

НЕОТЕКТОНИКА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И КЛИМАТ

УДК 551.248.2

НОВЕЙШИЕ ПОДНЯТИЯ КОРЫ НА ДОКЕМБРИЙСКИХ КРАТОНАХ.
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ

Е.В. Артюшков¹, С.П. Кориковский², Х.-Й. Массон³, П.А. Чехович^{1,4}

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, Россия

² Институт геологии рудных месторождений минералогии, петрографии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

³ Universität Stuttgart, Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Azenbergstr, 18, 70174, Stuttgart, Deutschland

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

Докембрийские кратоны занимают около 70 % общей площади континентов. Как показывает большой объем геоморфологических, геологических, палеогеографических и других данных, в плиоцене и плейстоцене большинство докембрийских кратонов испытали поднятия от 100—200 до 1000—1500 м. Их часто называют новейшими, или неотектоническими, поднятиями. Новейшие поднятия докембрийской коры не могут быть обусловлены ее сжатием, которое завершилось полмиллиарда лет назад. В основных моделях динамической топографии распределение на площади вертикальных смещений коры на континентах сильно отличается от реального распределения новейших поднятий и погружений. Согласно данным сейсмической томографии, под большинством кратонов магматического андерплейтинга не наблюдается. Высокая мощность литосферы под большинством докембрийских областей исключает деляминацию мантийной литосферы как механизм новейших поднятий. На докембрийских кратонах замещение астеносферой нижней части мощной мантийной литосферы могло обеспечить лишь небольшую часть новейших поднятий. Ввиду того, что все эти механизмы не позволяют объяснить новейшие поднятия докембрийских кратонов, можно предположить, что главной причиной поднятий было разуплотнение пород в земной коре. Такая возможность подтверждается сильной латеральной неоднородностью поднятий, указывающей на разуплотнение пород на малых глубинах. Разуплотнение могло произойти в породах, которые были выведены из нижней коры на более высокие уровни, соответствующие *P/T*-условиям средней и верхней коры, после денудации мощных толщ, залегающих ближе к поверхности. В «сухих» условиях эти породы долгое время могли оставаться метастабильными, но на новейшем этапе испытали быстрый метаморфизм и разуплотнение вследствие инфильтрации флюидов из мантийных источников. Анализ фазовых *P/T*-диаграмм для типовых метаморфических комплексов показывает, что такой механизм может объяснить новейшие поднятия коры на докембрийских кратонах.

Докембрийские кратоны, новейшие поднятия коры, механизмы поднятий коры, метаморфизм.

RECENT CRUSTAL UPLIFT OF PRECAMBRIAN CRATONS:
KEY PATTERNS AND POSSIBLE MECHANISMS

E.V. Artyushkov, S.P. Korikovskiy, H.-J. Massonne, and P.A. Chekhovich

Precambrian cratons cover about 70 % of the total continental area. According to a large volume of geomorphological, geological, paleontological, and other data for the Pliocene and Pleistocene, these cratons have experienced a crustal uplift from 100—200 m to 1000—1500 m, commonly called the recent or Neotectonic uplift. Compression of the Precambrian crust terminated half a billion years ago or earlier, and its uplift could not have been produced by this mechanism. According to the main models of dynamic topography in the mantle, the distribution of displacements at the surface is quite different from that of the Neotectonic movements. According to seismic data, there is no magmatic underplating beneath most of the Precambrian cratons. In most of cratonic areas, the mantle lithosphere is very thick, which makes its recent delamination unlikely. Asthenospheric replacement of the lower part of the mantle lithosphere beneath the Precambrian cratons might have produced only a minor part of their Neotectonic uplifts. Since the above mechanisms cannot explain this phenomenon, the rock expansion in the crustal layer is supposed to be the main cause of the recent uplift of Precambrian cratons. This is supported by the strong lateral nonuniformity of the uplift, which indicates that

expansion of rocks took place at a shallow depth. Expansion might have occurred in crustal rocks that emerged from the lower crust into the middle crust with lower pressure and temperature after the denudation of a thick layer of surface rocks. In the dry state, these rocks can remain metastable for a long time. However, rapid metamorphism accompanied by expansion of rocks can be caused by infiltration of hydrous fluids from the mantle. Analysis of phase diagrams for common crustal rocks demonstrates that this mechanism can explain the recent crustal uplift of Precambrian cratons.

Precambrian cratons, post-Miocene crustal uplift, mechanisms of crustal uplift, metamorphism

ВВЕДЕНИЕ

Как следует из большого объема данных — геоморфологических, геологических, палеогеографических и многих других — на континентах после долгого периода относительного покоя в позднемиоценовое и палеогеновое время произошло резкое ускорение восходящих движений земной коры в неогене [Николаев, 1962; Кинг, 1967; Милановский, 1974; Неотектоническая карта..., 1981; Карта..., 1997; Нювейшя..., 2000; Ollier, Pain, 2000; Summerfield, 2000; Ollier, 2006; Артющков, 2012а,б; Japsen et al., 2012]. В большинстве областей его основные импульсы произошли в начале миоцена, а также в плиоцен-четвертичное время. Второй импульс был в несколько раз сильнее первого и сформировал большинство современных горных поясов, высоких плато и других положительных форм рельефа, в том числе и в пределах древних кристаллических щитов. Именно это явление обычно называют неотектоническими (новейшими) поднятиями земной коры [Bulletin..., 1989; и др.]. Был составлен ряд карт новейшей тектоники, в том числе для Восточной Африки [Милановский, 1974], всего мира [Неотектоническая карта..., 1981], Южной Африки [Partridge, Maud, 1987] и Северной Евразии [Карта..., 1997].

Наиболее популярным механизмом поднятий континентальной коры является ее сжатие при столкновении литосферных плит [Dewey, Bird, 1970; Leech, 2001; Fischer, 2002]. Так, следуя [Molnar, Tapponnier, 1975], образование горных хребтов и высоких плато в Центральной Азии часто объясняют столкновением Индийской и Евразийской плит [Hatzfeld, Molnar, 2010]. До 70 % общей площади материков занята корой докембрийского возраста (рис. 1). Она была сформирована полмиллиарда лет назад или

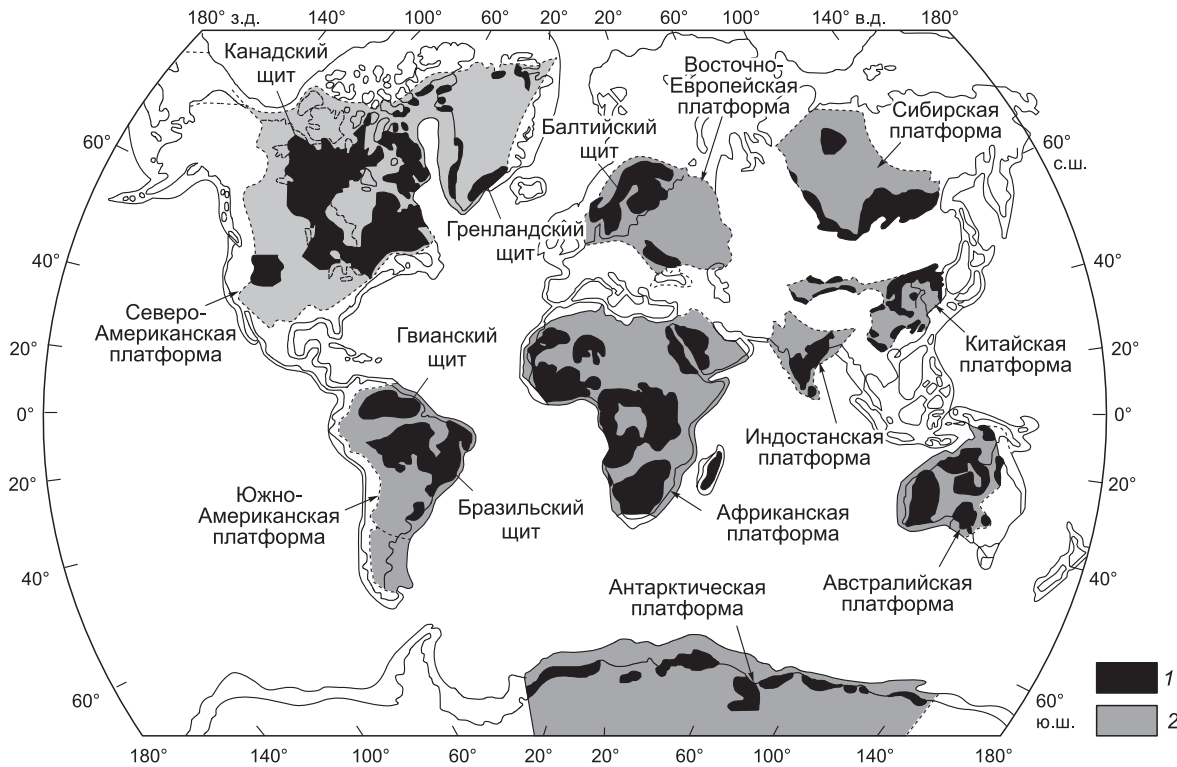


Рис. 1. Докембрийские кратоны с кристаллической корой, обнаженной на поверхности и погребенной под осадками.

С изменениями, по [Goodwin, 1991]. Кора древних платформ: 1 — на поверхности, 2 — перекрываемая осадочным чехлом.

раньше. С тех пор существенного сжатия коры на докембрийских кратонах не происходило, что не позволяет объяснить их новейшие поднятия с помощью данного механизма. Тем не менее в неогене, в основном в течение последних нескольких миллионов лет, на преобладающей части докембрийских кратонов отмечены значительные поднятия. Их величина изменяется от 100—200 м на большей части Восточно-Европейской платформы и в Северо-Западной Африке до 500—1500 м на Сибирской платформе, на кратонах Конго и Каапваальском в Африке, а также в Восточной Антарктиде и на Бразильском щите.

Для объяснения поднятий континентальной коры предлагались и многие другие механизмы (см., например, обзор в [Cloetingh, Willett, 2013]). Среди них динамическая топография, создаваемая на кровле астеносферы за счет конвективных течений в мантии и подъема мантийных плюмов [Hager et al., 1985; Lithgow-Bertelloni, Silver, 1998; Flament et al., 2013], деламинация мантийной части литосферы [Bird, 1979; Meissner, Mooney, 1998; Bajolet et al., 2012], магматический андерплейтинг [Asudeh et al., 1988; Peltonen et al., 2006; Thybo, Artemieva, 2013], а также изгиб литосферы под влиянием сил, действующих вдоль этого слоя [Artyushkov, 1974; Cloetingh et al., 1985; Smit et al., 2013].

Эти механизмы использовались применительно ко многим областям и для различных геологических эпох, включая неотектонический этап. Однако никогда не рассматривалось, могли ли они обеспечить новейшие поднятия, которые почти одновременно произошли на преобладающей части докембрийских кратонов. Чтобы объяснить эти квазисинхронные поднятия на всех континентах, были предложены два других механизма [Артюшков, 2012а,б,в; Артюшков, Чехович, 2014, 2016]. Первый — это конвективное замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы, испытавшей сильное размягчение в результате инфильтрации флюидов из мантии. Второй механизм — разуплотнение пород в коровом слое за счет ретроградного метаморфизма, обусловленного проникновением глубинных флюидов. В предлагаемой работе, используя данные по нескольким хорошо изученным областям, мы рассматриваем характерные черты новейших поднятий на докембрийских кратонах и оцениваем применимость перечисленных механизмов к этому явлению.

НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРИМЕРЫ

Южная Африка. В начале раннего мела Южно-Африканский кратон располагался во внутренней части Гондваны [Partridge, Maud, 1987; Hartnady, Partridge, 1995]. В начале апта (хрон полярности Магтуяма M2, 125 Ma) началось раскрытие Индийского океана, что привело к отделению Южной Африки от Антарктиды, Индии и Мадагаскара [Лейченко и др., 2017]. Несколько позднее, в конце раннего мела (вблизи границы между аптом и альбом), началось раскрытие Южной Атлантики, сопровождавшееся отделением Южной Африки от Южной Америки [Heine et al., 2013]. Гипсометрически большая часть Южной Африки в то время располагалась намного выше прилегающих шельфов. В результате денудации крутые уступы на окраинах этой приподнятой области постепенно отступали от берега в сторону суши [Ollier, Marker, 1985; Ollier, Pain, 2000]. Эти уступы (Великие эскарпы) высотой от нескольких сотен метров до 1 км в настоящее время располагаются на расстоянии 50—200 км от побережья (рис. 2). В позднем мелу и в палеогене денудация с образованием так называемых Африканских поверхностей выравнивания происходила по всей Южной Африке как на внутреннем плато над эскарпами, так и на пологих склонах под ними.

В позднем миоцене и в позднем плиоцене—плейстоцене в Южной Африке имели место два эпизода быстрых поднятий земной коры. Второй из них был в несколько раз более высокоамплитудным. В результате внутреннее плато было поднято до отметок ≥ 1000 м, в то время как расположение береговой линии существенно не изменилось. Высота поверхно-

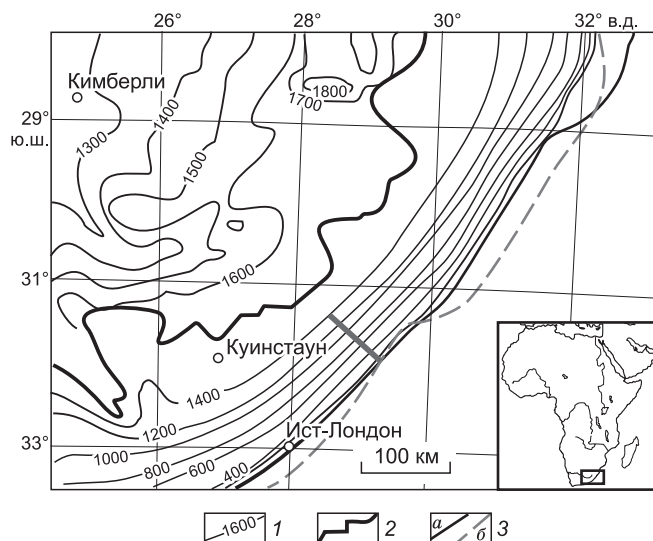


Рис. 2. Крутой склон в Юго-Восточной Африке, окаймляющий архейский Каапваальский кратон.

1 — изолинии (м) высоты мел-палеогеновой поверхности выравнивания, 2 — современное положение Великого эскарпа; 3 — береговые линии: современные (а) и ранне-меловые реконструированные (б). Крутой склон неотектонических поднятий показан жирной серой линией.

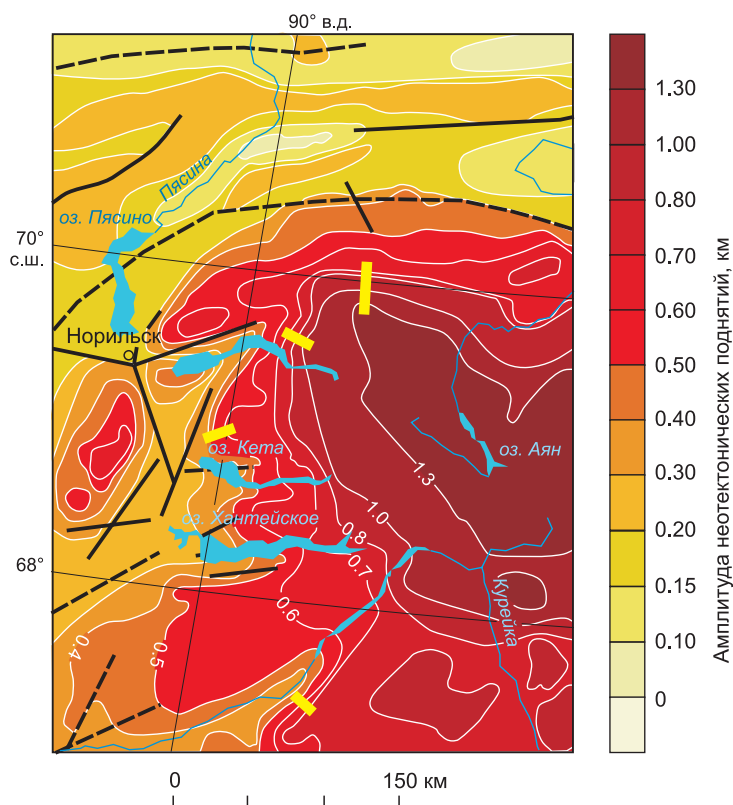


Рис. 3. Новейшие поднятия в западной части плато Путорана на северо-западе Сибирского кратона, по [Карта..., 1997] с изменениями.

Крутые склоны поднятий отмечены жирными желтыми отрезками; разрывные нарушения — сплошными и пунктирными линиями.

стей выравнивания плавно увеличивается с удалением от базиса эрозии [Новейшая..., 2000], роль которого для рассматриваемой области играет уровень океана. На окраинах Южной Африки, ниже Великих эскарпов, поверхность выравнивания формировалась на относительно небольших расстояниях ≤ 100 км от берега моря. В раннем миоцене у подножия Великих эскарпов она находилась на абсолютной высоте не более 100—200 м. В результате новейших поднятий эта поверхность сформировала склон шириной ~ 100 км и высотой 1400 м у подножия уступов (см. рис. 2). Отсюда следует, что амплитуда новейшего поднятия на верхнем краю склона составила 1200 м. Время формирования ее основной части величи-

ной около 900 м приходится на поздний плиоцен и плейстоцен [Partridge, Maud, 1987]. Внутренняя часть плато относится к архейскому Каапваальскому кратону. Крутой склон на окраине этой области подстилается мезопротерозойским поясом Намаква-Наталь. Таким образом, существенного сжатия коры в этих регионах в течение последнего миллиарда лет не происходило [Eglington, Thomas, 2003; Eglington, 2006].

Сибирский кратон. Эта обширная область площадью 4.4 млн км² подстилается корой архейского и раннепротерозойского возраста [Rosen et al., 1994]. На границе перми и триаса на этом кратоне и в некоторых прилегающих к нему областях произошли излияния траппов мощностью до 6 км [Reichow et al., 2005]. Этим событиям поднятия земной коры не предшествовали [Старосельцев, 1989]. Излияния происходили в условиях погружения коры, поверхность которой оставалась вблизи уровня моря или ниже его. В мезозое и кайнозое имели место несколько эпизодов умеренных поднятий и погружений. В эту эпоху поверхность коры высоких гипсометрических отметок, однако, не достигала.

В плиоцене и плейстоцене на Сибирском кратоне произошли быстрые поднятия земной коры [Новейшая..., 2000]. На его основной части величина поднятий лежит в пределах от 150—200 до 300—350 м и плавно изменяется в пространстве. Однако некоторые блоки испытали значительно большие поднятия, и они сильно неоднородны на площади. Например, на северо-западе Восточной Сибири на плато Путорана новейшие поднятия достигают 1300 м. Плато ограничено склонами шириной всего лишь 20—30 км, на которых величина поднятий возрастает на 300—400 м (рис. 3). Точно так же на Алданском щите, на юго-востоке кратона, новейшие поднятия достигают 1000 м. Некоторые блоки земной коры в Восточной Сибири были подняты в новейшую эпоху на 500—700 м. На северо-востоке кратона (рис. 4) показаны новейшие поднятия в пределах мезоархейско-палеопротерозойского Анабарского щита. На его окраинах на склонах шириной 40—50 км амплитуда поднятий увеличивается на 200—400 м. Похожая ситуация имеет место на западной окраине кратона, ограниченной долиной Енисея, где величина новейших поднятий изменяется на 300—500 м вкострости склонов шириной до нескольких десятков километров.

Восточно-Европейский кратон. В этой области распространена преимущественно кора палеопротерозойского возраста. На протяжении фанерозоя (с позднего девона до палеогена) здесь преобладало медленное погружение, и внутренние части кратона представляли собой мелководные эпиконтинентальные морские бассейны [Сазонова, Сазонов, 1967; Nikishin et al., 1996; Алексеев и др., 2005; и др.]. В позднем олигоцене началось слабое поднятие коры, резко ускорившееся в плиоцене и плейстоцене [Новейшая..., 2000; Юдахин и др., 2003]. На большей части площади величина новейших поднятий лежит в пределах от 100 до 200 м (рис. 5). В районе Москвы она составляет около 150 м. На Восточно-



Рис. 4. Новейшие поднятия на Анабарском массиве и в прилегающих областях на северо-востоке Сибирского кратона, по [Карта..., 1997] с изменениями.

Крутые склоны поднятий показаны жирными черными линиями (1—3 — см. в тексте). Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

Европейской платформе новейшие поднятия в среднем в несколько раз меньше, чем в Восточной Сибири. В некоторых областях, как, например, на Приволжской возвышенности, они достигают 400—600 м, но в целом гипсометрические отметки были сильно понижены за счет денудации. В ряде мест поднятия осложнены склонами высотой 100—200 м и шириной несколько десятков километров.

Подытоживая рассмотренные региональные примеры, следует указать на важную деталь, общую для всех перечисленных докембрийских областей. В их коре неизменно присутствуют (и заметно преобладают) палеопротерозойские комплексы с датировками метаморфизма ~1.9 млрд лет. Известно, что только с этого рубежа в составе кристаллической коры древних кратонов впервые появляются эталонные индикаторы низкоградиентного метаморфизма — например, высокобарические $Orx-Sil-Kfs$

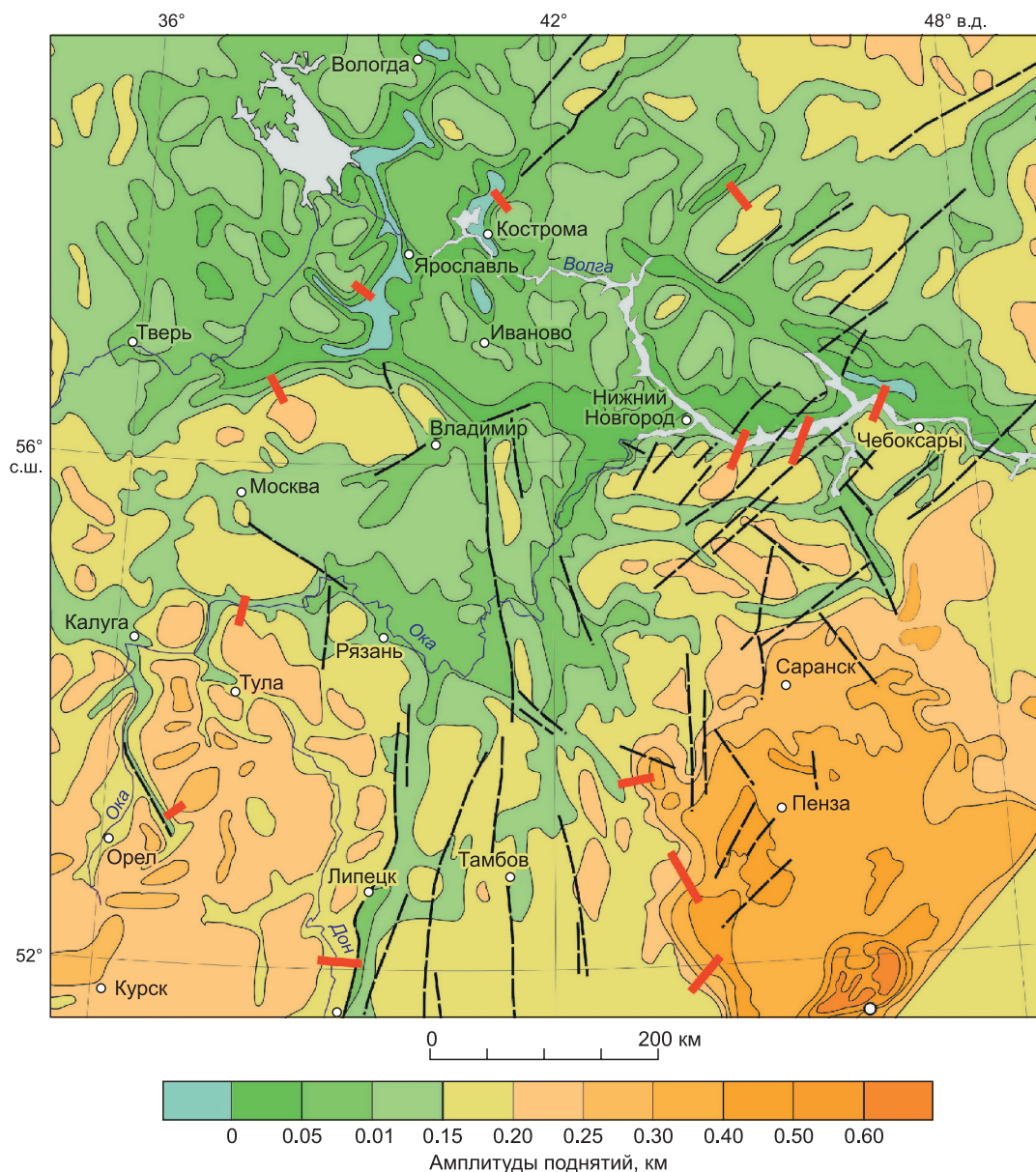


Рис. 5. Новейшие поднятия в центральной части Восточно-Европейского кратона, по [Карта..., 1997] с изменениями.

Крутые склоны поднятий показаны жирными красными линиями. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

гранулиты сутамского комплекса на Алданском щите [Котов и др., 1999] и эклогиты беломорского комплекса [Скублов и др., 2011] в Фенноскандинавии. Они указывают на проявление в палеопротерозое метаморфических процессов, протекавших при геотермическом градиенте до 12—15 °C/км, что играет ключевую роль в петрологическом обосновании обсуждаемых ниже механизмов неотектонических поднятий, связанных с повторным метаморфизмом (диафторезом) в кристаллической коре кратонов.

ВОЗМОЖНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ПРИМЕНИМОСТИ

Динамическая топография. Для объяснения вертикальных движений земной коры многими авторами использовалась динамическая поддержка литосферы вязкими напряжениями в мантийных течениях и плотностными неоднородностями в мантии [Hager et al., 1985; Cox, 1989; Lithgow-Bertelloni, Silver, 1998; Artemieva, Vinnik, 2016]. Исходя из некоторых предположений о вязкости мантии, динамическая топография обычно рассчитывается по движениям литосферных плит и по данным сейсмической

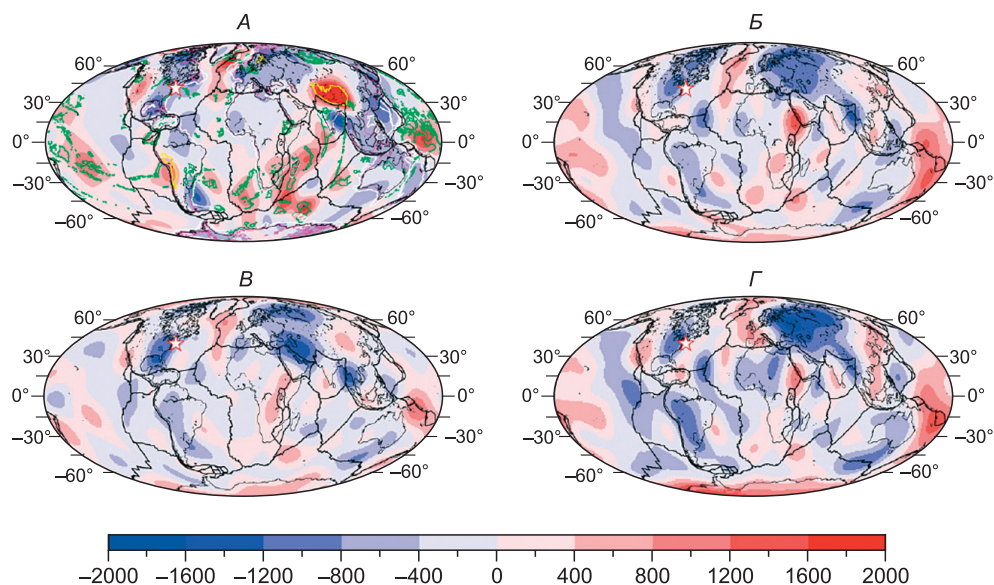


Рис. 6. Четыре модели динамической топографии в мантии, по [Flament et al., 2013] с изменениями.

Приведены модели следующих авторов: *А* — Flament et al., 2013, *Б* — Steinberger, 2007, *В* — Panasyuk, Hager, 2000, *Г* — Kaban et al., 2003. Зеленым цветом показаны фанерозойские большие магматические провинции. Цветная шкала – условная высота остаточного рельефа, м

томографии о распределении плотностных неоднородностей в мантии. Применимость этого механизма к докембрийским кратонам может быть оценена с помощью сравнения реально зафиксированных амплитуд новейших поднятий с динамической топографией, предсказываемой на основе предлагаемых моделей (рис. 6).

Во всех моделях динамической топографии на Восточно-Европейском и Сибирском кратонах показан отрицательный рельеф, достигающий ~ 1000 м в моделях *Б* и *Г* (см. рис. 6). В действительности эти области испытали новейшие поднятия от 100—200 м на большей части Восточно-Европейской платформы и до 1000 м и больше на плато Путорана и на Алданском щите в Восточной Сибири. Африканский континент, подстилаемый в основном докембрийской корой, в новейшую эпоху почти повсеместно испытал поднятия. Их величина варьирует от 100—200 м на северо-востоке до 1000—1500 м в Южной и Восточной Африке, а также на кратонах Конго и Западно-Африканском. В моделях рис. 6 континент показан в основном как область умеренных поднятий и погружений с высоким положительным рельефом только в Афарской области. На австралийском континенте, в новейшее время испытавшем значительные поднятия (500—1000 м и более), особенно в его восточной части, во всех моделях динамическая топография является отрицательной. Аналогичным образом отрицательная топография показана для Гвианского и Бразильского щитов, где за последние миллионы лет произошли поднятия земной коры до 1 км и более.

Эти несоответствия показывают, что новейшие поднятия земной коры на континентах были практически независимы от динамической топографии в мантии. Более того, в эту эпоху динамическая топография была невелика, и она не могла существенно влиять на поднятия. В океанах динамическая топография, т.е. фактически высота геоида, не превышает 100 м. На континентах максимальная высота геоида, скорее всего, имеет тот же порядок, что и в океанах [Kaban, Trubitsyn, 2012]. Это намного меньше, а во многих регионах гораздо меньше величины новейших поднятий, достигающей 1000—1500 м в Восточной Антарктиде и в Южной Африке, на плато Путорана и на Алданском щите. Поднятия такого масштаба, не скомпенсированные изостатически, должны приводить к появлению изостатических аномалий силы тяжести ~ 50—100 мГл. На самом деле, в крупных областях новейших поднятий поле силы тяжести является спокойным. Не наблюдается никакой корреляции между картой новейших поднятий в Северной Евразии [Карта..., 1997] и картами изостатических аномалий как литосферного, так и более глубинного происхождения [Kaban, 2001].

Деламинация мантийной литосферы. Этот механизм был использован для объяснения кайнозойских поднятий во многих областях, и он широко обсуждается в публикациях [Bird, 1979; Le Pourhiet et al., 2006; Gogus, Pysklywec, 2008; Vajolet et al., 2012]. Полная деламинация мантийной литосферы с составом, близким к астеносфере, может привести к поднятию коры до нескольких километров [Arty-

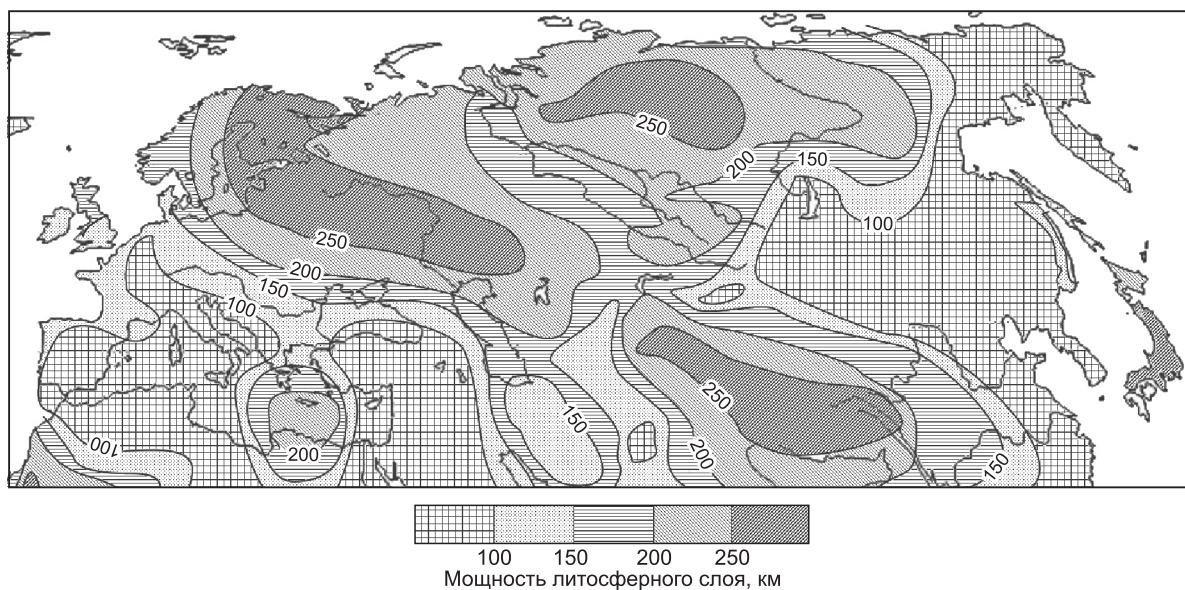


Рис. 7. Мощность литосферного слоя в Северной Евразии, по [Artemieva, 2011] с изменениями.

ushkov, Hofmann, 1998; Артюшков, 2012a]. Она может быть причиной поднятий фанерозойской коры, под которой залегает слабодеплетированная и высокожелезистая мантийная литосфера с плотностью, близкой к плотности астеносферы. Однако в большинстве областей мантийная часть докембрийской литосферы сильно деплетированна, и ее плотность на $\sim 0.2\text{--}0.4\text{ г/см}^3$ меньше плотности астеносферы [Artemieva, 2011], что существенно затрудняет там реализацию этого механизма.

В ряде докембрийских областей, таких как кратоны Конго и Каапваальский, Алданский и Бразильский щиты, плато Путорана, новейшие поднятия достигают 1000—1500 м. Однако даже там граница литосферы и астеносферы находится на больших глубинах 200—250 км (рис. 7), а также [Lekić, Romanovitz, 2011, fig. 17, 18, 21; Schaeffer, Lebedev, 2013, fig. 11]).

Магматический андерплейтинг. Этот механизм был использован рядом авторов для объяснения увеличения толщины коры и ее поднятий во многих регионах [Thybo, Artemieva, 2013]. На докембрийских кратонах, в частности, на Фенноскандинавском щите, на Северо-Американском и Восточно-Европейском кратонах, данное явление широко проявлялось на ранних этапах их эволюции [Peltonen et al., 2006]. Однако нет никаких данных о проявлении андерплейтинга в таких регионах в новейшую эпоху. Раздел Мохо подстилается там не горячим магматическим материалом, а мощным слоем подкоровой мантийной литосферы (рис. 8) [Lekić, Romanowicz, 2011; Schaeffer, Lebedev, 2013].

Поднятия коры, поддерживаемые мантийными плюмами. В современную эпоху крупные мантийные плюмы распространены в основном под океанами [Courtillot et al., 2003; Yuen et al., 2007]. На рис. 8 замещение веществом горячего плюма докембрийской платформенной мантийной литосферы можно наблюдать в Афарской области и под вулканической линией Камерун в Западной Африке. Под преобладающей частью площади докембрийских кратонов мощность литосферы, однако, очень велика. Как отмечалось, это характерно даже для тех из них, где в новейшую эпоху произошли крупные поднятия. Там эти поднятия следует связывать с другими механизмами.

Изгиб литосферного слоя. Этот механизм широко используется для объяснения вертикальных движений земной коры, приводящих к образованию как осадочных бассейнов, так и приподнятых структур [Cloetingh et al., 1985; Burg, Podladchikov, 1999; Schmalholz, 2008; Cloetingh, Burov, 2011; Japsen et al., 2012; Smit et al., 2013]. Как показало численное моделирование, большие вертикальные смещения земной поверхности могут возникнуть в процессе сжатия реологически расслоенной коры. В последнее время, однако, в платформенных областях сильного сжатия не происходило. Другая возможность — это изгиб литосферы с мощностью, неоднородной на площади, под влиянием далекодействующих сил, изменяющихся во времени [Artyushkov, 1973; Артюшков, 1979; Cloetingh et al., 1985]. В этом случае положительные и отрицательные вертикальные смещения литосферного слоя по отношению к изостатически равновесному положению должны уравнивать друг друга в глобальном масштабе. Такое объяснение не подходит к новейшим поднятиям, охватившим около 90 % общей площади континентов. Кроме того, вертикальные смещения литосферы уменьшаются с шириной (L) поднятой области, как $1/L^2$ [Artyushkov, 1974]. С помощью стандартных формул [Артюшков, Чехович, 2004] можно показать, что для

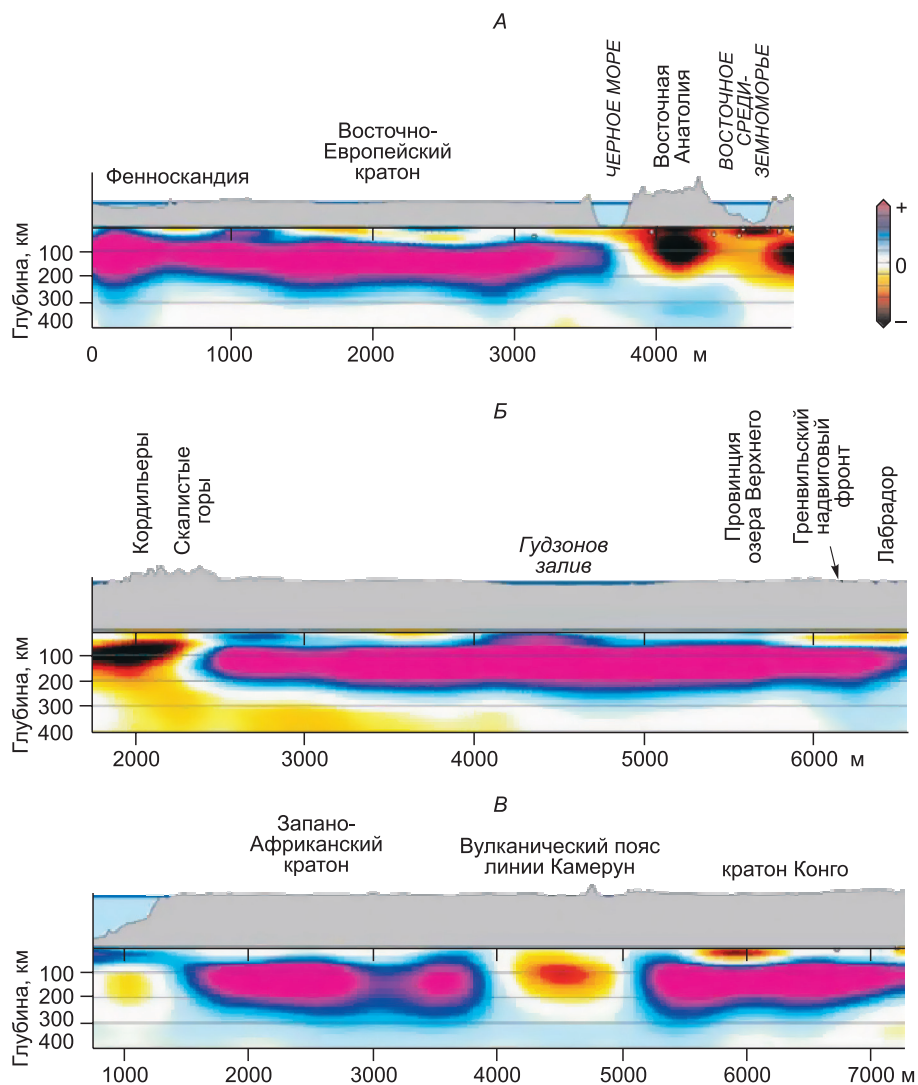


Рис 8. Разрезы скоростей поперечных волн в верхней мантии в Европе (А), Северной Америке (Б) и Западной Африке (В), по [Schaeffer, Lebedev, 2013] с изменениями.

Градации усл. цветной шкалы — возмущения скоростей ± 240 м/с

платформенных областей шириной ~ 1000 км смещения литосферы за счет рассматриваемого механизма по отношению к ее изостатически равновесному положению очень невелики и не превышают ~ 10 м.

Как показывают приведенные данные, основные механизмы, обычно используемые для объяснения поднятий континентальной коры, неприменимы к новейшим поднятиям докембрийских кратонов, покрывающих 70 % площади материков. В таких условиях необходимо проанализировать другие возможности. Это прежде всего механизмы, связанные с полным или частичным замещением мантийной литосферы астеносферой, а также плотностные изменения пород, обусловленные метаморфизмом на более высоких уровнях в земной коре [Артюшков, 2012а,б,в; Артюшков, Чехович, 2014, 2016].

КОНВЕКТИВНОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ АСТЕНОСФЕРОЙ

Величина поднятия коры. По данным сейсмической томографии, в ряде регионов, таких как Альпийский складчатый пояс, Центральный Тянь-Шань, горные хребты Алтая, Саян и Монголии, а также западная часть Северной Америки (см. рис. 8, Б) кровля астеносферы расположена на ~ 100 км выше, чем на прилегающих платформах [Vinnik et al., 2004; Koulakov, 2011; Schaeffer, Lebedev, 2013]. В этих регионах за последние несколько миллионов лет развились крупные поднятия земной коры [Неотектоническая карта..., 1981; Карта..., 1997]. Замещение астеносферой мантийной литосферы толщиной ~ 100 км приводит к поднятию коры на 1.5—2.0 км [Artyushkov, Hofmann, 1998; Артюшков, 2012а].

Поэтому весьма вероятно, что в указанных регионах значительная часть новейших поднятий была обусловлена недавним подъемом кровли астеносферы. В течение предшествовавших ≥ 100 млн лет крупные поднятия в этих областях не происходили, так что мантийная литосфера оставалась там стабильной. Ее быстрое замещение астеносферой указывает на понижение в последнее время вязкости данного слоя, по крайней мере, на несколько порядков величины [Artyushkov et al., 2000; Артюшков, 2003, 2012a]. Сильное размягчение мантийной литосферы, скорее всего, объясняется инфильтрацией в нее флюидов из более глубоких недр и сменой физического механизма деформации на перекристаллизационную ползучесть (pressure solution creep), вызванную присутствием тонких пленок флюида на границах минеральных зерен.

Выраженный подъем кровли астеносферы наблюдается преимущественно в областях с корой фанерозойского возраста. Мантийная литосфера там лишь слегка деплетирована и имеет высокую плотность [Artemieva, 2011]. При резком уменьшении вязкости оказывается возможным ее конвективное замещение горячей и менее плотной астеносферой. Под докембрийскими кратонами в большинстве областей мантийная литосфера на $\sim 0.2\text{--}0.4$ г/см³ легче, и там она может быть замещена только материалом очень горячих плюмов.

Под некоторыми кратонами в нижней части мантийной литосферы плотность пород существенно повышена вследствие метасоматоза, обусловленного инфильтрацией железосодержащих флюидов из астеносферы. Это наблюдается, например, под Каапваальским кратоном в Южной Африке, кратоном Слейв в Северной Америке и в некоторых местах под Сибирским кратоном [O'Reilly, Griffin, 2006; Artemieva, 2011; Кусков и др., 2014]. В таких областях тяжелая нижняя часть мантийной литосферы может быть замещена астеносферой, что приведет к поднятию земной коры на поверхности (рис. 9).

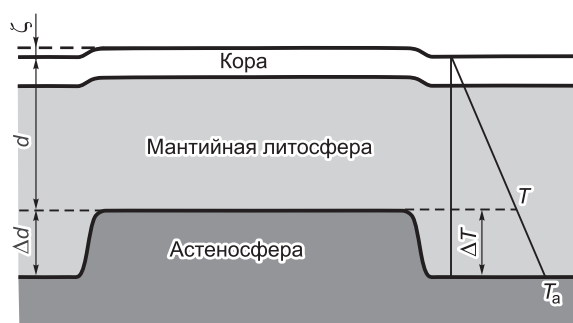
Нельзя исключать, что под некоторыми докембрийскими кратонами или даже под большинством из них такой плотный слой еще недавно существовал в нижней части мантийной литосферы и был замещен астеносферой в течение последних нескольких миллионов лет. Толщина Δd слоя в нижней части мантийной литосферы, который должен быть замещен астеносферой, чтобы обеспечить поднятие земной коры на величину ζ , рассчитана в Приложении. Функция $\Delta d(\zeta)$ представлена на рис. 10, а для нескольких значений современной толщины литосферы d . Даже для небольших поднятий толщина замещенного слоя должна быть весьма значительной. Так, чтобы обеспечить новейшие поднятия $\zeta \sim 100\text{--}200$ м на большей части площади Восточно-Европейской платформы, литосфера с современной толщиной $d = 250$ км (см. рис. 7, 8, а) должна была быть там недавно утонена на $\Delta d = 38\text{--}56$ км. Чтобы обеспечить новейшее поднятие на $\zeta \sim 900$ м для Каапваальского кратона с $d = 200$ км [Lekić, Romanovitz, 2011], было бы необходимо заместить астеносферой нижнюю часть мантийной литосферы толщиной $\Delta d = 120$ км. Подъем плато Путорана на 1300 м с толщиной литосферы $d = 250$ км (см. рис. 7) потребовал бы замещения астеносферой слоя толщиной $\Delta d = 170$ км в нижней части мантийной литосферы. В таком случае до начала поднятий подошва литосферы располагалась бы на глубине $d + \Delta d = 420$ км вблизи верхней границы переходного слоя в верхней мантии. Оценим возможный вклад данного явления в новейшие поднятия докембрийских кратонов.

Скачок температуры на подошве утоненной литосферы. Согласно модели [McKenzie, 1978] предположим, что до замещения астеносферой нижней части мантийной литосферы температура (T) в литосфере линейно увеличивалась с глубиной (z), достигая на ее подошве, при $z = d + \Delta d$, температуры астеносферы (T_a):

$$T = T_a z / (d + \Delta d). \quad (1)$$

Быстрый подъем астеносферы с температурой T_a к подошве утоненной литосферы с температурой $T(d) < T_a$ приводит к появлению на этой границе перепада температуры

$$\Delta T = T_a - T(d) = T_a \Delta d / (d + \Delta d). \quad (2)$$



Эта величина является функцией понижения толщины литосферы Δd , которое согласно (П. 8), в свою очередь, представляет собой функцию поднятия земной коры ζ . На рис. 10, б температурный скачок ΔT показан как функция ζ для нескольких значений современной толщины литосферы d . Эта величина весьма значительна даже для небольших

Рис. 9. Замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы.

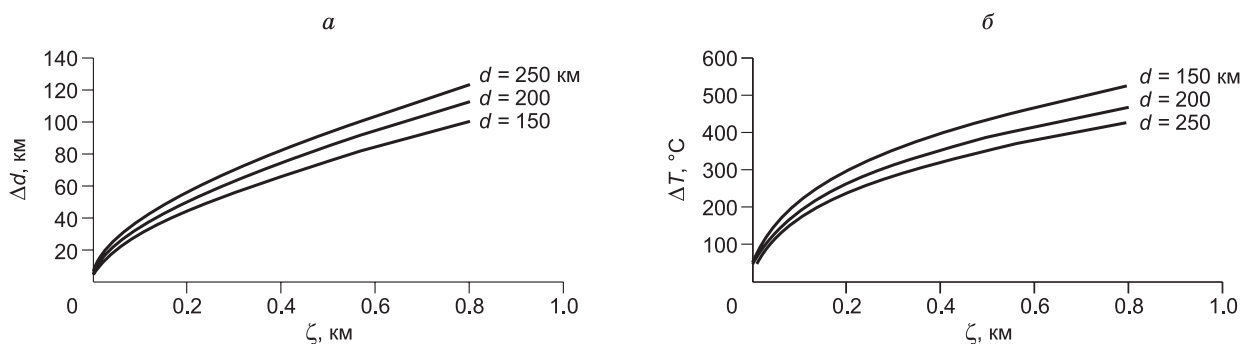


Рис. 10. Зависимость амплитуды поднятия ζ на поверхности литосферы:

a — от толщины слоя Δd , замещенного астеносферой; *б* — от перепада температуры ΔT на подошве литосферного слоя. Пояснения см. в тексте.

новейших поднятий. Так, для $\zeta \sim 100\text{—}200$ м на Восточно-Европейском кратоне [Карта..., 1997] при $d = 250$ км $\Delta T \sim 170\text{—}240$ °С. Во многих местах на Сибирском кратоне, где новейшие поднятия составили 300—400 м, скачок ΔT должен быть порядка 290—320 °С. В Восточной и Южной Африке, в Австралии, на Бразильском и Алданском щитах, а также в Гренландии и в Восточной Антарктиде новейшие поднятия достигают 500—1500 м [Милановский, 1974; Неотектоническая карта..., 1981]. Если бы их новейшие поднятия произошли вследствие разрушения нижней части мантийной литосферы толщиной 90—170 км, то перепад температуры на подошве литосферы там составил бы 360—700 °С, что представляло бы собой ярко выраженный подъем кровли астеносферы. Однако такого крупного подъема кровли астеносферы под архейскими и раннепротерозойскими кратонами не наблюдается [Artemieva, 2011; Schaeffer, Lebedev, 2013].

Понижение скорости поперечных волн на подошве литосферы. Чтобы оценить, какие максимальные скачки температуры ΔT могут в действительности существовать на подошве литосферы под докембрийскими кратонами, можно использовать данные сейсмической томографии. Поскольку скорости поперечных волн V_S в мантии уменьшаются с температурой T , то скачок температуры ΔT должен сопровождаться понижением скоростей поперечных волн ΔV_S . За исключением узкой области значений T вблизи солидуса зависимость V_S от T определяется соотношением $dV_S/dT = 0.35$ м/с °С⁻¹ [Artemieva et al., 2004]. При $V_S = 4500$ м/с относительное понижение V_S на подошве утоненной литосферы должно составлять

$$\Delta V_S/V_S = (dV_S/dT)\Delta T/V_S = 0.0078\Delta T \text{ \%}. \quad (3)$$

На основе сейсмических данных расположение подошвы литосферы обычно определяется как уровень, на котором скорости поперечных волн понижаются на 2 % [Grand, 2002; Shapiro, Ritzwoller, 2002], что одновременно соответствует точности определения V_S в верхней мантии. Как следует из соотношения (3), такому понижению V_S соответствует скачок температуры $\Delta T = 256$ °С. Согласно (2), такой скачок температуры может возникнуть при замещении астеносферой нижнего слоя литосферной мантии толщиной

$$\Delta d = 0.245d. \quad (4)$$

Как следует из (П. 7) при этом значении Δd , разрушение нижнего слоя литосферы толщиной Δd обеспечивает поднятие земной коры

$$\zeta = \alpha T_a (\Delta d)^2 / 2(d + \Delta d) = 0.94 \cdot 10^{-3} d. \quad (5)$$

Согласно этому соотношению, замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы под докембрийскими кратонами могло обеспечить только относительно небольшие новейшие поднятия. В областях с современной толщиной литосферы $d = 150, 200$ и 250 км обусловленные этим механизмом поднятия не могли превышать соответственно 141, 188 и 235 м. Большинство областей испытали более значительные новейшие поднятия, достигающие во многих регионах 500—1500 м. Это означает, что в таких областях в новейшие поднятия коры большой вклад внесло разуплотнение пород в литосферном слое.

Возможный вклад подъема астеносферы в новейшие поднятия земной коры. На большей части Восточно-Европейского кратона новейшие поднятия коры составили $\zeta \sim 100\text{—}200$ м (см. рис. 5). Эти поднятия относительно невелики, но они неоднородны в пространстве. Во многих местах поднятия окаймлены склонами несколько десятков километров шириной и высотой 50—150 м. Это означает, что

на Восточно-Европейской платформе значительная часть поднятий была обусловлена разуплотнением пород в земной коре. Учитывая небольшую общую величину поднятий, их вклад в разрушение нижней части мантийной литосферы при этом вряд ли может превышать ~ 50—100 м. Эта величина очень невелика и соответствует толщине слоя $\Delta d \sim 25\text{—}40$ м, который мог быть разрушен в нижней части мантийной литосферы.

Проведенное рассмотрение позволяет оценить лишь верхний предел той части новейших поднятий докембрийских кратонов, которая могла быть обусловлена замещением астеносферой тяжелой нижней части мантийной литосферы. Остается, однако, неясным, существовал ли в действительности такой тяжелый слой под некоторыми кратонами до их новейших поднятий и был ли он разрушен во время поднятий. При невысоком уровне точности современных сейсмотомографических данных можно лишь утверждать, что в областях с величиной поднятий $\zeta \geq 300$ м, это явление играет незначительную роль. Для областей небольших поднятий $\zeta \sim 100\text{—}200$ м нельзя исключать, что разрушение нижней части мантийной литосферы и разуплотнение пород в коре сравнимы по масштабам своего вклада в эту величину.

РАЗУПЛОТНЕНИЕ В КОРЕ ЗА СЧЕТ РЕТРОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Появление тонкого упругого слоя в коре докембрийских кратонов. На докембрийских кратонах эффективная упругая толщина литосферы (T_y) [Burov, Diament, 1995] весьма велика [Artemieva, 2011]:

$$T_y \sim 60\text{—}100 \text{ км.} \quad (6)$$

Характерная ширина изгиба литосферной плиты с эффективной упругой толщиной T_y составляет [Artyushkov et al., 2000]:

$$(L)_{\text{км}} \sim 9 \times [(T_y)_{\text{км}}]^{3/4}. \quad (7)$$

Полагая здесь L согласно (6), находим, что характерная ширина L изгиба мощной литосферы докембрийских кратонов весьма значительна:

$$L \sim 200\text{—}280 \text{ км.} \quad (8)$$

Поэтому замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы на докембрийских платформах могло обеспечить только слабо дифференцированные поднятия, плавно изменяющиеся на площади. В действительности новейшие поднятия во многих областях сильно неоднородны [Неотектоническая карта..., 1981; Partridge, Maud, 1988; Карта..., 1997]. Они включают в себя множество склонов шириной L от нескольких десятков километров до ~ 100 км и высотой 200—1000 м (см. рис. 2—5). Как следует из (7), эффективная упругая толщина литосферы

$$T_y \sim 0.05 \cdot [(L)_{\text{км}}]^{4/3} \quad (9)$$

при таких значениях L оказывается в несколько раз или даже на порядок меньше, чем это задается соотношением (6). Так, на рис. 2 на окраине Каапваальского кратона ширина склона высотой 1400 м равна $L \sim 100$ км. Согласно (9), это значение L соответствует $T_y \sim 23$ км. В Западной Африке ширина западного склона кратона Конго–Касаи высотой ~ 1500 м составляет $L \sim 75$ км, что дает $T_y \sim 16$ км. На Анабарском массиве (см. рис. 4) ширина склона 1 высотой ~ 200 м составляет $L \sim 50$ км, что соответствует $T_y \sim 10$ км. Склоны 2 и 3 высотой 200 и 400 м соответственно имеют ширину ~ 40 км, что дает $T_y \sim 7$ км. Ряд склонов новейших поднятий высотой 50—150 м существует в центральной части Восточно-Европейского кратона (см. рис. 5). Их ширина 30—50 км указывает на наличие тонкого упругого слоя в верхней части коры. Аналогично, на плато Путорана (см. рис. 3) склоны высотой 300—400 м имеют в ширину всего лишь 25 км, что соответствует очень малым значениям $T_y \sim 4$ км.

Широкое распространение коротковолновых неоднородностей новейших поднятий земной коры указывает на разуплотнение пород на глубинах, сравнимых с шириной крутых склонов поднятий, $L \sim 20\text{—}30$ км [Артюшков, 2012а; Артюшков, Чехович, 2014]. Это означает, что разуплотнение пород под ними произошло в пределах корового слоя. Недавнее формирование крутых склонов на докембрийских кратонах, скорее всего, указывает на то, что эти склоны разделяют области с разной величиной суммарного разуплотнения пород в земной коре. Например, под сильно приподнятыми блоками, такими как плато Путорана и Каапваальский кратон, суммарное разуплотнение должно быть значительно больше, чем в прилегающих областях.

Таким образом, на воздымающихся холодных докембрийских кратонах в ряде областей литосфера, вероятно, приобрела двухслойное строение. Под тонким упругим слоем в верхней коре там может располагаться слой с пониженной вязкостью. Об этом свидетельствует существование во многих областях на глубинах 10—20 км слоя пониженных скоростей и повышенной электропроводности [Каракин

и др., 2003]. Образование такого слоя в холодных областях, скорее всего, связано с поступлением в кору мантийных флюидов.

В принципе можно предположить, что в обширных платформенных областях, таких как Восточная Сибирь и Южная Африка, большая часть новейших поднятий была обусловлена плавным изгибом мощной литосферы, в то время как разуплотнение пород в коре отвечало только за формирование отдельных структур сравнительно небольшого размера, таких как плато Путорана (см. рис. 3) и Анабарский массив (см. рис. 4). В этом случае значительная часть общего поднятия могла быть связана с глубинными процессами. Но такая возможность противоречит существованию крутых склонов, которые обрамляют некоторые обширные области новейших поднятий. Ширина склона на рис. 2 слишком мала, чтобы его формирование можно было объяснить упругим изгибом мощной литосферы. Такой склон мог быть образован только в результате неоднородного на площади разуплотнения пород в земной коре. Точно так же Сибирский кратон на северо-западе в районе Лонтокойского Камня отделен от Западно-Сибирской впадины склоном высотой 400 м и шириной $L \sim 30$ км (что соответствует $T_y \sim 5$ км). Южнее Тунгусское плато отделено от Западной Сибири склоном ~ 45 км в ширину ($T_y \sim 9$ км) и высотой ~ 450 м. Существование таких склонов на окраине кратона указывает на то, что новейшие поднятия земной коры в его пределах не могут быть связаны с изгибом мощной литосферы под влиянием глубинных процессов и, следовательно, они были обусловлены главным образом низкотемпературным разуплотнением в коровом слое.

Метаморфизм как возможная причина разуплотнения коры. Значительное понижение плотности пород в литосферном слое может быть обусловлено его нагревом. Для мощной докембрийской литосферы время тепловой релаксации очень велико: ~ 300 млн лет [Jaupart, Mareschal, 2011]. Поэтому ее быстрые поднятия, осуществившиеся за последние несколько миллионов лет, не могли быть связаны с повышением температуры в литосферном слое. В таком случае следует предположить другую причину быстрого разуплотнения пород в земной коре и обусловленных им поднятий. На поверхности кристаллической коры докембрийских кратонов широко распространены породы, образовавшиеся в диапазоне давлений от $P = 0.2$ до 1.0 ГПа [Маракушев, 1965; Маракушев, Кудрявцев, 1965; Геологическая карта..., 1996; и др.]. Это означает, что такие породы образовались на глубинах от 7 до 35 км и оказались на поверхности в результате денудации располагавшихся над ними мощных толщ. В связи с этим породы нижней коры оказались выведенными на более высокие уровни, расположенные в пределах средней или даже верхней коры. Вполне вероятно, что во многих областях нижняя часть кристаллической коры ранее состояла из пород, которые были метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. На более высоких уровнях они попали в область с новыми P/T -параметрами, соответствующими, например, зеленосланцевой фации. В сухих условиях метаморфизм, однако, не проявлялся, и породы долгое время сохраняли свою высокую начальную плотность.

Судя по проявлению на докембрийской коре быстрых новейших поднятий, можно предположить, что за последние несколько миллионов лет в нее поступил большой объем флюида. При его наличии породы должны были испытать регрессивный метаморфизм (диафторез). В результате низкотемпературных метаморфических реакций произошло превращение высокотемпературных докембрийских пород гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в фундаменте кратонов, в низкотемпературные диафториты зеленосланцевой фации с хлоритом, эпидотом, актинолитом, серицитом, альбитом и кварцем. Такие реакции гидратации обладают большим положительным объемным эффектом и могут радикально изменять плотность пород. Это доказано большим количеством специальных денситометрических исследований, выполненных для кристаллических пород самого разного состава — гнейсов, гранитов, метапелитов, метабазитов и др. — прежде всего в работах Х.-Й. Мэссона с соавторами [Massonne et al., 2007; Massonne, Willner, 2008; Massonne, Calderon, 2008; Massonne, 2009, 2015; Massonne, Toulkeridis, 2012; Massonne, Wealth, 2014] Были получены конкретные величины плотности для каждого типа пород в зависимости от температуры и давления при метаморфизме.

Предполагаемые импульсы диафтореза должны были произойти в течение последних нескольких миллионов лет под влиянием инфильтрации глубинных флюидов, подобных тем, что участвуют в процессах регионального метаморфизма и гранитизации. Их существование и огромная роль в любых метаморфических преобразованиях коры были впервые доказаны Д.С. Коржинским [1952]. Здесь мы не обсуждаем источник флюидов, являющийся, по-видимому, мантийным или нижнекоровым. В деталях этот вопрос не решен и до сих пор остается очень спорной проблемой. Следует лишь подчеркнуть, что инфильтрация флюидов является необходимым условием. В противном случае быстрые низкотемпературные преобразования пород невозможны в принципе. В присутствии водных растворов скорости реакций резко возрастают [Austrheim, 1987; Glodny et al., 2003, 2008].

Температурный режим докембрийских кратонов. Континентальная кора состоит из кислых и основных пород с содержанием SiO_2 , обычно уменьшающимся с глубиной. Наиболее распространенными являются метагаббро, мафические гранулиты, граниты, гнейсы и метапелиты. Некоторые типичные

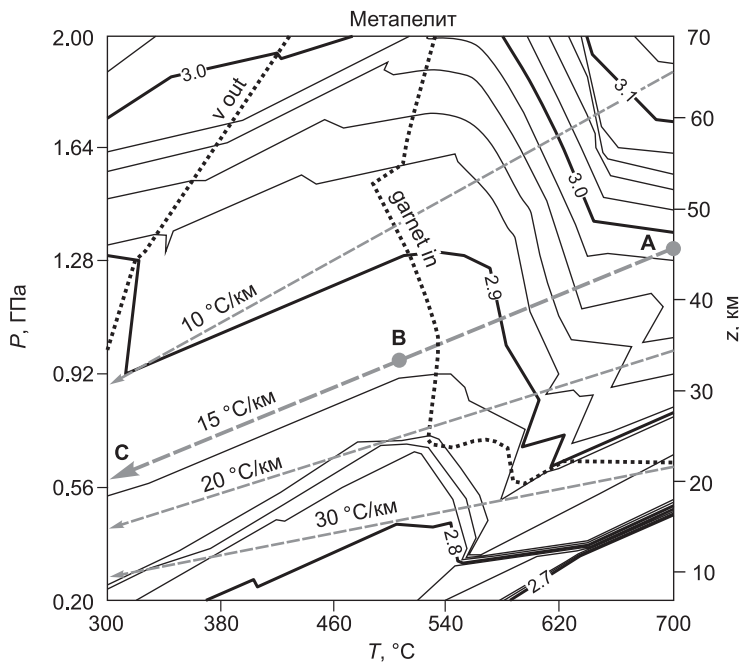


Рис. 11. P/T -диаграмма для метапелита с изохорами (сплошные линии), рассчитанными с помощью программного пакета PERPLE_X.

Модальный состав (мас. %) тонкозернистой смеси Mix-2 [Massonne et al., 2007]: кварц 18; иллит 45; хлорит 22; плагиоклаз 12; акцессорные минералы (преимущественно оксиды железа и титана) 3%. Химический состав смеси см. в табл. 1. Шаг шкалы плотности (разница между соседними тонкими линиями изохор) — 0.02 г/см³. Пунктиром с меткой «v out» показана граница P/T -области, в которой отсутствует флюидная фаза, содержащая свободную воду. Линия с меткой «garnet in» обозначает границу P/T -области с гранатосодержащими минеральными ассоциациями. Штриховыми линиями со стрелками отмечены траектории, соответствующие эксгумации метаморфических комплексов в условиях с различными геотермическими градиентами Пояснения см. в тексте.

фазовые диаграммы для таких пород представлены на рис. 11—13. На основе этих диаграмм можно оценить масштаб поднятий коры, которые могут быть обусловлены разуплотнением вследствие метаморфизма при эксгумации пород нижней коры на уровни, отвечающие средней и верхней коре. Как отмечалось, на всех диаграммах в верхней части правой стороны диаграммы плотность больше, чем в нижней части ее левой стороны. В результате при подъеме породы на несколько десятков километров и при низком температурном градиенте понижение ее плотности может быть весьма значительным. В гранитах данный эффект выражен слабее.

Величина поднятия определяется, однако, не разностью плотностей, возникающей в некотором ограниченном объеме породы при его выведении на более высокие уровни коры. Для формирования крупноамплитудного поднятия необходимо перемещение к поверхности мощного фрагмента геологического разреза. Амплитуда поднятия при этом будет пропорциональна мощности этого геологического тела и разности средних плотностей слагающего его вещества в нижнем (исходном) и в верхнем положении. Чтобы при помощи фазовых диаграмм (см. рис. 11—13) оценить, как изменяется плотность пород при их выведении на меньшие глубины, необходимо знать распределение температуры (T) в зависимости от глубины (z). Геотерма $T(z)$ в земной коре в стационарных условиях определяется тепловым потоком на разделе Мохо (Q_M) и распределением в коре по глубине тепловыделения $A(z)$, обусловленного радиоактивным распадом [Jaupart, Mareschal, 2011]. Дополнительным ограничением служит тепловой поток через поверхность коры (Q_0). На современных кратонах, подстилаемых мощной мантийной литосферой, тепловой поток из мантии невелик и в большинстве областей лежит в пределах от 11 до 16 мВт/м² [Mareschal, Jaupart, 2013]. Тепловой поток через поверхность коры в них также невелик — в

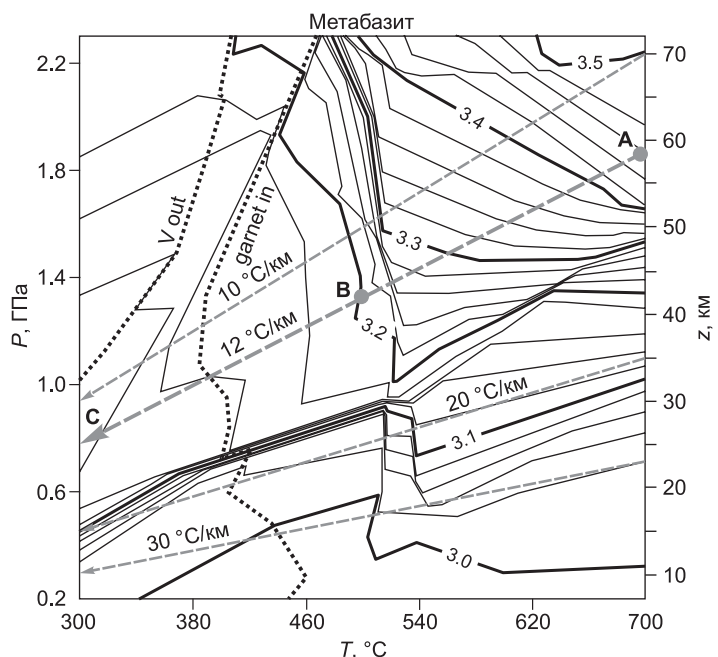


Рис. 12. P/T -диаграмма с изохорами для метабазита (сплошные линии, г/см³), рассчитанными с помощью программного пакета PERPLE_X.

Валовой состав породы [Massonne, Toulkeridis, 2012] см. в табл. 1. Остальные обозначения те же, что на рис. 11.

Рис. 13. P/T -диаграмма с изохорами (сплошные линии, г/см^3) для типового состава кислого гнейса из метаморфического комплекса о. Фьортофт (регион Вестерн Гнейс, Норвегия).

Расчет плотностей выполнен с помощью программного пакета PERPLE_X. Валовой состав породы [Massonne et al., 2007] см. в табл. 1. Остальные обозначения те же, что на рис. 11.

среднем $\sim 40 \text{ мВт/м}^2$. Его значения в различных областях изменяются, однако, в широких пределах от 20—22 до 50 мВт/м^2 и более. В породах разного состава радиогенное тепловыделение (A) может различаться на один порядок величины. В связи с увеличением объема основных пород в глубоких горизонтах в низах коры оно часто много меньше, чем в ее самых верхних слоях, где также наблюдаются большие латеральные вариации тепловыделения [Parphenuk, 2016]. Для характеристики этого эффекта обычно вводится так называемый индекс дифференциации (DI), представляющий собой отношение тепловыделения на поверхности к среднему по глубине тепловыделению в пределах коры. Так, например, на Канадском щите DI изменяется в пределах от 0.7 до 2.3 [Mareschal, Jaupart, 2013].

В каждой конкретной области состав пород на разных уровнях коры точно не известен. Поэтому распределения параметра $A(z)$ по глубине могут существенно различаться при одном и том же его среднем значении. В таких условиях в зависимости от выбора начальных параметров можно получить самые разные распределения $T(z)$, соответствие которых реальной ситуации остается неопределенной. В нашу задачу не входит точный расчет поднятий, обусловленных разуплотнением в коре вследствие метаморфизма. При современном уровне знаний о строении и температурном режиме коры такой расчет вряд ли возможен. Более важно показать, что разуплотнение при реальных изменениях P/T -условий способно обеспечить значительные поднятия, сопоставимые с реально наблюдаемыми новейшими поднятиями на докембрийских кратонах. С этой целью достаточно рассмотреть простые модели.

В петрологических исследованиях $T(z)$ часто аппроксимируется линейными или близкими к ним функциями [Spear, 1993; Schreyer, 1995; Semprich et al., 2010]. При этом для архея, судя по петрологическим данным о породах, залегающих на поверхности, иногда принимаются температурные градиенты $dT/dz = 20\text{—}30 \text{ }^\circ\text{C/км}$. Такие значения dT/dz характерны для областей интенсивного скупивания, где тонкая и сильно нагретая архейская кора была выведена на поверхность надвигами в ходе сильного сжатия. Высокая прочность коры древних щитов, сформировавшихся к позднему архею или раннему протерозою, должна была обеспечиваться большой мощностью подстилающей мантийной литосферы. В таких условиях температура на подошве коры не могла быть высокой. Так, при $dT/dz = 20\text{—}30 \text{ }^\circ\text{C/км}$ на подошве коры толщиной 50 км достигались бы температуры $T = 1000\text{—}1500 \text{ }^\circ\text{C}$, что привело бы к интенсивному плавлению пород. Температура на подошве коры современных щитов с мощностью 40—55 км оценивается в пределах $400\text{—}600 \text{ }^\circ\text{C}$ [Semprich, Simon, 2014], а средний температурный градиент в их коре может составлять $10\text{—}15 \text{ }^\circ\text{C/км}$.

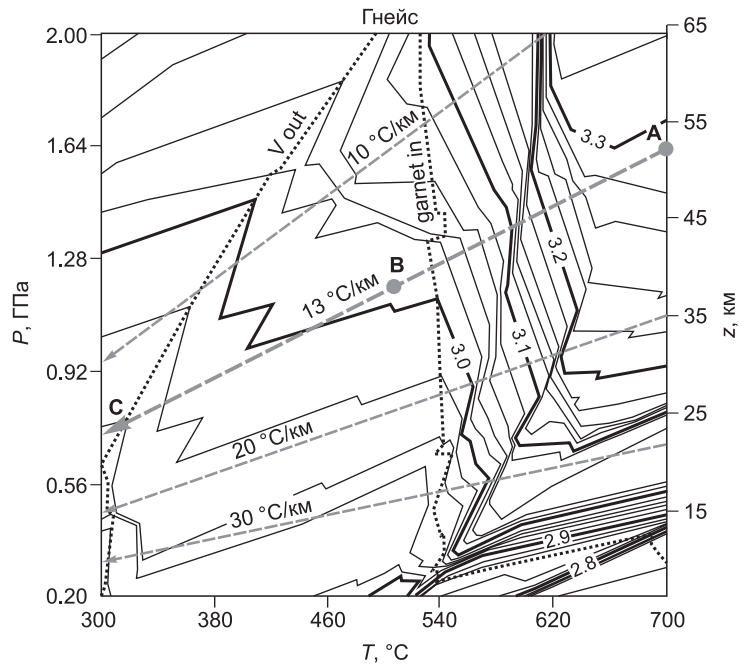
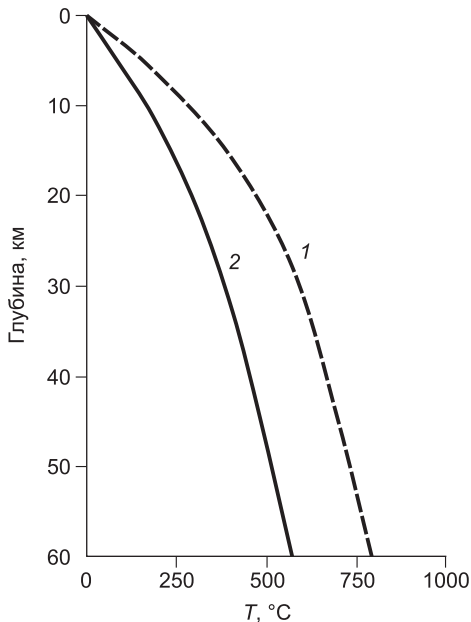
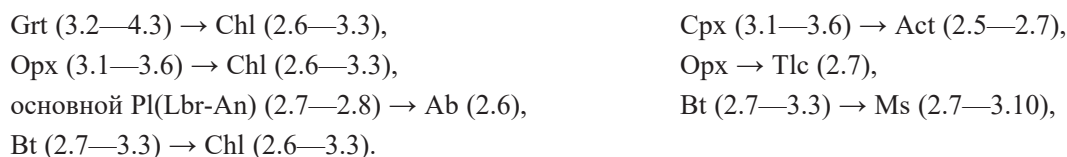


Рис. 14. Температурные профили коры для кратона Слейв (Канадский щит, по [Michaut et al., 2009] с упрощением).

1 — расчетная геотерма для дифференцированной коры с возрастом 2.55 млрд лет; 2 — современная геотерма.

Рассмотрим, например, распределения температуры по глубине на кратоне Слейв (северо-запад Канадского щита, см. рис. 14), предполагаемые для архея (1) и для современной эпохи (2). Геотерма 1 построена в предположении, что к рубежу ~ 2.5 млрд лет назад в коре уже произошло перераспределение радиогенных элементов со значительным повышением их концентрации в верхней коре. В результате в верхнем слое коры толщиной 10 км температурный градиент достигал 28 °С/км, а на глубинах от 40 до 60 км он уменьшался до 9 °С/км. При таком большом различии температурных градиентов геотерму 1 как целое нельзя аппроксимировать линейной функцией в пределах всего корового слоя. Большие отклонения от линейной функции характерны и для современной геотермы 2. Тем не менее на глубинах 30—60 км, где радиогенное тепловыделение невелико, участки геотерм 1 и 2 близки к линейным, что позволяет использовать эту простую аппроксимацию в последующих расчетах. Из-за большой неопределенности температурного режима коры на больших глубинах выбор значений геотермального градиента является весьма условным.

Изменения плотности в коре вследствие диафтореза при инфильтрации низкотемпературных глубинных флюидов. Разуплотнение пород кристаллической коры вследствие их низкотемпературного диафтореза было предложено в качестве причины новейших поднятий коры на континентах [Артюшков, 2012а,б; Артюшков, Чехович, 2014, 2016]. Для выяснения деталей этого процесса, рассмотрим сначала изменение плотности при гидратации отдельных высокотемпературных минералов на примере зеленосланцевого диафтореза гранулитов южной части Алданского щита [Кориковский, 1967]. Символами и стрелками обозначены наиболее типичные замещения гранулитовых гранатов, орто- и клинопироксенов, основных плагиоклазов и биотитов мономинеральными псевдоморфозами хлорита, актинолита, талька, альбита и серицитом (мусковитом), возникающими при $T = 350$ °С. В скобках приведены вариации стандартной плотности различных фаз (г/см^3) для минералов переменного состава.



Такие псевдоморфозы — только часть более сложных полиминеральных ретроградных замещений, но мономинеральные псевдоморфозы очень наглядно показывают вклад каждого минерала в изменения плотности пород в целом. Максимальное увеличение объема фиксируется при замещении безводных минералов водосодержащими, минимальное — при замещении основных плагиоклазов кислыми и высокотемпературных слюд низкотемпературными. Это показывает, что именно гидратация высокотемпературных безводных фаз является ведущей причиной разуплотнения пород при низкотемпературном диафторезе.

Более важны, однако, данные не по отдельным минералам, а по изменению суммарной плотности главных типов метаморфических пород при диафторезе, который обычно является изохимическим процессом по всем компонентам, кроме H_2O . Серия расчетов, выявляющих изменения плотности главных типов метаморфических пород в зависимости от изменения P и T , в разных геодинамических обстановках и с учетом реальных составов их минералов были приведены в работах [Massonne et al., 2007; Massonne, Calderon, 2008; Massonne, Willner, 2008; Massonne, 2009, 2015; Semprich et al., 2010; Massonne, Toulkeridis, 2012]. Результаты по каждой конкретной породе представлены в них на P/T -диаграммах с нанесенной системой изохор (г/см^3) на интервале P от 0.2 до 4 ГПа и T — от 300 до 1000 °С. Так были получены денситометрические характеристики метаморфических пород от зеленосланцевой до гранулитовой фации, которые можно использовать для анализа плотностной эволюции корового субстрата как с проградными, так и с ретроградными трендами метаморфизма.

В работе Дж. Семприч с соавторами [Semprich et al., 2010] были рассчитаны фазовые диаграммы для некоторых пород континентальной коры вплоть до $P = 0$ и $T = 500$ °С. Выяснилось, в частности, что при повышении давления значительное увеличение плотности может происходить не только в мафических породах, таких как габбро, но также и в кислых породах, например, в метапелитах. Было показано, что изменения плотности в породах земной коры в связи с изменениями P/T -условий могут привести к образованию осадочных бассейнов до 5—15 км глубиной, а также к поднятиям земной коры с амплитудой до 1800 м. Новейшие поднятия в процитированной работе не рассматривались; основное внимание было уделено проблеме сохранения корней высоких гор и образованию глубоких бассейнов в результате упругого изгиба литосферного слоя под действием больших сжимающих сил вместе с уплотнением пород коры вследствие метаморфизма.

Количественные изменения плотности высокотемпературных пород при диафторезе могут быть проиллюстрированы на модельных примерах трех наиболее распространенных типов метаморфитов — метапелитов, метабазитов и гнейсов. Они показывают, что при разных геотермических градиентах сте-

пень разуплотнения диафторированных пород сильно различается, и это необходимо учитывать при геодинамических реконструкциях. На всех P/T -диаграммах с изохорами (см. рис. 11—13) дополнительно нанесены линии геотермических градиентов – 10, 20 и 30 °С/км. По их пересечению с изохорами легко определить объемные эффекты процессов разуплотнения в породах любого состава. Для упрощения предполагается, что P/T -тренды диафторитической трансформации пород в каждом комплексе близки к линиям соответствующих региональных градиентов.

На рис. 11 представлены результаты моделирования плотностных изменений высокотемпературных метапелитов при диафторезе на интервалах T от 700 до 350 °С и P от 2.00 до 0.20 ГПа ([Massonne et al., 2007], модельная пр. Mix-2). Они основаны на расчете P/T -эволюции не конкретной породы, а низкотемпературной глинисто-псаммитовой смеси, идентичной по химическому составу обычному глинистому осадку (табл. 1). Согласно расчету, при $P = 1.5$ МПа и $T = 700$ °С эта смесь превращается в высокобарический метапелит Phn-Grt-Ку±Тlc-Pl-Mag-Qz состава с плотностью 3.04 г/см³. Диаграмма наглядно показывает, что степень разуплотнения исходного метапелита с валовым составом Mix-2 сильно зависит от геотермического градиента, при котором протекает диафторез. Разница в плотности между высокотемпературным и диафторически измененным метапелитом представлена в табл. 2.

Плотностные изменения при диафторезе метабазитов приблизительно на тех же P/T -интервалах рассчитаны на примере высокобарических среднетемпературных амфиболитов (см. табл. 1) из фундамента Северных Анд ([Massonne, Toulkeridis, 2012], обр. CR1-6A). Эти породы Grt-Chl-Hbl-Phn-Ep-Pl-Qz состава принадлежат пестрой по составу толще, состоящей из хлоритоидсодержащих метапелитов и Grt-Chl-Bt метакристаллитов, в которых присутствуют фенгиты с высоким содержанием Si, свидетельствующим о высокобарном характере метаморфизма. Его пиковые параметры: $T = 560$ °С, $P = 1.4$ ГПа; в этом

Таблица 1. Валовые химические составы пород (мас. %), использованные для расчета P/T -диаграмм, представленных на рис. 11—13

Оксид	Метапелит Mix 2	Метабазит CR1-6A	Гнейс Фьоргофт
	[Massonne et al., 2007]	[Massonne, Toulkeridis, 2012]	[Massonne et al., 2007]
SiO ₂	52.637	46.835	51.151
TiO ₂	1.113	1.879	1.431
Al ₂ O ₃	21.616	13.729	22.522
FeO	7.821	11.226	11.795
O ₂	0.117	0.125	0.134
MnO	0.089	0.194	0.143
MgO	4.210	7.472	3.292
CaO	0.475	9.765	0.811
Na ₂ O	1.855	2.456	0.382
K ₂ O	4.067	0.319	2.338
H ₂ O	6.000	6.000	6.000
Сумма	100.000	100.000	100.000

Таблица 2. Плотностные изменения исходных высокобарических пород в процессе их диафтореза в температурном интервале 700—350 °С в условиях с различными геотермальными градиентами

Порода	Геотермический градиент, °С/км	Интервалы давлений, ГПа	Плотность исходной породы, г/см ³	Плотность диафторированной породы, г/см ³	Разница плотностей, г/см ³	То же, в процентном выражении
Метапелит Mix-2	10		3.18	2.9	0.28	8.8
	20	1.86—0.99	2.95	2.87	0.08	2.7
	30		2.86	2.83	0.03	1.0
Метабазит CR1-6A	10		3.47	3.15	0.32	9.2
	20	2.2—0.2	3.10	3.02	0.08	2.6
	30		3.02	3.01	0.01	0.3
Гнейс Фьоргофт	10		3.32	2.98	0.34	10.2
	20	1.5—0.25	3.22	2.97	0.25	7.8
	30		3.02	2.96	0.06	2.0

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значения, способные обеспечить формирование крупноамплитудных поднятий на поверхности коры.

случае метаморфизм всех пород, включая амфиболиты, отвечает геотермическому градиенту чуть больше $10\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$. В такой ситуации при $700\text{ }^\circ\text{C}$ давление должно достигать 1.9 ГПа (см. рис. 12). Учитывая систему изохор, при градиенте $10\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ и $T = 700\text{ }^\circ\text{C}$, плотность амфиболита должна соответствовать $3.47\text{ г}/\text{см}^3$. При снижении T до $350\text{ }^\circ\text{C}$ и при указанном градиенте плотность диафторированного амфиболита понизится весьма существенно — до $3.15\text{ г}/\text{см}^3$. При более высоких градиентах, плотностная эволюция амфиболита выглядит следующим образом: при градиенте $20\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$, ρ понижается от 3.10 до $3.02\text{ г}/\text{см}^3$; а при градиенте $30\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ — от 3.02 до $3.01\text{ г}/\text{см}^3$, т. е. в последнем случае разуплотнения практически не происходит (см. табл. 2).

Возможные плотностные изменения при диафторезе и декомпрессии кислых гнейсов продемонстрированы на данных по высокобарному комплексу региона Вестерн Гнейс (Норвегия). Изученная порода Grt-Vt-Ky-состава (см. табл. 1), по всей видимости, имеет сложную петрологическую историю (в ее раздробленной фракции обнаружены зерна микроалмаза), но в ней имеется равновесный парагенезис Grt-Vt-Ky-Pl-Kfs-Qz, и именно его плотностная эволюция при низкотемпературном диафторезе была рассчитана и представлена на рис. 13 ([Massonne et al., 2007], пр. Fjortoft gneiss). Согласно этим расчетам, при $T = 700\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 1.5\text{ ГПа}$ порода должна иметь Phn-Grt-Ky-Prg-Qz состав и плотность $3.26\text{ г}/\text{см}^3$. Снижение плотности диафторированных пород при разных геотермических градиентах представлено в табл. 2

На примере этих же фазовых диаграмм (см. рис. 11—13) можно продемонстрировать, какие изменения плотности необходимы для достижения наблюдаемых амплитуд неотектонических поднятий в рассмотренных регионах вследствие предлагаемого механизма. Континентальная кора состоит из пород различного состава, и при современной точности сейсмических зондирований ее строение и реальный состав в каждой области, как правило, остаются неопределенными. Кроме того, вид диаграмм для конкретного типа пород, например, метагаббро, метакристаллита, гнейса или метапелита, сильно зависит от их химического состава, включая содержание Fe, Al, H_2O и других компонентов [Semprich et al., 2010]. В этой работе мы не приводим точных расчетов поднятий коры, которые могут быть обусловлены изменениями давления и температуры в комплексах пород определенной мощности и состава. Наша задача состоит в том, чтобы установить, могут ли новейшие поднятия докембрийских кратонов быть обусловлены метаморфизмом в кристаллической коре, проявившимся благодаря денудации ее верхней части и недавней инфильтрации эндогенных флюидов. Для демонстрации реальности этого процесса достаточно простых качественных оценок.

Чтобы обеспечить изостатическое поднятие коры на величину ζ за счет разуплотнения породы с начальной плотностью ρ_0 в слое начальной толщины h_0 , понижение их плотности $\Delta\rho$ должно быть

$$\Delta\rho = [\zeta/(h_0 + \zeta)]\rho_0. \quad (10)$$

На основной части Восточно-Европейского кратона, в большинстве областей в восточной части Сибирского кратона и в Северо-Западной Африке имели место лишь небольшие новейшие поднятия $\zeta = 100\text{—}200\text{ м}$ [Неотектоническая карта..., 1981; Карта..., 1997]. Согласно (10), чтобы обеспечить такие поднятия при относительно небольшой мощности слоя $h_0 = 10\text{ км}$ и начальной плотности пород $\rho_0 \sim 3.0\text{ г}/\text{см}^3$ достаточно незначительного понижения плотности $\Delta\rho \sim (0.03\text{—}0.06)\text{ г}/\text{см}^3$, т.е. $\sim 1\text{—}2\%$.

Поднятия с амплитудой $\zeta \sim 300\text{—}500\text{ м}$ произошли в центральной и южной частях Сибирского кратона, на юго-восточной окраине Восточно-Европейского кратона и на большей части Австралийского кратона. Как следует из (10), при $h_0 = 10\text{ км}$ для этого потребуется понижение плотности на $\Delta\rho \sim 0.08\text{—}0.14\text{ г}/\text{см}^3$, или на $3\text{—}5\%$. Крупные поднятия на 1000 м и более произошли на плато Путорана и на Алданском щите, в Западной Африке, а также на кратонах Конго, Каапваальском, Бразильском и Гвианском. Чтобы обеспечить такие амплитуды поднятий за счет разуплотнения пород в слое со средней толщиной $h_0 = 10\text{ км}$, необходимо понижение их плотности $\Delta\rho \geq 0.27\text{ г}/\text{см}^3$ ($\geq 9\%$). С учетом того, что в результате денудации на докембрийских кратонах были срезаны мощные толщи пород, первоначальная мощность коры под ними была $h_0 \geq 60\text{ км}$. В такой коре разуплотнение вследствие метаморфизма могло произойти в значительно более мощном интервале разреза. Например, при $h_0 = 20\text{ км}$ приведенные выше оценки должны быть снижены примерно вдвое. Тогда для поднятия на $1000\text{—}1500\text{ м}$ было бы достаточно понижения плотности на $\Delta\rho \sim 0.14\text{—}0.21\text{ г}/\text{см}^3$, т.е. на $5\text{—}7\%$.

Оценка амплитуд поднятий, обусловленных разуплотнением в коре. Вернемся к P/T -диаграмме для метапелита, показанной на рис. 11. Для простых оценок примем среднюю плотность земной коры равной $\rho = 2.9\text{ г}/\text{см}^3$, а градиент температуры в ней — $15\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$. Соответствующая изотерма показана штриховой линией как прямолинейная траектория ABC. Температура $700\text{ }^\circ\text{C}$ достигается при $P = 1.354\text{ ГПа}$ на глубине $z = 46.7\text{ км}$. Рассмотрим отрезок AB, соответствующий интервалу разреза мощностью $h_0 = 15.57\text{ км}$. На этом отрезке средняя плотность пород $\rho_1 = 2.94\text{ г}/\text{см}^3$. Предположим, что после длительной денудации за все время существования кратона породы из интервала глубин AB оказались на уровне BC. При этом градиент температуры $15\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ не изменился, а давление в слое умень-

шилось примерно на 0.45 ГПа. В этом новом положении средняя плотность пород на уровне ВС должна понизиться до $\rho_2 = 2.86 \text{ г/см}^3$. В «сухих» условиях начальная плотность $\rho_1 = 2.94 \text{ г/см}^3$ будет сохраняться. После инфильтрации флюида и установления нового минерального равновесия средняя плотность породы в интервале глубин ВС понижается до $\rho_2 = 2.86 \text{ г/см}^3$. Согласно соотношению (10), в состоянии изостатического равновесия понижение плотности $\Delta\rho$ в интервале разреза мощностью h_0 с начальной плотностью ρ_0 приводит к поднятию земной коры на

$$\zeta = [\Delta\rho/(\rho_0 - \Delta\rho)]h_0. \quad (11)$$

Полагая $\rho_0 = \rho_1 = 2.94 \text{ г/см}^3$, $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 = 0.08 \text{ г/см}^3$ и $h_0 = 15.57 \text{ км}$, находим $\zeta = 436 \text{ м}$. Это значение сопоставимо с реально наблюдаемыми новейшими поднятиями 400—500 м во многих областях Восточной Сибири, Африки и Австралии.

Обратимся теперь к P/T -диаграмме для метабазита, показанной на рис. 12. Положим среднюю плотность земной коры равной $\rho = 3.2 \text{ г/см}^3$ и градиент температуры $dT/dz = 12 \text{ }^\circ\text{C/км}$. На рис. 12 температура T изменяется с давлением P по траектории АВС. Рассмотрим слой мафических гранулитов АВ мощностью $h_0 = 14.2 \text{ км}$, который вначале располагался в нижней коре на уровне глубин 39.4—53.6 км, что соответствует интервалу давлений 1.33—1.67 ГПа. Средняя плотность пород в этом слое $\rho_1 = 3.34 \text{ г/см}^3$. Предположим, что вышележащие слои были удалены денудацией, и породы, слагающие интервал АВ на диаграмме рис. 12, выведены на уровень глубин интервала ВС. Здесь вещество пород могло сохранить свою высокую первоначальную плотность, пока оно оставалось сухим. После инфильтрации флюидов из мантии за счет метаморфических реакций породы могли приобрести среднюю плотность $\rho_2 = 3.16 \text{ г/см}^3$. Принимая в соотношении (11) $\rho_0 = \rho_1 = 3.34 \text{ г/см}^3$, $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 = 0.18 \text{ г/см}^3$ и $h_0 = 14.2 \text{ км}$, мы получаем $\zeta = 809 \text{ м}$. Это значительная величина, близкая к амплитудам новейших поднятий на большей части Алданского щита, Юго-Западной Африки и австралийского континента.

Рассмотрим теперь представленную на рис. 13 диаграмму для кислого ортогнейса с о. Фьортофт в Норвегии [Massonne et al., 2007]. Положим градиент температуры равным $13 \text{ }^\circ\text{C/км}$, а среднюю плотность пород — 3.1 г/см^3 . Тогда температура $T = 700 \text{ }^\circ\text{C}$ достигается на глубине 53.8 км, где давление составляет $P = 1.67 \text{ ГПа}$. Рассмотрим интервал разреза АВ мощностью $h_0 = 14.4 \text{ км}$, расположенный между указанной глубиной и уровнем 39.4 км. В этом слое средняя плотность породы $\rho_1 = 3.20 \text{ г/см}^3$. Предположим, что после денудации на поверхности коры этот слой оказался на уровне, соответствующем отрезку ВС на изотерме АС (см. рис. 13). После инфильтрации флюидов и метаморфизма породы в этом слое могут приобрести среднюю плотность $\rho_2 = 2.86 \text{ г/см}^3$. В соответствии с (11), при $\rho_1 = 3.20 \text{ г/см}^3$ понижение плотности на $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 = 0.34 \text{ г/см}^3$ в слое мощностью $h_0 = 14.4 \text{ км}$, приведет к поднятию земной коры на 1720 м. Эта величина сравнима с новейшими поднятиями на докембрийской коре в таких областях, как плато Путорана, Алданский щит и Каапваальский кратон.

Приведенные выше оценки основаны на очень простых моделях для некоторых наиболее распространенных типов пород земной коры. В зависимости от их реального состава P/T -диаграммы могут быть совершенно разными даже для одного и того же типа породы. Распределения с глубиной температуры в земной коре могут быть значительно более сложными, и они могут сильно изменяться во времени. Тем не менее эти простые оценки показывают, что при инфильтрации флюидов метаморфизм в метастабильных породах может в принципе привести к поднятиям коры, сопоставимым с новейшими поднятиями до 1.0—1.5 км на докембрийских кратонах. В рассмотренных примерах понижение давления в породах, выведенных на небольшие глубины за счет денудации, было $\Delta P \sim 0.45 \text{ ГПа}$.

На многих докембрийских кратонах породы, расположенные на поверхности фундамента, образовались при более низких давлениях $P = 0.3\text{—}0.4 \text{ ГПа}$. Понижение давления такого масштаба вполне достаточно, однако, чтобы произвести в большинстве областей новейшие поднятия с умеренными амплитудами, не превышающими 400—500 м. С другой стороны, в некоторых областях, например, на Кольском полуострове и в юго-восточной части Алданского щита, породы, которые теперь находятся на поверхности, образовались при давлениях $P = 8\text{—}10 \text{ ГПа}$ [Маракушев, 1965; Маракушев, Кудрявцев, 1965; Геологическая карта..., 1996]. Подъем пород нижней коры на 30—35 км с их метаморфизмом при сопровождающем сильном понижении давления и температуры может обеспечить очень крупные поднятия поверхности коры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Непригодность предлагавшихся ранее механизмов. В плиоцене и плейстоцене на основной части площади континентов произошли поднятия земной коры [Неотектоническая карта..., 1981; Partridge, Maud, 1988; Карта..., 1997; Japsen et al., 2012; и др.]. Их величина изменяется в пределах от 100—200 м до 4—5 км, и эти новейшие поднятия сформировали большинство современных горных хребтов, высоких плато и других положительных форм рельефа. Судя по объему сформированного ре-

льефа, это наиболее мощное тектоническое явление в континентальной литосфере, и его причины представляют большой интерес. Основные механизмы, обычно используемые для объяснения поднятий земной коры на континентах, это сжатие коры при столкновении литосферных плит, конвективные течения в мантии, деляминация мантийной литосферы, магматический андерплейтинг и образование складок под влиянием сил, действующих вдоль литосферного слоя [Cloetingh, Willett, 2013]. Чтобы оценить применимость этих механизмов к новейшим поднятиям, мы рассмотрели типичные примеры докембрийских кратонов, занимающих около 70 % площади континентов. Величина их новейших поднятий составляет от 100—200 до 1500—2000 м. Образование докембрийской коры завершилось полмиллиарда лет назад или раньше, и поэтому сжатие как механизм ее новейших поднятий исключено.

В главных моделях пространственного распределения динамической топографии, поддерживаемой конвективными течениями в мантии [Weissel et al., 2013], вертикальные смещения земной коры существенно отличаются от реального распределения новейших поднятий. Кроме того, динамическая топография на кровле астеносферы, перекрытой кратонной литосферой толщиной 150—250 км, может привести к образованию на поверхности Земли только плавных склонов шириной в сотни километров. В действительности во многих областях новейшие поднятия осложнены многочисленными крутыми склонами шириной всего лишь в десятки километров.

Большая мощность (100—200 км) мантийной литосферы под докембрийскими кратонами в большинстве областей вместе с ее низкой плотностью исключают деляминацию этого слоя и магматический андерплейтинг в качестве возможных причин новейших поднятий. Нельзя, впрочем, исключить, что на некоторых докембрийских кратонах новейшие поднятия произошли из-за замещения астеносферой нижней части мантийной литосферы, где плотность была ранее увеличена за счет метасоматоза при инфильтрации богатых железом флюидов. В таком случае, однако, поднятия на ≥ 200 м потребовали бы разрушения мощного слоя в нижней части мантийной литосферы. В результате на подошве литосферы возник бы перепад температуры ≥ 200 °С, что привело бы к появлению на данной границе скачка скоростей поперечных волн на ≥ 2 %. Однако, по данным сейсмической томографии, такой скачок скоростей наблюдается только в некоторых областях с литосферой докембрийского возраста, например, в Северо-Восточной Африке.

Образование складок в литосферном слое под влиянием дальнедействующих сил может привести к образованию сильноприподнятых структур шириной не более нескольких сотен километров. Большинство докембрийских кратонов значительно шире. Кроме того, формирование за счет данного механизма широких складок должно приводить к образованию систем чередующихся поясов поднятий и погружений земной коры, в сумме покрывающих сопоставимые по площади области. Поэтому указанный механизм также не может объяснить преобладание поднятий на докембрийской коре в плиоцене и плейстоцене.

Разуплотнение пород в докембрийской коре как причина ее новейших поднятий. Как показывает проведенное рассмотрение, все вышеперечисленные механизмы оказываются неприменимыми для объяснения глобального проявления новейших поднятий на докембрийских кратонах. Поэтому мы предлагаем объяснять данное явление другим механизмом — разуплотнением пород в земной коре. Такая возможность подтверждается сильной латеральной неоднородностью поднятий во многих областях. Формирование на периферии поднятий склонов шириной в десятки километров указывает на то, что разуплотнение произошло на глубинах, сравнимых с шириной этих склонов. Разуплотнение реализуется на протяжении всего времени существования кратонов благодаря длительной денудации мощных породных комплексов. На это указывает широкое распространение на уровне современного эрозионного среза пород, образовавшихся при давлениях 0.3—0.4 ГПа, а в отдельных областях и до 0.8—1.0 ГПа. Это означает, что породы, которые сейчас находятся в средней и нижней коре, также образовались при значительно более высоких давлениях, чем те, которые характерны для них в настоящее время. Как следует из анализа фазовых диаграмм типичных коровых пород, сильное понижение давления и температуры может привести к значительному понижению плотности пород за счет диафореза. Метаморфические реакции гидратации происходят, однако, только в присутствии флюидов. На протяжении длительной истории развития кратонов (~2 млрд лет) тяжелые высоко- и среднетемпературные породы были метастабильны до тех пор, пока они оставались «сухими». Быстрый метаморфизм с разуплотнением произошел в них в новейшую эпоху при инфильтрации в земную кору больших объемов флюидов. Не исключено, что подобные короткие эпизоды могли иметь место и на более ранних этапах развития кратонов.

О возможной природе глубинных флюидов. Суммарный объем флюида должен быть сопоставим с объемом рельефа, сформированного в новейшую эпоху в результате образования в породах коры водных минералов. Такой большой объем вряд ли может быть обеспечен за счет внутрикоровых источников. Поэтому возникает вопрос о глубинном источнике, поставившем флюиды в континентальную кору на новейшем этапе после длительного периода относительной тектонической стабильности. Оста-

ется также неясным, с чем могло быть связано геологически субсинхронное проникновение в кору флюидов на разных континентах, обусловившее ее новейшие поднятия в плиоцене и плейстоцене. В связи с относительно слабой изученностью содержания и состояния флюидов в глубоких недрах Земли обсуждение этих вопросов в настоящее время может быть проведено лишь в самой общей форме.

Существование в глубоких недрах Земли больших объемов воды, гидроксила или водорода в настоящее время предполагается, в частности, для переходного слоя между верхней и нижней мантией на глубинах 410—660 км [Nestola, Smith, 2015]. Одним из оснований для этого предположения служит высокое содержание воды в рингвудите, захваченном в сверхглубинном алмазе, найденном в Бразилии [Pearson et al., 2014]. Предполагается, что по объему воды, заключенной в рингвудите и вадслеите, переходный слой может в несколько раз превосходить Мировой океан. Допускается также возможность дегидратации вблизи границы переходного слоя и нижней мантии пород в субдущированных плитах океанической литосферы [Schmandt et al., 2014]. Судя по глобальным данным об электропроводности и о затухании упругих волн в нижней мантии, в ней также могут существовать крупные объемы воды [Lawrence, Wysession, 2006; Kelbert et al., 2009].

Прямым свидетельством существования водных флюидов в глубокой мантии могут служить недавно опубликованные данные [Tschauner et al., 2018] об открытии в мантийных алмазах мельчайших включений, сложенных особой полиморфной модификацией льда — так называемым «Ice-VII», кристаллизующимся в кубической сингонии. Эти образования обнаружены в кимберлитах ряда древних кратонов — Северо-Китайского, Каапваальского, Конго, Западно-Африканского — и поэтому они вполне могут рассматриваться как указание на глобальный характер рассматриваемого явления.

Широко обсуждается и возможность существования в ядре легких элементов, в том числе водорода [Ларин, 1975; Stevenson, 1977; Williams, Hemley, 2001; Sakamaki et al., 2016; Литасов, Шацкий, 2016; Бажанова и др., 2017; и др.]. Это предположение основано в первую очередь на том, что в модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] плотность и скорости упругих волн как во внешнем, так и во внутреннем ядре несколько ниже значений, характерных для железа при соответствующих температурах и давлениях. Поэтому допускается, что помимо железа, находящегося в двойной гексагональной плотноупакованной фазе, в ядре могут присутствовать более легкие элементы. Чаще всего обсуждаются кремний, сера, углерод, кислород и водород. Так, например, в работе [Tagawa et al., 2016] допускается содержание водорода в 0.32 мас. % во внешнем ядре и до 0.47 % во внутреннем ядре. На основе теоретических расчетов в некоторых моделях для внутреннего ядра допускается атомное содержание водорода в 9 % [Бажанова и др., 2017]. В таких условиях содержащийся в ядре водород в соединении с кислородом способен образовать объем воды, много больший по сравнению с объемом гидросферы.

Субсинхронное поступление воды в кору под разными континентами указывает на ее подъем из области с низкой вязкостью, обеспечивающей корреляцию происходящих там процессов. В этом отношении хорошим кандидатом является жидкое внешнее ядро. Периодическое поступление из него водорода в слой D" подтверждается формированием крупных термохимических плюмов [Dobretsov et al., 2008; Добрецов и др., 2011], поднимающихся к литосферному слою и растекающихся вдоль его подошвы, что в конечном итоге приводит к образованию крупных магматических провинций. Для современной эпохи такое объяснение подходит для Афаро-Эфиопской области и для Камерунской вулканической линии, под которыми наблюдается сильное понижение скоростей упругих волн [Schaeffer, Lebedev, 2013]. Однако под большинством докембрийских кратонов, испытавших новейшие поднятия, верхняя мантия остается холодной. В качестве осторожного предположения можно допустить, что в таких областях в земную кору недавно поступил водород из земного ядра, что привело к образованию в ней воды в результате восстановительных реакций.

Природа субсинхронных выбросов из ядра крупных объемов водорода в глобальном масштабе остается неясной и требует отдельного рассмотрения. Для этого надо знать свойства внутреннего ядра Земли, которые еще остаются плохо изученными. В дальнейшем будет необходимо также провести сопоставление новейших поднятий с данными об инверсиях геомагнитного поля и об изменениях изотопного состава стронция в морских осадках [Печерский, Шаронов, 2011; Диденко, 2011].

Возможность проявления в каждой конкретной области новейших поднятий коры, обусловленных рассматриваемым механизмом, зависит от того, существуют ли в ней породы, которые находятся в той области давлений и температур, где в присутствии флюида они могут испытать разуплотнение. Величина поднятий определяется объемом таких пород, степенью их близости к равновесному состоянию, объемом поступившего флюида, а также фильтрационными свойствами пород, в которые он проникает. В зависимости от распределения пород и их свойств на площади, в плане форма поднятий может быть самой различной. Так, Анабарский массив и плато Путорана имеют изометричную форму, кратон Каапвааль ограничен с юга и с востока крутыми склонами высотой около 1 км, Сибирский кратон отделен от Западно-Сибирской плиты крутым протяженным склоном, а Бразильский кратон разбит на множество блоков с относительными вертикальными смещениями в полкилометра и более.

Доминирующая роль глубинных процессов в новейших поднятиях докембрийской коры.

Согласно широко распространенным представлениям, вертикальные движения земной коры на континентах обусловлены главным образом внешними силами, действующими на литосферу. Это силы, связанные с мантийными течениями, и силы, приложенные к литосферному слою на границах плит. Часто рассматриваются также изменения термического режима литосферы, деляминация мантийной литосферы и магматический андерплейтинг. Проведенный нами анализ показывает, что существует еще один источник поднятий земной коры, который расположен внутри этого слоя. Оказывается, что новейшие поднятия на докембрийских кратонах были в основном обусловлены разуплотнением пород в земной коре вследствие метаморфизма. В сухих породах метаморфизм практически не развивается. Для его проявления было необходимо поступление в земную кору глубинных флюидов на новейшем (постмиоценовом) этапе. Мы предлагаем метаморфизм коровых пород при инфильтрации мантийных флюидов как главную причину быстрых новейших поднятий коры на докембрийских кратонах. Такое объяснение является предварительным, и необходима более глубокая разработка проблемы.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Обозначим современную толщину литосферы через d (см. рис. 9), а толщину нижней части мантийной литосферы, которая была ранее замещена астеносферой, через Δd . Следуя популярной модели [McKenzie, 1978], предположим, что до этого замещения температура литосферы (T) увеличивалась с глубиной z по линейному закону:

$$T = T_a z / (d + \Delta d), \quad (\text{П. 1})$$

при достижении температуры астеносферы $T_P = 1300^\circ\text{C}$ на подошве литосферы. Тогда плотность мантийной литосферы ρ_m увеличивается с глубиной как

$$\rho_m = \rho_m^0 [1 - \alpha T_a z / (d + \Delta d)]. \quad (\text{П. 2})$$

Здесь ρ_m^0 — плотность мантии при $T = 0$ и $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ — объемный температурный коэффициент линейного расширения мантии. Предположим, что минеральный состав замещенной части мантийной литосферы был таким же, как в астеносфере. Тогда плотность астеносферы

$$\rho_a = \rho_m^0 (1 - \alpha T_a). \quad (\text{П. 3})$$

Замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы толщиной Δd приводит к поднятию вышележащей утоненной литосферы на величину ζ (см. рис. 9). При этом толщина слоя астеносферы, расположенного выше невозмущенной нижней границы литосферы в прилегающих областях, оказывается равной

$$h_a = \Delta d + \zeta. \quad (\text{П. 4})$$

Предположим, что замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы произошло быстро, так что температура и плотность литосферы не успели измениться. Тогда средняя плотность замещенного слоя была равна

$$(\rho_m)_{\text{cp}} = [\rho_m(d + \Delta d) + \rho_m(d)]/2 = \rho_m^0 [1 - \alpha T_a(2d + \Delta d)/(d + \Delta d)]. \quad (\text{П. 5})$$

В широких областях, где литосфера близка к состоянию локальной изостазии,

$$\rho_a h_a = (\rho_m)_{\text{cp}} \Delta d. \quad (\text{П. 6})$$

При этом условии, используя (П. 3)—(П. 5), мы приходим к следующему отношению

$$\alpha T_a (\Delta d)^2 - 2\zeta \Delta d - 2\zeta d = 0. \quad (\text{П. 7})$$

Его положительный корень равен

$$\Delta d = \zeta / \alpha T_a + [(\zeta / \alpha T_a)^2 + 2d\zeta / \alpha T_a]^{1/2}. \quad (\text{П. 8})$$

Он определяет толщину слоя в нижней части мантийной литосферы, который должен быть замещен астеносферой, чтобы обеспечить поднятие земной коры на величину ζ . Толщина Δd замещенного слоя показана на рис. 10, а как функция поднятия ζ для нескольких значений современной мощности литосферы d .

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В.** Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Ст. 2. Палеогеографическая обстановка // Бюл. МОИП. Отдел геологический. 2005, т. 80, № 4, с. 30—44.
- Артюшков Е.В.** Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
- Артюшков Е.В.** Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39—56.
- Артюшков Е.В.** Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика, 2012а, т. 53, № 6, с. 738—760.
- Артюшков Е.В.** Плиоцен-четвертичные поднятия земной коры на континентах как результат инфильтрации в литосферу флюидов из нижележащей мантии // ДАН, 2012б, т. 445, № 6, с. 656—662.
- Артюшков Е.В.** Вертикальные движения земной коры на континентах как отражение глубинных процессов в коре и мантии Земли: геологические следствия // Вестник РАН, 2012в, т. 82, № 12, с. 1—17.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А.** Природа изменений глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах. Восточная Сибирь в силуре // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (11), с. 1273—1291.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А.** Новейшие поднятия на раннедокембрийских кратонах вследствие метаморфизма с разуплотнением пород в земной коре // ДАН, 2014, т. 458, № 5, с. 567—571.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А.** Мощность литосферы под докембрийскими кратонами и механизмы их новейших поднятий // ДАН, 2016, т. 466, № 2, с. 188—192.
- Бажанова З.Г., Ройзен В.В., Оганов А.Р.** Поведение системы Fe—S при высоких давлениях и состав ядра Земли // Успехи физических наук, 2017, т. 187, № 10, с. 105—113.
- Геологическая карта** Кольского региона м-ба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. КНЦ РАН, 2001.
- Глебовицкий В.А.** Ранний докембрий Балтийского щита. СПб., Наука, 2005, 711 с.
- Диденко А.Н.** О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И.** Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М., ВНИИГеосистем, 2003, 222 с.
- Карта** новейшей тектоники Северной Евразии. М-б 1:5 000 000 / Ред. А.Ф. Грачев. М., Министерство природных ресурсов России, Российская академия наук, 1997.
- Кинг Л.** Морфология Земли. М., Прогресс, 1967, 560 с.
- Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П.** Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов // ДАН, 1999, т. 366, № 6, с. 809—812.
- Коржинский Д.С.** Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.
- Кориковский С.П.** Метаморфизм, гранитизация, диафторез и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., Наука, 1967, 298 с.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И.** Структура литосферной мантии Сибирского кратона по сверхдлинным сейсмическим профилям Метеорит и Рифт // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1124—1143.
- Ларин В.Н.** Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). М., Недра, 1975, 101 с.
- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Иванов С.В.** Новая модель распада Восточной Гондваны (разделения Индии и Антарктиды) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. 2017, т. 1, с. 230—233.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.** Современные представления о составе ядра Земли // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 31—62.
- Маракушев А.А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965, 327 с.
- Маракушев А.А., Кудрявцев В.А.** Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение // Докл. АН СССР, 1965, т. 164, с. 179—183.

- Милановский Е.Е.** Геоморфология // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 2. М., Наука, 1974, с. 56—130.
- Неотектоническая карта мира.** М-б 1:15 000 000 / Под ред. Н.И. Николаева, Ю.Я. Кузнецова, А.А. Неймарка. М., Мингео СССР, 1981.
- Николаев Н.И.** Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 392 с.
- Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии** / Ред. А.Ф. Грачев. М., Пробел, 2000, 487 с.
- Печерский Д.М., Шаронов З.В.** Геомагнитное поле в фанерозое—венде и нижнемантийные плюмы // Геофизические исследования, 2011, т. 12, № 2, с. 16—32.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т.** Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л., Недра, 1967, 261 с. (Тр. ВНИГНИ, вып. LXII).
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е.** Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология, 2011, т. 19, № 5, с. 493—519.
- Старосельцев В.С.** Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М., Недра, 1989, 257 с.
- Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.** Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург, УрО РАН, 2003, 299 с.
- Artemieva I.M.** The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 23—46.
- Artemieva I.M.** The lithosphere. An interdisciplinary approach. Cambridge Univ., Cambridge, 2011.
- Artemieva I.M., Vinnik L.P.** Density structure of the cratonic mantle in Southern Africa: I. Implications for dynamic topography // *Gondwana Res.*, 2016, v. 39, p. 204—216, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.002>.
- Artemieva I.M., Billien M., Lévêque J.-J., Mooney W.D.** Shear-wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle // *Geophys. J. Int.*, 2004, v. 157, p. 607—628.
- Artyushkov E.V.** Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities // *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 7675—7708.
- Artyushkov E.V.** Can the Earth's crust be in a state of isostasy? // *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 741—752.
- Artyushkov E.V., Hofmann A.W.** Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // *Surv. Geophys.*, 1998, v. 19, p. 369—415.
- Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D.L.** The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // *Geophys. J. Int.*, 2000, v. 143, p. 752—776.
- Asudeh I., Green A.G., Forsyth D.A.** Canadian expedition to study the Alpha Ridge complex: results of the seismic refraction survey // *Geophys. J. Int.*, 1988, v. 92, № 2, p. 283—301.
- Austrheim H.** Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 81, p. 221—232.
- Bajolet F., Galeano J., Funicello F., Moroni M., Negrodo A.-M., Faccenna C.** Continental delamination: Insights from laboratory models // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2012, v. 13, № 1, Q02009, doi:10.1029/2011GC003896.
- Bird P.** Continental delamination and the Colorado Plateau // *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 87, p. 7561—7571.
- Bulletin of the INQUA Neotectonic Commission: Issue 12** / Eds. N.-A. Mörner, J. Adams, C. Bartolini. Stockholm, 1989, 104 p.
- Burg J.-P., Podladchikov Yu.** Lithospheric scale folding: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes // *Int. J. Earth Sci.*, 1999, v. 88, p. 190—200.
- Burov E.B., Diament M.** The effective elastic thickness (T_e) of the continental lithosphere: What does it really mean? // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 3095—3927.
- Glodny J., Kühn A., Austrheim H.** Diffusion versus recrystallization processes in Rb–Sr geochronology: isotopic relics in eclogite facies rocks, Western Gneiss Region, Norway // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 72, p. 506—525.
- Cloetingh S., Burov E.** Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms // *Basin Res.*, 2011, v. 23, p. 257—290, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00490.x>.
- Cloetingh S., Willett S.** TOPO-EUROPE: Understanding of the coupling between the deep Earth and continental topography // *Tectonophysics*, 2013, v. 602, p. 1—14.

- Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K.** On a tectonic mechanism for relative sea level fluctuations // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 75, p. 157—166.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.** Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Sci. Planet. Lett.*, 2003, v. 205, p. 295—308.
- Cox K.G.** The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns // *Nature*, 1989, v. 342, p. 873—877.
- Dewey J.F., Bird J.M.** Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, p. 2625—2647.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N.** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 66—92.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.** Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1981, v. 25, p. 297—356.
- Eglington B.M.** Evolution of the Namaqua-Natal Belt, southern Africa — A geochronological and isotope geochemical review // *J. African Earth Sci.*, 2006, v. 46, p. 93—111.
- Eglington B.M., Thomas R.J., Armstrong R.A., Walraven F.** Zircon geochronology of the Oribi Gorge Suite, KwaZulu-Natal, South Africa: constraints on the timing of trans-current shearing in the Namaqua-Natal Belt // *Precambrian Res.*, 2003, v. 123, p. 29—46.
- Fischer K.M.** Waning buoyancy in the crustal roots of old mountains // *Nature*, 2002, v. 417, p. 933—936.
- Flament N., Gurnis M., Müller R.D.** A review of observations and models of dynamic topography // *Lithosphere*, 2013, v. 5, № 2, p. 189—210. doi: 10.1130/L245.
- Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D.** Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: the Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2003, v. 67, p. 4353—4371.
- Glodny J., Kühn A., Austrheim H.** Diffusion versus recrystallization processes in Rb—Sr geochronology: isotopic relics in eclogite facies rocks, Western Gneiss Region, Norway // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 72, p. 506—525.
- Göğüş O.H., Pysklywec R.N.** Mantle lithosphere delamination driving plateau uplift and synconvergent extension in eastern Anatolia // *Geology*, 2008, v. 36, № 9, p. 723—726, doi:10.1130/G24982A.1.
- Goodwin A.M.** Precambrian geology. The dynamic evolution of the continental crust. London, San Diego, New York, Berkeley, Boston, Sydney, Tokyo, Toronto, Academic Press, 1991, 666 p.
- Grand S.P.** Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 2002, Ser. A, v. 360, p. 2475—2491.
- Hager B.H., Clayton R.W., Richards M.A., Comer R.P., Dziewonski A.M.** Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid // *Nature*, 1985, v. 313 (6003), p. 541—545, doi:10.1038/313541a0.
- Hartnady C.J.H., Partridge T.C.** Neotectonic uplift in southern Africa: a brief review and geodynamic conjecture // *Proc. Centennial Geocongress Geol. Soc. S. Afr.*, 1995, v.1, p. 456—459.
- Hatzfeld D., Molnar P.** Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications // *Rev. Geophys.*, 2010, 48, RG2005, doi:10.1029/2009RG000304
- Heine C., Zoethout J., Müller R.D.** Kinematics of the South Atlantic rift // *Solid Earth*, 2013, v. 4, p. 215—253.
- Japsen P., James A., Chalmers J.A., Green P.F., Bonow J.M.** Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation // *Global Planet. Change*, 2012, v. 90—91, p. 73—86, doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.05.004.
- Jaupart C., Mareschal J.-C.** Heat generation and transport in the Earth. Cambridge University Press, Cambridge, 2011, 464 p.
- Kaban M.K.** A gravity model of the North Eurasia crust and upper mantle: 1. Mantle and isostatic residual gravity anomalies // *Russian Earth Sci.*, v. 3, № 2, May 2001.
- Kaban M.K., Trubitsyn V.** Density structure of the mantle transition zone and the dynamic geoid // *J. Geodyn.*, 2012, v. 59—60, p. 183—192.
- Kaban M.K., Schwintzer P., Artemieva I.M., Mooney W.D.** Density of the continental roots: Compositional and thermal contributions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 209, № 1—2, p. 53—69, doi:10.1016/S0012-821X(03)00072-4.
- Kelbert A., Schultz A., Egbert G.** Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations // *Nature*, 2009, v. 460, p. 1003—1006.
- Koulakov I.** High-frequency *P* and *S* velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltimes // *J. Geophys. Res.*, 2011, v. 116, B04301, doi: 10.1029/2010JB007938.

Lawrence J.F., Wyssession M.E. Seismic evidence for subduction transported water in the lower mantle // Eds. S.V. Jacobsen, S. van der Lee // *Earth deep water cycle. Geophysical Monograph Series*, 2006, v. 168, p. 251—261.

Leech M.L. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 189, p. 149—159.

Lekić V., Romanowitz B. Inferring upper-mantle structure by full waveform tomography with the spectral element method // *Geophys. J. Int.*, 2011, v. 185, p. 799—831, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04969.x.

Le Pourhiet L., Gurnis M., Saleeby J. Mantle instability beneath the Sierra Nevada mountains in California and Death Valley extension // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 251, p. 104—119, doi:10.1016/j.epsl.2006.08.028.

Lithgow-Bertelloni C., Silver P.G. Dynamic topography, plate driving forces and the African super-swallow // *Nature*, 1998, v. 395, p. 269—272.

Mareshal J.-C., Jaupart C. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust // *Tectonophysics*, 2013, v. 609, p. 524—534.

Massonne H.-J. Hydration, dehydration, and melting of metamorphosed granitic and dioritic rocks at high- and ultrahigh-pressure conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 288, p. 244—254.

Massonne H.-J. Wealth of P - T - t information in medium-high grade metapelites: Example from the Jubrique Unit of the Betic Cordillera, S Spain // *Lithos*, 2014, v. 208—209, p. 137—157.

Massonne H.-J. Derivation of P - T paths from high-pressure metagranites — Examples from the Gran Paradiso Massif, western Alps // *Lithos*, 2015, v. 226, p. 265—279.

Massonne H.-J., Calderon M. P - T evolution of metapelites from the Guarguaraz Complex, Argentina: evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin // *Revista Geológica de Chile*, 2008, v. 35, № 2, p. 215—231.

Massonne H.-J., Willner A.P. Phase relations and dehydration behaviour of psammopelite and mid-ocean ridge basalt at very-low-grade to low-grade metamorphic conditions // *Eur. J. Miner.*, 2008, v. 20, p. 867—879, doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1871.

Massonne H.-J., Toulkeridis T. Widespread relics of high-pressure metamorphism confirm major terrane accretion in Ecuador: a new example from the Northern Andes // *Int. Geol. Rev.*, 2012, v. 54, № 1, p. 67—80.

Massonne H.-J., Willner A.P., Gerya T. Densities of metapelitic rocks at high to ultrahigh pressure conditions: what are the geodynamic consequences? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 256, p. 12—27, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.013.

McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 25—32.

Meissner R., Mooney W. Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape // *Tectonophysics*, 1998, v. 296, № 1, p. 47—60.

Michaut C., Jaupart C., Mareschal J.-C. Thermal evolution of cratonic roots // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 47—60, doi:10.1016/j.lithos.2008.05.008.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.

Moore A., Blenkinsop T., Cotterill F. Southern African topography and erosion history: plumes or plate tectonics? // *Terra Nova*, 2009, v. 21, p. 310—315.

Nestola F., Smyth J.R. Diamonds and water in the deep Earth: a new scenario // *Int. Geol. Rev.*, 2015, p. 1—16, doi: 10.1080/00206814.2015.1056758.

Nielsen S.B., Paulsen G.E., Hansen D.L., Gemmer L., Clausen O.R., Jacobsen B.H., Gallagher K. Paleocene initiation of Cenozoic uplift in Norway // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2002, v. 196, № 1, p. 45—65.

Nikishin A. M., Ziegler P. A., Stephenson R. A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov V.I., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics*, 1996, v. 268, p. 23—63.

Ollier C.D. Mountain uplift and the Neotectonic period // *Ann. Geophys.*, 2006, Supplement to vol. 49, № 1, p. 437—450.

Ollier C.D., Marker M.E. The Great Escarpment of Southern Africa // *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1985, v. 54, p. 37—56.

Ollier C.D., Pain C.F. *The origin of mountains.* Routledge, London, 2000, 345 p.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // *Tectonophysics*, 2006, v. 416, p. 289—309.

- Panasyuk S.V., Hager B.H.** Models of isostatic and dynamic topography, geoid anomalies, and their uncertainties // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, № B12, p. 28199—28209, doi:10.1029/2000JB900249.
- Parphenuk O.I.** Thermal regime and heat transfer during the evolution of continental collision structures // *Russian J. Earth Sci.*, 2016, v. 16, ES6006, doi:10.2205/2016ES000589
- Partridge T.C., Maud R.R.** Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic // *S. Afr. J. Geol.*, 1987, v. 90, № 2, p. 179—208.
- Pearson D.G., Brenker F.E., Nestola F., McNeill J., Nasdala L., Hutchison M. T., Matveev S., Mather K., Silversmit G., Schmitz S., Vekemans B., Vincze L.** Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature*, 2014, v. 507, p. 221—224, doi: 10.1038/nature13080.
- Peltonen P., Manttari I., Huhma H., Whitehouse M.J.** Multi-stage origin of the lower crust of the Karelian craton from 3.5 to 1.7 Ga based on isotopic ages of kimberlite-derived mafic granulite xenoliths // *Precambrian Res.*, 2006, v. 147, p. 107—123, <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2006.02.008>.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.L.** Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Siberian Traps, Russia // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 425—452.
- Rosen O.M., Condie K.S., Natapov L.M., Nozhkin A.D.** Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Developments in Precambrian geology*. V. 11. Archean crustal evolution. Elsevier, 1994, p. 411—459, doi: 10.1016/S0166-2635(08)70228-7.
- Sakamaki T., Ohtani E., Fukui H., Kamada S., Takahashi S., Sakairi T., Takahata A., Sakai T., Tsutsui S., Ishikawa D., Shiraishi R., Seto Y., Tsuchiya T., Baron A.Q.R.** Constraints on Earth's inner core composition inferred from measurements of the sound velocity of hcp-iron in extreme conditions // *Sci. Adv.* 2016, v. 2, e1500802.
- Schaeffer A.J., Lebedev S.** Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.*, 2013, v. 194, p. 417—449, doi: 10.1093/gji/ggt095.
- Schmalholz S.M.** 3D numerical modeling of forward folding and reverse unfolding of a viscous single-layer: implications for the formation of folds and fold patterns // *Tectonophysics*, 2008, v. 446, p. 31—41.
- Schmandt B., Jacobsen S.D., Becker T.W., Liu Z., Dueker K.G.** Dehydration melting at the top of the lower mantle // *Science*, 2014, v. 344, № 6189, p. 1265—1268, doi: 10.1126/science.1253358.
- Schreyer W.** Ultradeep metamorphic rocks: the retrospective viewpoint // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B5, p. 8353—8366, doi: 10.1029/94JB02912.
- Semprich J., Simon N.S.C.** Inhibited eclogitization and consequences for geophysical rock properties and delamination models: Constraints from cratonic lower crustal xenoliths // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 668—684, doi.org/10.1016/j.gr.2012.08.018.
- Semprich J., Simon N.S.C., Podladchikov Yu.** Density variations in the thickened crust as a function of pressure, temperature, and composition // *Int. J. Earth Sci.*, 2010, v. 99, № 7, p. 1487—1510, doi: 10.1007/s00531-010-0557-7.
- Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.** Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 151, p. 1—18.
- Smit J., Cloetingh S.A.P.L., Burov E., Sokoutis D., Kaban M.** Interference of lithospheric folding in Central Asia by simultaneous Indian and Arabian plate indentation // *Tectonophysics*, 2013, v. 602, p. 176—193.
- Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // *Miner. Soc. Amer. Monograph*, 1993, 799 p.
- Steinberger B.** Effects of latent heat release at phase boundaries on flow in the Earth's mantle, phase boundary topography and dynamic topography at the Earth's surface // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2007, v. 164, № 1—2, p. 2—20, doi:10.1016/j.pepi.2007.04.021.
- Stevenson D.J.** Hydrogen in the Earth's core // *Nature*, 1977, v. 268, p. 130—131.
- Summerfield M.A.** Geomorphology and global tectonics. Wiley, New York, 2000.
- Tagawa S., Ohta K., Hirose K.** Compression of Fe–Si–H alloys to core pressures // *Geophys. Res. Lett.*, 2016, v. 43, № 8, p. 3686—3692, doi: 10.1002/2016GL068848.
- Tagawa S., Ohta K., Hirose K.** Compression of Fe–Si–H alloys to core pressures // *Geophys. Res. Lett.*, 2016, v. 43, № 8, p. 3686—3692, doi: 10.1002/2016GL068848.
- Thybo H., Artemieva I.M.** Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // *Tectonophysics*, 2013, v. 609, p. 605—619, doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032.
- Tschauner O., Huang S., Greenberg E., Prakapenka V.B., Ma C., Rossman G.R., Shen A.H., Zhang D., Newville M., Lanzirotti A., Tait K.** Ice-VII inclusions in diamonds: Evidence for aqueous fluid in Earth's deep mantle // *Science*, 2018, v. 359, № 6380, p. 1136—1139, doi: 10.1126/science.aao3030.
- Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W.** Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 225, p. 131—146.

Weissel J.K., Childers V.A., Karner G.D. Extensional and compressional deformation of the lithosphere in the light of ODP Drilling in the Indian Ocean // Synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean / Eds. R.A. Duncan, D.K. Rea, R.B. Kidd, U. von Rad, J.K. Weissel. 2013, doi:10.1029/GM070p0127.

Williams Q., Hemley R.J. Hydrogen in the deep Earth // Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2001, v. 29, p. 365—418.

Yuen D.A., Maruyama S., Karato S.-I., Windley B.F. Superplumes: beyond plate tectonics. Dordrecht, Springer, 2007, 569 p.

Ziegler P.A., Bertotti G., Cloetingh S. Dynamic processes controlling foreland development — the role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and forelands // EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Series, 2002, v. 1, p. 17—56.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 6 октября 2017 г.,
после доработки — 25 марта 2018 г.*