitational instability of the tectonically thickened lithosphere

The lower part of the lithosphere in collisional orogens can be delaminated due to density inversion between the asthenosphere and the colder thickened lithospheric mantle. Density changes within the crust and lithospheric mantle resultant from phase transition and compositional variability with the change of P-T conditions are not usually considered in delamination models. We emphasize that these effects can be very important, probably dominant in regard to the effect of simple change of the mantle thermal structure. This paper presents results of numerical modeling using the "Selector" program for eclogitization of basalts of the lower crust as well as changes of phase composition and density of underlying peridotite resultant from tectonic thickening of the lithosphere and its dipping into the asthenosphere. As the depth of the lower crust increases, the basic granulites (basalts) pass into eclogites. Incidentally, at the crust-mantle boundary (P=20 kbar) density inversion is noted, since the newly formed eclogite is heavier than the underlying peridotite by 6%. The difference in densities is the potential energy for delamination of the eclogitic part of the crust. P=70 kbar and T=1300°C correspond to the lower boundary of the lithosphere according to the model. Asthenospheric temperature is equal to 1400°C. Density inversion is only attained, given the isochemical composition of the lithosphere and asthenosphere at the expense of 100°C temperature difference, and constitutes 0.0022%. Compositional differences of two other model-derived asthenospheric compositions with regard to the lithosphere are not compensated by its higher temperature. Asthenospheric density is greater than that of the lithosphere base. Density inversion occurs if one assumes the presence in asthenosphere composition comparable to primitive mantle or KH-lherzolite no less than 1.40 and 0.83 wt. % of conventionally neutral fluid, respectively. Such amount of the fluid is clearly overstated and is not completely consistent with contemporary estimates of fluid content in the mantle. Therefore, only a fluid-bearing asthenosphere corresponding to the composition of depleted mantle of mid-ocean ridges (DMM) i.e. a reservoir existing from the Precambrian, is the most appropriate material for lithosphere delamination. In this model, abyssal peridotite is most closely corresponds to DMM with respect to other more fertile compositions of the asthenosphere. Heat advection related to the uplift of fluid-bearing plumes distant from collision events can initiate repeated delamination of gravitationally unstable lithospheric parts.