

## НОВЕЙШИЕ ПОДНЯТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК СЛЕДСТВИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ В ЛИТОСФЕРУ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДОВ\*

Е.В. Артюшков

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

Как показывает большой объем фактических данных, основная часть крупных современных положительных форм рельефа сформировалась на дрейфующих континентах в результате резкого ускорения поднятий коры в плиоцен-четвертичное время после периода относительной стабильности, в большинстве областей продолжавшегося ~ 100 млн лет. Для описания используемых методов приведен пример хорошо изученных областей крупных новейших поднятий на Тибетском плато и в Гималаях. К северу от них новейшие поднятия с амплитудами от нескольких сотен метров до нескольких километров охватили огромную область, от Центрального и Северо-Восточного Китая на юге до Таймыра и Северо-Восточной Азии на севере. Их часто связывают со столкновением Индийской и Азиатской плит, начавшимся ~ 50 млн лет назад.

Основная часть поднятий в указанных областях осуществилась лишь за последние несколько миллионов лет, не сопровождаясь значительным сжатием коры. В таких условиях крупные новейшие поднятия коры можно объяснить понижением плотности вещества в литосферном слое. Одной из причин было быстрое конвективное замещение астеносферой или веществом мантийного плюма нижней части более плотной мантийной литосферы. Это оказалось возможным благодаря резкому размягчению мантийной литосферы при поступлении в нее флюидов из астеносферы. В ряде мест значительный подъем кровли астеносферы фиксируется по данным сейсмической томографии.

Под областями новейших поднятий коры на ~ 1.0 км в Центральной Азии была разрушена нижняя часть мантийной литосферы толщиной 50—100 км. В областях с мощной литосферой имели место относительно небольшие новейшие поднятия, сильно неоднородные по площади. Они свидетельствуют о метаморфизме с разуплотнением пород основного состава в нижней коре при инфильтрации в нее флюида из астеносферы. Проявление в плиоцене и плейстоцене крупных поднятий коры на разных континентах указывает на квазисинхронное поступление в их литосферу больших объемов мантийного флюида.

*Неотектоника, размягчение литосферы, подъем кровли астеносферы, метаморфизм, мантийные плюмы, Азия.*

## NEOTECTONIC CRUSTAL UPLIFTS AS A CONSEQUENCE OF MANTLE FLUID INFILTRATION INTO THE LITHOSPHERE

E.V. Artyushkov

As evidenced by plentiful data, most of the large recent positive topographic features formed as a result of a dramatically accelerated crustal uplift in the Pliocene–Quaternary after a relatively stable period (~100 Myr in most of the regions). The methods used are illustrated by the well-studied large neotectonic crustal uplifts on the Tibetan Plateau and in the Himalayas. Farther north, neotectonic uplifts with amplitudes of several hundred meters to several kilometers spread over a vast area from Central and Northeast China in the south to the Taimyr Peninsula and Northeastern Asia in the north. They are often attributed to the India–Asia plate collision which began ~50 Ma.

Most of the uplifts in these regions have formed only during the last few Myr, unaccompanied by significant crustal shortening. Therefore, the large neotectonic crustal uplifts can be explained by a decrease in the lithospheric density. One of the causes was the rapid convective replacement of the lower part of the denser mantle lithosphere by the asthenosphere or mantle plume. This became possible owing to a drastic weakening of the mantle lithosphere under the influence of asthenospheric fluids. In some areas, a considerable asthenospheric top uplift is evidenced by seismic tomography data.

The lower mantle lithosphere (~50–100 km thick) was replaced by the asthenosphere underneath the neotectonic crustal uplifts of ~1.0 km in Central Asia. Areas with a thick lithosphere were affected by relatively small neotectonic uplifts, strongly nonuniform in space. They point to metamorphism with mafic-rock expansion

\* Примечание редколлегии: статья публикуется в порядке дискуссии.

in the lower crust upon the infiltration of an asthenospheric fluid. The large crustal uplifts which formed on the continents in the Pliocene and Pleistocene indicate large-scale quasi-synchronous supply of the mantle fluid to their lithosphere.

*Neotectonics; lithospheric weakening; asthenospheric top uplift; metamorphism; mantle plumes; Asia*

## ВВЕДЕНИЕ

Дрейфуя в составе литосферных плит, континенты перемещаются на тысячи километров. В процессе этих перемещений на них развиваются поднятия и погружения коры. Их обычно связывают с большими деформациями коры, обусловленными дрейфом плит. В частности, восходящие движения, следуя [Dewey, Bird, 1970; Molnar, Tarponier, 1975; и др.], в большинстве случаев объясняют сжатием коры. Этот механизм считается и причиной образования большинства современных положительных форм рельефа. Основная часть площади континентов (~ 70 %) подстилается корой докембрийского возраста [Goodwin, 1991], которая за последние  $\geq 500$  млн лет существенного сжатия не испытывала. Тем не менее на преобладающей части площади ее распространения, как например, на африканском континенте с преимущественно докембрийской корой, ее поверхность расположена на отметках от нескольких сотен метров до нескольких километров. Объяснить формирование такого рельефа сжатием коры, произошедшим в докембрии, невозможно.

В настоящее время горами и высокими плато покрыта значительная часть площади континентов. Примерно на одной восьмой части их площади абсолютная высота рельефа составляет 2 км и более, а на четвертой части площади абсолютные отметки превышают 1 км [Bond, 1979]. Самым высоким континентом является Азия. Абсолютная высота превышает 1 км на 28 % ее площади и 3 км на 13 % площади. На этом континенте расположены Тибетское плато, Гималаи, Каракорум, Гиндукуш, Куньлунь, Памир и Тянь-Шань, высота которых достигает 4—5 км и более. После снятия нагрузки мощного ледяного щита и последующего изостатического поднятия коры самым высоким континентом оказалась бы Антарктида.

При высокой скорости эрозии современные горные сооружения в областях с влажным климатом были бы быстро срезаны денудацией. Отсюда следует, что большинство из них сформировалось сравнительно недавно. Это подтверждается большим объемом данных, собранных в результате исследований на разных континентах [Николаев, 1962; История..., 1969—1976; Saggerson, Baker, 1965; Кинг, 1967; Милановский, 1968, 1974; Карта..., 1977, 1997, 2007; Неотектоническая карта..., 1981; Partridge, Maud, 1987; Mörner, 1991; Summerfield, 1991; Makarov, 1995; Li Jijun et al., 1995; Трифонов, 1999; Трифонов и др., 2002; Современная геодинамика..., 2005; и многие другие]. Как показано в этих работах, во второй половине мезозоя, в палеоцене и эоцене, а во многих областях и в олигоцене, на большей части площади континентов в условиях медленных восходящих движений коры формировались поверхности выравнивания, осложненные лишь слабыми вариациями рельефа  $\leq 30$ —50 м. Высота поверхностей выравнивания возрастает с удалением от базиса эрозии (например, от океана и крупных рек). К началу новейших поднятий на большей части площади континентов их абсолютная высота составляла от сотни до нескольких сотен метров [Милановский, 1974; Shackleton, Chang Chenfa, 1988], возможно, достигая 500 м во внутренних частях Евразии. В мелу и палеогене поверхности выравнивания формировались в Африке, на основной части Азии и Австралии, во внутренней части Северной Америки и в Южной Америке к востоку от Анд [Ollier, 1991].

С эоцена по ранний миоцен, в разных областях в разное время, но в большинстве случаев в олигоцене проявились небольшие кратковременные импульсы поднятий. После этого началось разрушение мезозойско-палеогеновых поверхностей выравнивания с формированием новых. Второй, более мощный импульс поднятий в большинстве областей начался в плиоцене 2—5 млн лет назад. Он и сформировал основную часть современных горных сооружений и высоких плато. Останцы двух указанных поверхностей выравнивания описаны во многих местах. Величина поднятия коры с начала разрушения поверхностей выравнивания обычно оценивается как разность современной абсолютной высоты останцов и их вероятной начальной высоты.

Четким доказательством крупных новейших поднятий служит залегание относительно молодых морских отложений на некоторых горных сооружениях. Так, на Тянь-Шане морские отложения юры—эоцена широко распространены на высотах 4—5 км [Шульц, 1948; Макаров, 1990]. На Большом Кавказе морские отложения миоцена встречаются на вершинах гор высотой до 4 км [Милановский, 1968]. Помимо геоморфологических исследований для изучения новейших поднятий используется широкий комплекс литологических, палеонтологических и палеоботанических данных, а также данных о треках радиоактивного распада и об изменениях почв.

Новейшие поднятия коры особенно интенсивно изучались в шестидесятых и семидесятых годах прошлого столетия, когда были впервые составлены их карты для территории СССР, мира и Южной Азии. В дальнейшем активность исследований снизилась, но тем не менее число публикаций во всем мире обычно составляет около сотни в год. Полученная информация рассредоточена по разным книгам и журналам. Поэтому большинство ученых, работающих в области наук о твердой Земле, не имеют сведений о масштабе новейших поднятий коры на континентах.

Особый интерес представляет природа новейших поднятий коры. Как отмечалось, их главным механизмом обычно считается изостатическая реакция коры на ее утолщение при латеральном сжатии. Так, крупные новейшие поднятия в Центральной Евразии, следуя [Molnar, Tapponnier, 1975], обычно связывают со столкновением Индийской плиты с Евразией, начавшимся ~ 50 млн лет назад. Основные поднятия в указанной области осуществились лишь в плиоцене и плейстоцене. Так, за последние 2.2 млн лет Центральный Тянь-Шань испытал поднятие в среднем на 2 км, достигнув средней высоты 3 км [Трифонов и др., 2008]. За это время сжатие коры могло обеспечить лишь 10 % поднятия. Основная часть поднятия была обусловлена замещением мантийной литосферы менее плотной астеносферой, подъем кровли которой к подошве коры в ряде мест хорошо прослеживается по данным сейсмической томографии [Винник и др., 2006] и разуплотнением глубокометаморфизованных пород в нижней части коры.

### НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ

Провести анализ глобальных данных по новейшим поднятиям коры на континентах в журнальной статье невозможно. Поэтому в настоящей работе для обсуждения их механизма мы используем лишь данные по отдельным областям Центральной и Северо-Восточной Азии [Карта..., 1997; листы 2 и 4; и др.]. Они показывают, что в подавляющем большинстве областей эта часть Евразии в новейшее время испытала поднятия от нескольких сотен метров до 1 км, в ряде мест до 2—3 км.

Наиболее крупной областью новейших поднятий (2.5 млн км<sup>2</sup>) является Тибетское плато вместе с прилегающими Гималаями. Эта область расположена к югу от указанной территории, но она привлекает большое внимание исследователей и очень хорошо охарактеризована фактическими данными. Поэтому вначале она рассматривается в качестве примера.

**Тибетское плато и Гималаи.** История развития поднятия Тибетского плато вместе с прилегающими к нему с севера и юга горными сооружениями является дискуссионной. Одни исследователи, исходя из общих соображений, считают, что поднятие началось более 15 млн лет назад, а, скорее всего, 50 млн лет назад в связи со столкновением Индии с Евразией [Spicer et al., 2002; Royden et al., 2008; Wang et al., 2008; и др.]. В работах, более обоснованных фактическими данными, начало крупного поднятия относится к более позднему времени, ~ 4 млн лет назад [Zheng et al., 2000; Wang et al., 2006; Nie et al., 2008; и др.]. Здесь мы описываем развитие поднятия Тибетского плато согласно детальным данным, представленным в работах [Shackleton, Chang Chenfa, 1988; Zhang Benxing, 1989; Li Jijun et al., 1995].

Первый импульс поднятия проявился на Тибетском плато в эоцене во время столкновения Индии с Евразией [Shackleton, Chang Chenfa, 1988]. В эту эпоху наиболее интенсивное поднятие произошло на юге плато в области современных Гангдизских гор, в южной части которых отложилось до 4 км молассы. Судя по распространению тропической растительности и животных, в частности гигантских носорогов, поднятие было в основном скомпенсировано денудацией. К концу эоцена сформировалась так называемая вершинная поверхность выравнивания.

В раннем миоцене (18—20 млн лет назад) на плато имел место второй импульс поднятия, что привело к разрушению вершинной поверхности и к образованию новой, главной, поверхности выравнивания [Shackleton, Chang Chenfa, 1988]. Остатки вершинной поверхности сохранились на вершинах отдельных гор на высоте 5000—6000 м, на 500—1000 м выше главной поверхности. Денудация сопровождается изостатическим поднятием коры. Чтобы нивелировать рельеф высотой  $h_p$ , с нее должен быть срезан слой толщиной

$$\Delta h_k \approx [\rho_m / (\rho_m - \rho_{вк})] h_p, \quad (1)$$

где  $\rho_{вк} = 2700 \text{ кг/м}^3$  — средняя плотность верхней коры и  $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$  — плотность мантии. Как следует из (1), при  $\Delta h_k = 500—1000 \text{ м}$ ,  $\Delta h_p \approx 100—200 \text{ м}$ , т.е. импульс раннемиоценового поднятия был слабым.

Главная поверхность выравнивания формировалась с раннего миоцена и до позднего плиоцена (3.4—20 млн лет) [Li Jijun et al., 1995]. Это определено с помощью описанного в указанной работе большого комплекса палеомагнитных и палеонтологических данных, радиометрических датировок лав, перекрывающих поверхность, а также данных о треках радиоактивного распада во вторичных кристаллах

кальцита в широко развитом палеокарсте. Главная поверхность была покрыта тропическими и субтропическими лесами, а также степью, характерной для семигумидных условий [Zhang Benxing, 1989; Li Jijun et al., 1995]. Через плато происходила широкая миграция животных, включая гиппарионов (трехпалых лошадей), носорогов и жирафов. На его значительной части формировались тропические и субтропические почвы, характерные для областей с жарким и влажным климатом, расположенных на абсолютной высоте  $\leq 1$  км [He M., He K., 1987].

По главной поверхности выравнивания текли хорошо развитые меандрирующие реки. На северной окраине плато существовали крупные озера, где отлагались мелководные осадки [Li Jijun et al., 1995]. Эти данные показывают, что плато лишь слегка возвышалось над прилегающим к нему с севера Таримским бассейном, в настоящее время расположенным на высоте около 800 м над уровнем моря. Поэтому предполагается, что главная поверхность находилась на абсолютной высоте не более 1000 м [Li Jijun et al., 1995]. Многие области Центральной Азии, например Китайское Лессовое плато, Тянь-Шань и Монголия, за последние несколько миллионов лет испытали крупные поднятия [Карта..., 1997]. Поэтому Таримский бассейн также мог испытать значительное поднятие (в эоцене осадконакопление в нем происходило в морских условиях). В таком случае в раннем плиоцене абсолютная высота Тибетского плато могла быть значительно меньше 1000 м, возможно, составляя несколько сотен метров [Shackleton, Chang Chenfa, 1988].

В Гималаях поднятие коры началось примерно в то же время, что и на Тибетском плато — около 18 млн лет назад [Johnson et al., 1982], когда сформировался Главный Центральный надвиг. Тем не менее в начале плиоцена этот хребет был еще покрыт влажными тропическими лесами и лесостепью [Zhang Benxing, 1989]. Поскольку он не представлял препятствия для миграции крупных животных из Тибета в Индию и обратно, то в указанной работе его высота оценивается в 1.0—1.5 км. Гималаи были выше Тибетского плато, с южной части которого стекали реки, глубоко врезавшиеся в подымающийся горный хребет и достигавшие Предгималайского прогиба.

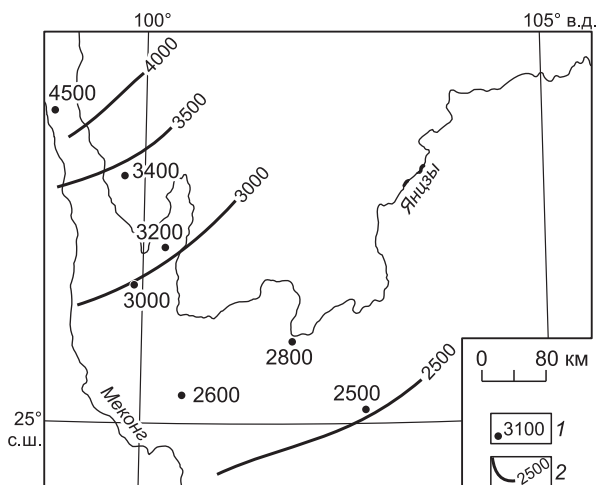
В позднем плиоцене около 3.4 млн лет назад на Тибетском плато начались резкие изменения палеосреды [Li Jijun et al., 1995], указывающие на начало быстрого поднятия. В это время на его северной и восточной окраинах, а в некоторых местах и во внутренней части, мелкозернистые осадки лагунного типа были резко перекрыты конгломератами в конусах выноса. На северном склоне Кунь-Луня их мощность достигает 2—3 км. На окраинах плато началось быстрое врезание рек; к настоящему времени его амплитуда достигла 1—2, местами 3 км. До границы геомангнитных эпох Гильберта и Гаусса (3.4 млн лет назад) в жарком климате на плато происходило образование сильновыветрелых красных почв — латеритов [He M., He K., 1987]. Затем началось образование почв, характерных для все более и более холодного климата [Zhang Benxing, 1989]. Нельзя исключить, что поднятие началось несколько раньше, примерно 4.5 млн лет назад [Zheng et al., 2000], но его последствия сказались на 1 млн лет позже, когда уже были достигнуты значительные высоты рельефа.

История развития поднятия Тибетского плато и его оледенений подробно рассмотрена в работе [Zhang Benxing, 1989]. 2.5 млн лет назад плато поднялось до высоты около 2000 м, что привело к сильному изменению атмосферной циркуляции и возникновению азиатского муссона. В это время к северу от плато началось накопление лесса. 1.7 млн лет назад продолжавшееся поднятие привело к образованию дренажных систем высокоэнергетических рек Хуанхэ и Янцзы. Когда 0.7 млн лет назад плато достигло критической высоты конденсации влаги (3 км), климат Тибета и Центральной Азии стал значительно суше. В плейстоцене на плато в ряде мест проявились от трех до четырех оледенений. Самое крупное из них имело место в начале среднего плейстоцена. Несмотря на продолжающееся похолодание по мере поднятия коры, два последующих оледенения имели меньший масштаб из-за осушения климата.

За поздний плиоцен и плейстоцен главная поверхность выравнивания, формировавшаяся со среднего миоцена по ранний плиоцен, испытала поднятие примерно на 4000 м, достигнув современной высоты 4500—5000 м. На юго-востоке эта поверхность, перекрытая нижнеплиоценовыми латеритами, постепенно подымается от высоты в несколько сотен метров вблизи города Чэнду, где латериты продолжают формироваться в настоящее время, до высоты 4500 м на Тибетском плато (рис. 1) [He M., He K., 1987]. Латериты перекрыты лавами середины плиоцена, что обеспечивает надежную датировку начала поднятия.

Примерно в ту же эпоху (3—4 млн лет назад) началось быстрое поднятие Гималаев (рис. 2), что привело к накоплению конгломератов в Предгималайском прогибе [Johnson et al., 1982]. В плейстоцене в нем появились валуны размером до нескольких метров. В конце плиоцена гребень хребта, высота которого достигла 2000 м [Zhang Benxing, 1989], был еще покрыт субтропическими лесами. В раннем и среднем плейстоцене на северном склоне Гималаев росли смешанные леса, а на их южном склоне — тропические и субтропические леса. Изменение растительности указывает на постепенное поднятие до абсолютной высоты  $\sim 4$  км. В позднем плейстоцене северный склон хребта оказался покрытым альпий-





**Рис. 1.** Современная высота латеритовых почв, сформировавшихся на высоте  $\leq 1000$  м до середины плиоцена на юго-востоке Тибетского плато, по [He M., He K., 1987] с изменениями.

1 — высота залегания латеритов в отдельных точках наблюдения (м), 2 — изолинии современной высоты залегания латеритов (м).

скимися лугами. На южном склоне появились субтропические широколиственные и хвойные леса, сменившиеся чисто хвойными лесами, а затем альпийским кустарником. Средняя высота хребта достигла 6000 м.

Поднятие Гималаев также сопровождалось изменениями почв — от латеритов к красным почвам, затем к красно-коричневым почвам и, наконец, к желтым [Zhang Benxing, 1989]. На северном склоне хребта на высоте 3800—4000 м ледниковые морены перекрывают красно-коричневые палеопочвы среднего плейстоцена. В современную эпоху такие почвы образуются в субтропиках на высоте не более 2000 м при среднегодовой температуре 18—20 °С. Отсюда следует, что за последние 700 тыс. лет в Гималаях произошло поднятие коры примерно на 2 км. Раннеплиоценовая поверхность выравнивания в них сильно разрушена эрозией. В Низких Гималаях хорошо прослеживаются остатки этой поверхности, поднимающиеся к гребню хребта [Iwata, 1987]. По данным этой работы, в Низких Гималаях за последние несколько миллионов лет поверхность выравнивания испытала поднятие на 1700—2000 м.

**Центральная Азия.** В новейшее время в этой обширной области широко проявились крупные поднятия. Так, Китайское Лессовое плато площадью 1 млн км<sup>2</sup>, расположенное непосредственно к северу от Тибетского плато, за последние 2.4 млн лет испытало поднятие на 900—1000 м [Zhaoyu, 1991].

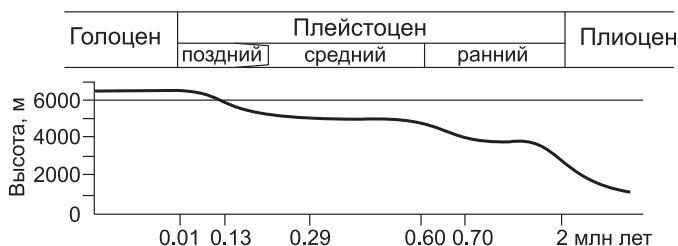
Далее к северу, на обширной территории Западной и Центральной Монголии, на Алтае, в Саянах и Западном Забайкалье произошли новейшие поднятия коры на 1—2 км и более (рис. 3) [Карта..., 1997]. Образование поверхности выравнивания происходило в этих областях в позднем мелу и палеогене [Девяткин, 2000]. Первый, относительно небольшой импульс поднятия относится к раннему миоцену. Основное поднятие осуществилось в позднем плиоцене и плейстоцене. На рис. 4 показан субширотный профиль на севере Монголии [Makarov, 1995]. Поверхность выравнивания, формировавшаяся на высоте ~ 0.5 км до позднего плиоцена, здесь поднята на высоту до 3 км. В процессе поднятия кора оказалась сильно раздробленной крутыми сбросами. Это указывает на ее слабое растяжение, а не на сильное сжатие, которое потребовалось бы для обеспечения крупного поднятия в результате столкновения Индийской плиты с Евразией.

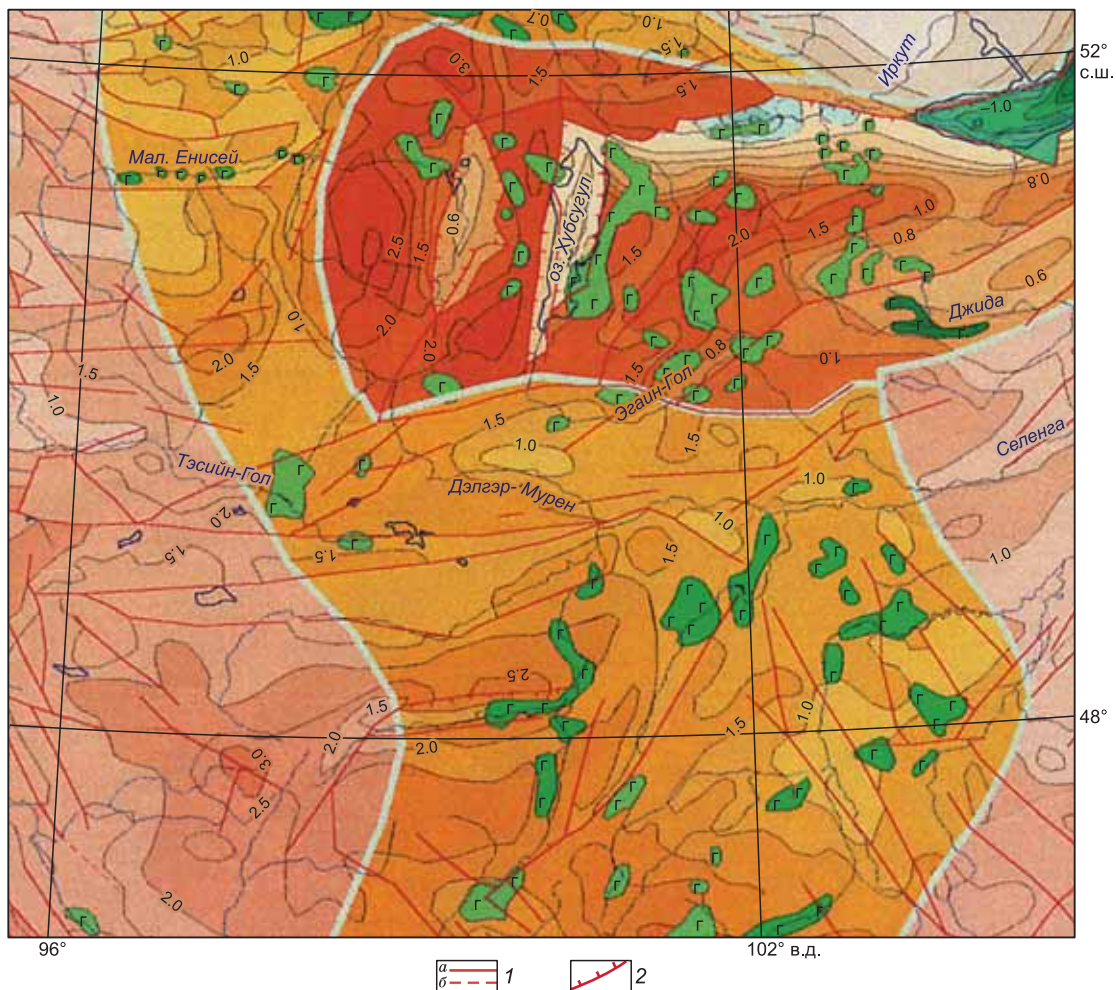
В разных частях рассматриваемой области характер деформаций существенно различен [Новейшая тектоника..., 2000]. В Монголии наблюдаются растягивающие, сжимающие и сдвиговые деформации. На различных пересекающих ее меридиональных и субмеридиональных профилях наблюдается как сжатие, так и растяжение, но их интенсивность не превышает 1 % [Яковлев, 2000]. Восточный Саян, Забайкалье и Прибайкалье рассматриваются как области предрифтового и рифтового режима [Грачев, Девяткин, 2000]. Небольшие надвиги, обеспечивающие слабое новейшее сжатие, наблюдаются на Алтае на западе Монголии [Девяткин, 2000]. На основной части рассматриваемой области горизонтальные деформации коры являются слабыми и не превышают нескольких процентов. Существенно, что плиоцен-четвертичное поднятие во многих местах сопровождалось излияниями базальтовых лав (см. рис. 3).

**Восточная Сибирь.** С раннего мезозоя здесь сформировались несколько поверхностей выравнивания [Бронгулеев, 2000; Тектоника..., 2001]. Последняя из них на Среднесибирском плоскогорье и на

**Рис. 2.** Развитие во времени поднятия Гималаев с плиоцена, по [Zhang Benxing, 1989] с изменениями.

Следует отметить, что в настоящее время нижняя граница плейстоцена полагается равной 1.6 млн лет, а нижняя граница среднего плейстоцена — равной 0.7 млн лет.





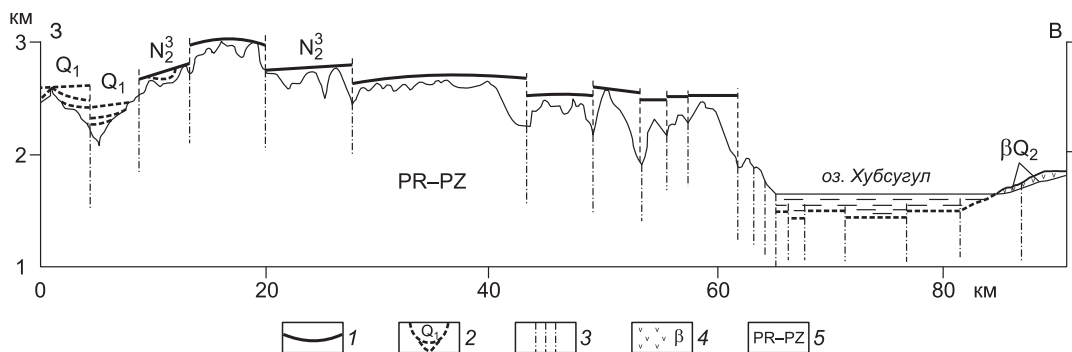
**Рис. 3. Величина неотектонических поднятий коры (км) на севере Центральной Монголии и в областях, прилегающих к ней с севера, по [Карта..., 1997].**

Красным цветом показана часть карты, интерпретируемая ее авторами как область новейшего рифтогенеза. Она ограничена жирной белой линией. Западнее и южнее расположены области, для которых предполагается предрифтовый режим. Они показаны оранжевым цветом и также ограничены жирной белой линией. На остальной части рисунка, закрашенной в розовые тона, предполагается существование орогенического режима. Зеленые пятна, включающие символ «Г», — ареалы полей плиоценовых вулканитов основного состава. Темно-зеленая область справа сверху — область новейшего погружения земной коры в Байкальской рифтовой зоне. Изолинии погружения в километрах. 1 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — сбросы.

Приленском плато развивалась вплоть до плиоцена или даже вплоть до раннего плейстоцена, после чего имел место эпизод быстрого поднятия. Его амплитуда, по данным В.Б. Спектора [Спектор, Спектор, 2008], составляет несколько сотен метров и более. Суммарные новейшие поднятия коры на платформе изменяются от нескольких сотен метров до 1 км и более [Карта..., 1997]. На Анабарском, Енисейском, Ангари-Ленском и Байкитском выступах их величина достигает 500—700 м. Особенно значительные поднятия (до 1300 м) произошли на плато Путорана (рис. 5). Новейшие поднятия привели к оживлению древних разломов и к образованию новых, благодаря чему во многих местах строение коры приобрело блоковый характер. Однако существенным сжатием поднятия коры не сопровождались.

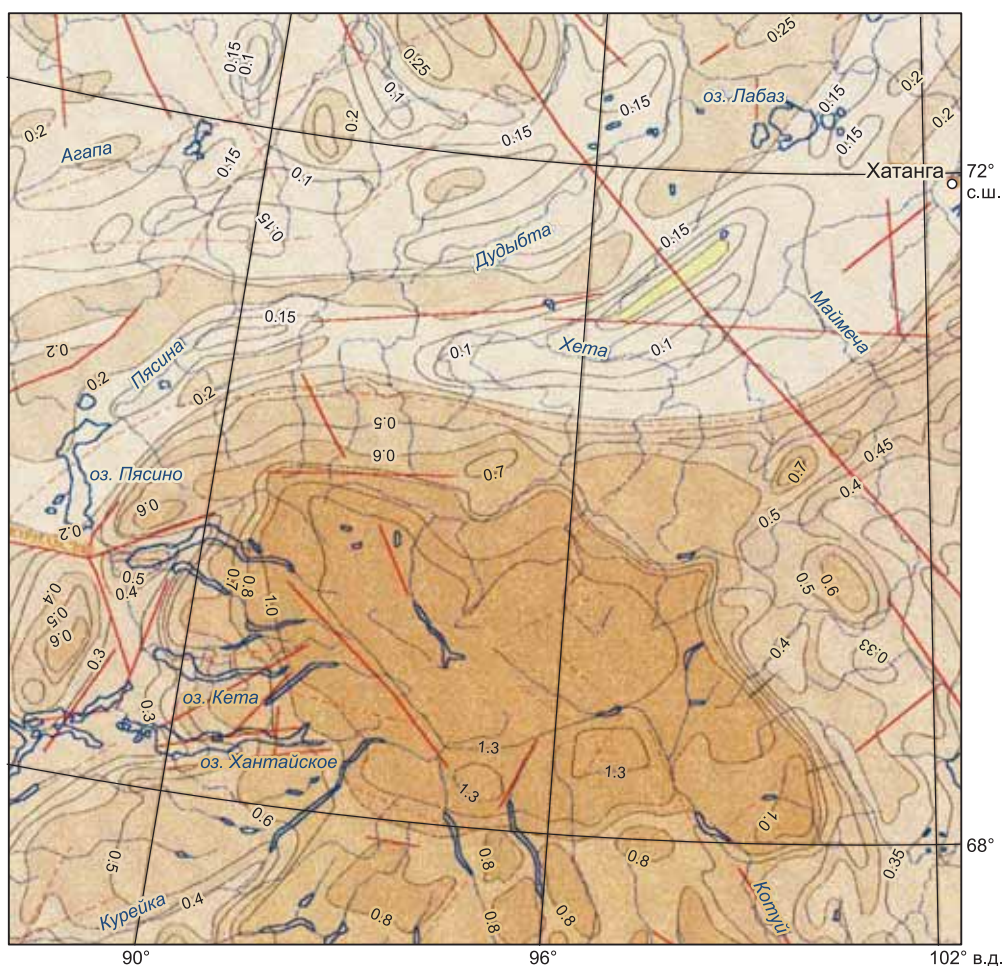
**Северо-восток Евразии.** В палеоцене в этой области была сформирована хорошо выраженная поверхность выравнивания [Баранова, Бискэ, 1964; Карта..., 1997; Смирнов, 2000]. В эоцене и миоцене проявились заметные восходящие и нисходящие тектонические движения, в ряде мест сопровождавшиеся базальтовым вулканизмом. К концу неогена интенсивность тектонических движений снизилась, произошло понижение рельефа, и по всей области образовалась новая поверхность выравнивания. В конце плиоцена на основной части площади начались мощные восходящие движения, которые в основном и сформировали современный рельеф. Во многих местах эти движения сопровождались базальтовым вулканизмом. Особенно значительные поднятия (до 1—2 км) произошли на Верхоянском хребте и на хр. Черского. На Чукотке и в Корее поднятия составили от нескольких сотен метров до 500 м, и в от-





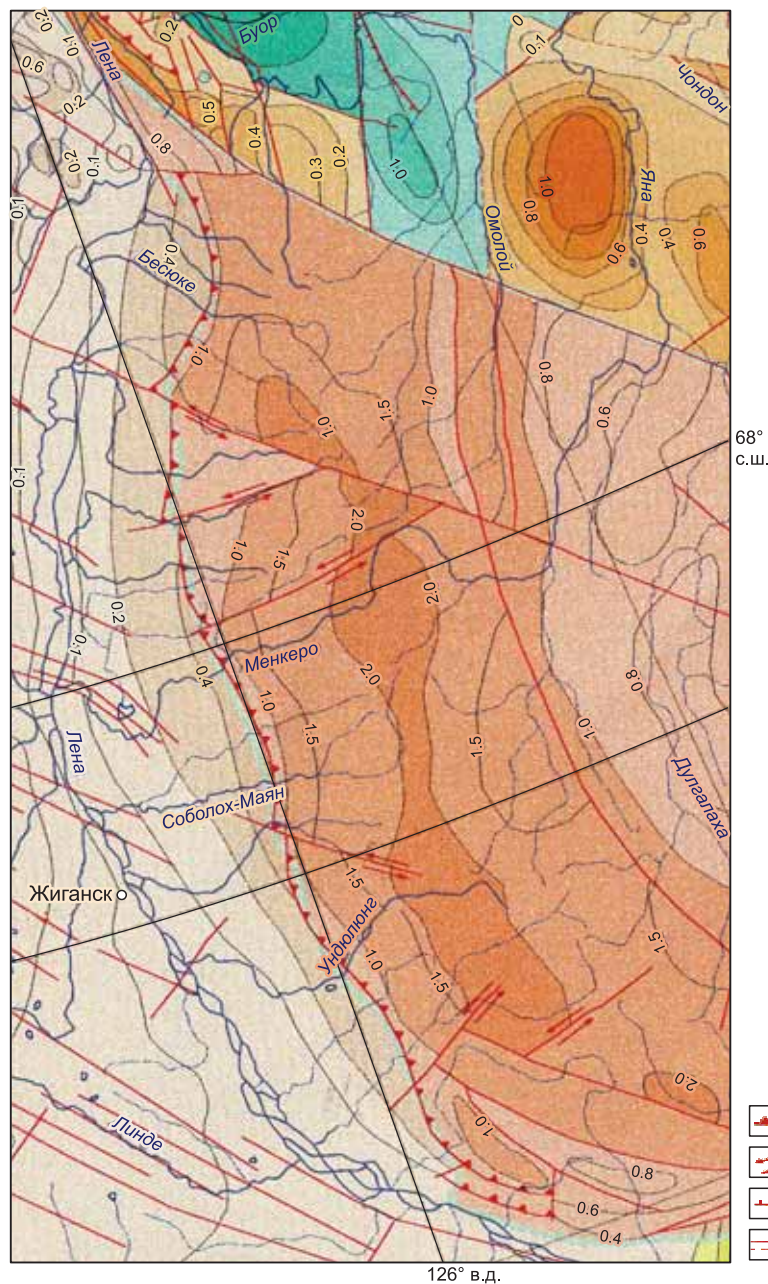
**Рис. 4. Структурный и геоморфологический профиль через Северную Монголию, через область оз. Хубсугул, по [Макаров, 1995] с изменениями.**

1 — реконструированное положение поздненеогеновой поверхности выравнивания, в позднем плицене располагавшейся на абсолютной высоте 0.5 км; 2 — контуры и возраст четвертичных эрозионных каналов; 3 — сбросы и разломные зоны в областях растяжения; 4 — базальты; 5 — протерозойско-палеозойский фундамент.



**Рис. 5. Новейшие поднятия земной коры на северо-западе Сибирской платформы (км), по [Карта..., 1997] с изменениями.**

Светло-желтая область — новейшее погружение земной коры (0—200 м).



**Рис. 6. Новейшие поднятия земной коры на Верхоянском хребте и в прилегающих к нему областях (км), по [Карта..., 1997] с изменениями.**

1 — надвиги, 2 — сдвиги, 3 — сбросы, 4 — разломы.

дельных местах они достигают 1 км. На рис. 6 показаны новейшие поднятия коры на Верхоянском хребте протяженностью около 2000 км и шириной ~ 200 км, а также в прилегающих областях. С запада хребет ограничен Предверхоянским прогибом, где проявились лишь слабые поднятия ~ 100—200 м. С востока к хребту прилегает область, где поднятия были более интенсивными, составляя от 500—800 м до 1 км. Основное поднятие осуществилось на хребте в течение последних 0.7 млн лет [Лунгерсгаузен, 1967; Спектор, Спектор, 2008]. В результате в осевой части хребта амплитуда новейшего поднятия достигла 2 км. Интенсивного сжатия коры для данной эпохи не отмечается. В ту же эпоху значительное ускорение поднятия фиксируется на хр. Черского [Смирнов, 1995], где в голоцене его скорость достигла 4—5 мм/год [Смирнов, Глушкова, 1996].



**Восток Евразии.** В новейшее время значительные поднятия охватили также восточную часть Азии на средних широтах. На основной части Витимского плато, Станового хребта и Сихотэ-Алиня их величина составляет 600—800 м, достигая местами 1 км и более. Для этой области характерны слабые деформации, растяжения на западе и сжатия — на востоке. Восточная Монголия и Северо-Восточный Китай характеризуются умеренными поднятиями ~ 500—700 м, осуществившимися в основном в плейстоцене. Как и во многих других областях, поднятия сопровождались вулканизмом основного состава [Грачев..., 2000].

### ВОЗМОЖНЫЙ ВКЛАД В ПОДНЯТИЯ ПРОЦЕССА СЖАТИЯ КОРЫ, ОБУСЛОВЛЕННОГО СТОЛКНОВЕНИЕМ ИНДИЙСКОЙ ПЛИТЫ С ЕВРАЗИЕЙ

Чтобы обеспечить изостатическое поднятие коры на величину  $\Delta z$  за счет сжатия, необходимо увеличить ее толщину на величину

$$\Delta h_k = [\rho_m / (\rho_m - \rho_k)] \Delta z, \quad (2)$$

где  $\rho_k = 2830 \text{ кг/м}^3$  — средняя плотность коры. Согласно (2), изостатическое поднятие Тибетского плато на 4000 м потребовало бы увеличения мощности коры на  $\Delta h_k \sim 27 \text{ км}$ . Для этого было бы необходимо сжать кору начальной мощности  $h_k^0 = 40\text{—}60 \text{ км}$  в 1.3—1.7 раза. В действительности существенного сжатия на самом плато в неогене не было, о чем свидетельствует, в частности, широкое меандрирование текущих по нему рек. Эта проблема хорошо известна исследователям, которые пытаются объяснить поднятие плато нагнетанием пластичного материала в нижнюю часть коры [Zhao, Morgan, 1985; Beaumont et al., 2004; Hubbard, Shaw, 2009; и др.].

Даже этот процесс не может объяснить новейшее поднятие Гималаев и Тибетского плато вместе с его северным горным обрамлением. Современная ширина области составляет  $L \sim 1200 \text{ км}$ . Двигаясь со скоростью 5 см/год, за последние 3.4 млн лет Индийская плита переместилась к северу на  $\Delta L \sim 170 \text{ км}$ . При компенсации этого перемещения сжатием Тибета и Гималаев, их относительное сжатие составило бы  $\varepsilon = \Delta L / (L + \Delta L) \sim 12 \%$ . Оно привело бы к увеличению толщины коры начальной мощности  $h_k^0$  на  $\Delta h_k = h_k^0 (\Delta L / L)$ . При  $h_k^0 = 40\text{—}60 \text{ км}$ ,  $\Delta h_k \sim 4.8\text{—}7.2 \text{ км}$ , что, согласно (2), дает  $\Delta z \sim 700\text{—}1200 \text{ м}$ . Это в несколько раз меньше поднятия Тибетского плато, примерно на 4000 м за последние 3.4 млн лет. Поэтому анализ механизмов его новейшего поднятия требует отдельного рассмотрения.

Общая ширина областей новейших поднятий коры на азиатском континенте, расположенных к северу от Тибетского плато, составляет  $L \sim 3500 \text{ км}$ . Основная часть поднятий осуществилась в них за последние 3 млн лет. Если допустить, что перемещение Индийской плиты за данную эпоху на расстояние  $\Delta L \sim 150 \text{ км}$  компенсировалось сжатием коры только в этих областях, то их среднее сжатие составит 4.3 %. Для коры с начальной мощностью  $h_k^0 \sim 40 \text{ км}$  это дает  $\Delta h_k \sim 1.7 \text{ км}$  и изостатическое поднятие на  $\Delta z \sim 280 \text{ м}$ . К югу от рассматриваемой территории в последние 3 млн лет происходило сильное сжатие коры в Гималаях, а также сжатие с правосторонним сдвигом на северной окраине Тибетского плато. Поэтому к северу от него, в Центральной и Северной Евразии, столкновение плит в среднем могло обеспечить поднятие коры лишь на  $\sim 100 \text{ м}$ .

За последние 3 млн лет в этих областях произошли поднятия коры от нескольких сотен метров до нескольких километров [Карта..., 1997]. Чтобы обеспечить поднятия коры на 1—2 км за счет сжатия, ее толщину надо увеличить на  $\Delta h_k = 6.7\text{—}13.3 \text{ км}$ . Для этого кору начальной мощностью  $h_k^0 = 40 \text{ км}$  надо было бы сжать на  $\Delta h_k / h_k^0 = 17\text{—}33 \%$ . В действительности в Центральной и Северной Евразии в разных областях наблюдается как сжатие, так и растяжение коры, но их интенсивность обычно не превышает нескольких процентов.

На значительной части рассматриваемой территории (например на основной части Восточной Сибири) новейшие поднятия коры составляют 300—500 м. Для их обеспечения за счет сжатия было бы необходимо увеличить толщину коры на  $\Delta h_k = 2.0\text{—}3.3 \text{ км}$ , сжав ее на 5—8 %. Однако и такого сжатия в областях слабых поднятий коры, как правило, не наблюдается, а на древней Сибирской платформе новейшее сжатие вообще не проявилось.

### ПОДНЯТИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ВОСХОДЯЩИМИ МАНТИЙНЫМИ ТЕЧЕНИЯМИ И ПОДЪЕМОМ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

В качестве одной из причин вертикальных движений земной коры иногда рассматриваются конвективные течения в мантии, создающие на подошве литосферы динамическую топографию до 0.5—1 км [Lithgow-Bertelloni, Silver, 1998; и др.]. Для Центральной и Северной Евразии оценки динамической топографии не производились. Изостатические аномалии силы тяжести обычно не превышают там нескольких десятков миллигал [Kaban, 2001; Kaban et al., 2004]. В таких условиях трудно предположить

существование в мантии значительной положительной динамической топографии. Крупномасштабные течения в мантии должны создавать динамическую топографию, плавно изменяющуюся на площади на расстояниях  $\geq 1000$  км [Lithgow-Bertelloni, Silver, 1998]. Как видно на рис. 3—6, новейшие поднятия коры были неоднородными по площади, и в ряде мест их величина значительно изменялась на расстояниях  $\leq 100$  км. Это исключает восходящие течения в мантии как причину новейших поднятий на рассматриваемой территории.

В отсутствие сильного сжатия коры и значительных нарушений изостазии, крупные новейшие поднятия коры указывают на понижение плотности пород в земной коре и/или в мантии на небольших глубинах. Часто используемым механизмом является подход к подошве литосферы мантийных плюмов [Griffiths, Campbell, 1991; и др.]. Допустим, что плюм с температурой  $T_{пл}$  имеет такой же состав, как и вытесненная им астеносфера с температурой  $T_a = 1300$  °С. Тогда разность плотности астеносферы ( $\rho_a$ ) и плюма ( $\rho_{пл}$ ) равна  $\rho_a - \rho_{пл} = \rho_m \alpha (T_{пл} - T_a)$ , где  $\alpha = 3 \times 10^{-5}$  °С $^{-1}$  — коэффициент объемного расширения мантии. В крупной области, где литосфера близка к состоянию локальной изостазии, подход к ней плюма толщиной  $h_{пл}$  приводит к поднятию коры на величину:

$$\zeta_1 \approx \alpha (T_{пл} - T_a) h_{пл}. \quad (3)$$

Благодаря низкому значению  $\alpha$ , разность плотности астеносферы и плюма оказывается небольшой. При  $T_{пл} = 1400$ — $1500$  °С,  $\rho_a - \rho_{пл} = 10$ — $20$  кг/м $^3$ . Поэтому толщина плюма должна превышать поднятие коры на несколько порядков величины. Так, для небольшого плюма  $h_{пл} = 20$  км, при  $T_{пл} = 1400$ — $1500$  °С из соотношения (3) находим  $\zeta_1 \approx 60$ — $120$  м, при  $h_{пл} = 100$  км,  $\zeta_1 \approx 300$ — $600$  м. Чтобы обеспечить крупное поднятие коры на 1—2 км, толщина плюма должна быть весьма велика —  $h_{пл} = 150$ — $600$  км.

Расположение мантийных плюмов, их общее число и даже само существование таких структур являются дискуссионными (см., например, [Bijwaard et al., 1998; Courtillot et al., 2003; Montelli et al., 2006; Foulger, 2010; и др.]). В современную эпоху под континентами надежно выделяется лишь один крупный плюм, Афарско-Эфиопский, на северо-востоке Африки. Под этим континентом, по-видимому, существуют также несколько небольших плюмов, в частности, Хоггар и Тибести. Небольшой мантийный плюм, вероятно, находится под юго-востоком Австралии. Под Северной Америкой предполагается существование Йеллоустоунского плюма среднего размера.

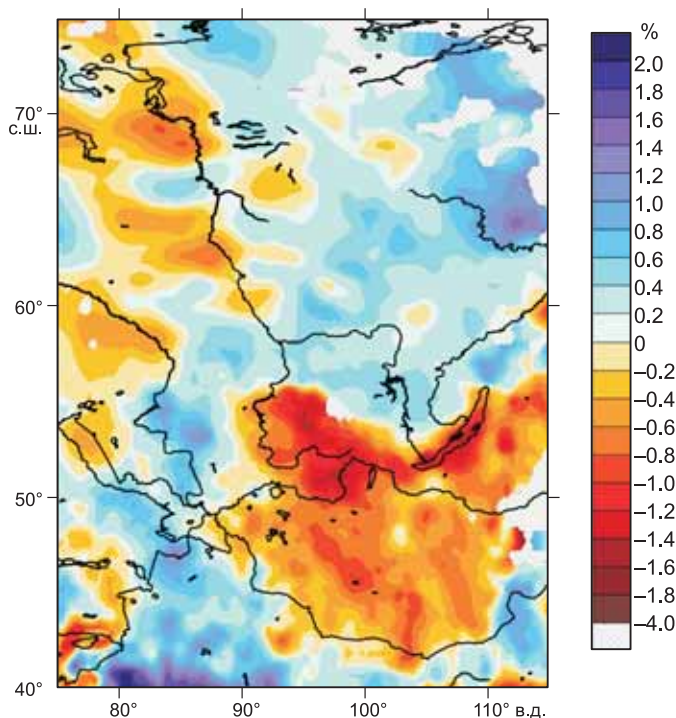
В любом случае, мантийные плюмы распространены лишь под небольшой частью общей площади континентов, в то время как новейшие поднятия проявились на ее преобладающей части [Неотектоническая карта..., 1981; Карта..., 1997]. Резкая активизация новейших поднятий на всех континентах началась лишь несколько миллионов лет назад, а крупные плюмы, проявляют свою активность уже в течение долгого времени. Для Эфиопского плюма это время оценивается примерно в 30 млн лет, а Исландский плюм начал пересекать Гренландию 60 млн лет назад [Courtillot et al., 2003]. Более того, для обеспечения широко распространенных поднятий на 1—2 км толщина плюмов должна быть очень большой и сопоставимой с толщиной верхней мантии. В таких условиях объяснить новейшие поднятия земной коры на континентах их поддержкой со стороны подошедших к литосфере мантийных плюмов не удастся.

На рассматриваемой в настоящей статье территории крупные новейшие поднятия наблюдаются в первую очередь в ее обширной южной части: в Алтае-Саянской области, в Монголии и Забайкалье (см. рис. 3). Значительное понижение скоростей поперечных волн  $V_s$ , возможно, связанное с внедрением мантийных плюмов, на глубинах  $\geq 150$  км здесь наблюдается только в двух областях поперечником 500—600 км — в Забайкалье и на юге Центральной Монголии [Emmerson et al., 2006; Мордвинова, Артемьев, 2010]. Под расположенной севернее Сибирской платформой, в новейшее время испытывавшей поднятия до 1300 м (см. рис. 5), мантийные плюмы не выделяются.

### ПОДНЯТИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ РАЗРУШЕНИЕМ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Под рядом областей крупных новейших поднятий наблюдается значительный подъем кровли астеносферы. Как отмечалось, он ярко проявляется под Центральным Тянь-Шанем [Винник и др., 2006]. На востоке Китайской платформы, где в палеозое из нижней части литосферы с глубины  $\sim 150$  км происходили извержения алмазонасных кимберлитовых магм, мощность литосферы составляет 80 км [Lithospheric..., 1989; Niu, 2005]. Для этой области характерны большие латеральные вариации мощности литосферного слоя [Диденко и др., 2010]. Сильное понижение скоростей поперечных волн на малых глубинах наблюдается под высоко приподнятой западной частью США [Tian et al., 2009].

На рис. 7 показаны аномалии скоростей продольных волн  $V_p$  на глубинах 100 км в Северном Китае, в Монголии, на востоке Западной Сибири и в Восточной Сибири. Основная часть этой территории попадает в область, рассматриваемую в настоящей работе. В южной части на глубинах  $\sim 100$  км наблюдается понижение  $V_p$  до  $\sim 1\%$ , что указывает на подъем кровли астеносферы. В тех же областях новейшие поднятия коры составляют 1—3 км [Карта..., 1997] (см. рис. 3, 4). Поэтому их значительная часть может быть обусловлена подъемом кровли астеносферы.



**Рис. 7. Аномалии скоростей продольных волн (в процентах) на глубине 100 км под Центральной Азией, Восточной Сибирью и восточной частью Западной Сибири.**

Построены по данным трехмерной модели распределения в верхней мантии в работе [Koulakov, Bushenkova, 2010].

Поднятия коры в данной области начались несколько миллионов лет назад, и, по-видимому, за тот же период времени в ней сформировался астеносферный выступ. Быстрое разрушение нижней части мантийной литосферы указывает на резкое понижение ее вязкости. Вязкость мантии может быть сильно понижена за счет двух явлений [Stacey, Davies, 2008; и др.]. Во-первых, повышение температуры на каждые 100 °С приводит к понижению вязкости на один порядок величины. Во-вторых, вязкость мантии резко понижается в присутствии флюида. Чтобы прогреть нижнюю часть мантийной литосферы толщиной 50—100 км, требуются десятки миллионов лет. Новейшие поднятия коры осуществились за не-

сколько миллионов лет. В таких условиях резкое понижение вязкости мантийной литосферы могло произойти только в результате быстрой инфильтрации в нее поверхностно-активного флюида из нижележащей мантии [Artyushkov et al., 2000b; Артюшков, 2003; и др.], что приводит к проявлению эффекта Ребиндера [Ребиндер, 1979; Траскин, 2009]. Поскольку флюид находится под литостатическим давлением, то, легко смачивая кристаллы, он быстро проникает в межзеренные пространства в виде пленок толщиной  $10^{-5}$  см. Решающая роль в метаморфизме просачивания межзеренного флюида через породы установлена в пределах всех земной коры [Rubie, 1990] и даже в ультравысокобарических комплексах на глубинах более 100 км [Hirajima, 1998]. Появление тонких пленок флюида между кристаллами в поликристаллических средах, в том числе в горных породах, изменяет механизм ползучести, понижая вязкость на порядки величины (так называемая перикристаллизационная ползучесть). Ранее это явление было обнаружено по образованию во многих осадочных бассейнах крутых флексур высотой от нескольких километров до 10 км и шириной несколько десятков километров [Артюшков, 2003, 2007, 2010; Artyushkov et al., 2000b; и др.].

При резком понижении вязкости мантийной литосферы оказывается возможным ее конвективное замещение менее плотной астеносферой или веществом плюма. Как отмечалось, в Забайкалье и на юге Центральной Монголии, вероятно, расположены два небольших мантийных плюма. Крупные поднятия в Центральной Азии проявились на значительно более обширной территории: в Алтае-Саянской области, в Монголии, Забайкалье и в прилегающих областях. В качестве объяснения можно предположить растекание вдоль нижней границы литосферы в прилегающие области в виде тонкого слоя (10—20 км) вещества этих плюмов, поступившего к литосфере [Артюшков, 1979, 1993; Artyushkov, 1983; Artyushkov, Hofmann, 1997, 1998]. Инфильтрация из него флюида в вышележащую мантийную литосферу приводит к ее размягчению и конвективному замещению веществом плюма и/или менее плотной астеносферы (рис. 8).

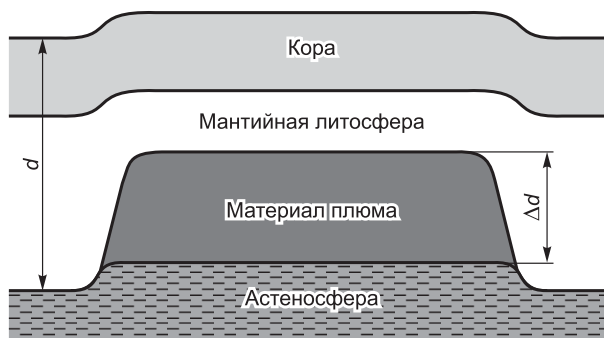
Обозначим через  $\Delta d$  толщину нижней, разрушенной, части мантийной литосферы. Она могла быть замещена веществом плюма или нижележащей астеносферы с температурой  $T_a$ . В качестве простейшей модели [McKenzie, 1978] примем, что до этого температура в литосфере толщиной  $d$  возрастала с глубиной  $z$  по линейному закону:  $T = T_a(z/d)$ . В таком случае средняя температура замещенного нижнего слоя литосферы была равна  $T_a(2 - \Delta d/d)/2$ . Предположим, что вещество плюма по составу аналогично мантийной литосфере. Тогда изостатическое поднятие, обусловленное замещением ее нижней части веществом плюма, составляет:

$$\zeta_2 \approx \alpha[(T_{пл} - T_a)\Delta d + T_a(\Delta d)^2/2d]. \quad (4)$$

В отсутствие достаточного притока вещества плюма размягченная мантийная литосфера будет замещена астеносферой с температурой  $T_a$ . В этом случае, полагая в (4)  $T_{пл} = T_a$ , получаем:



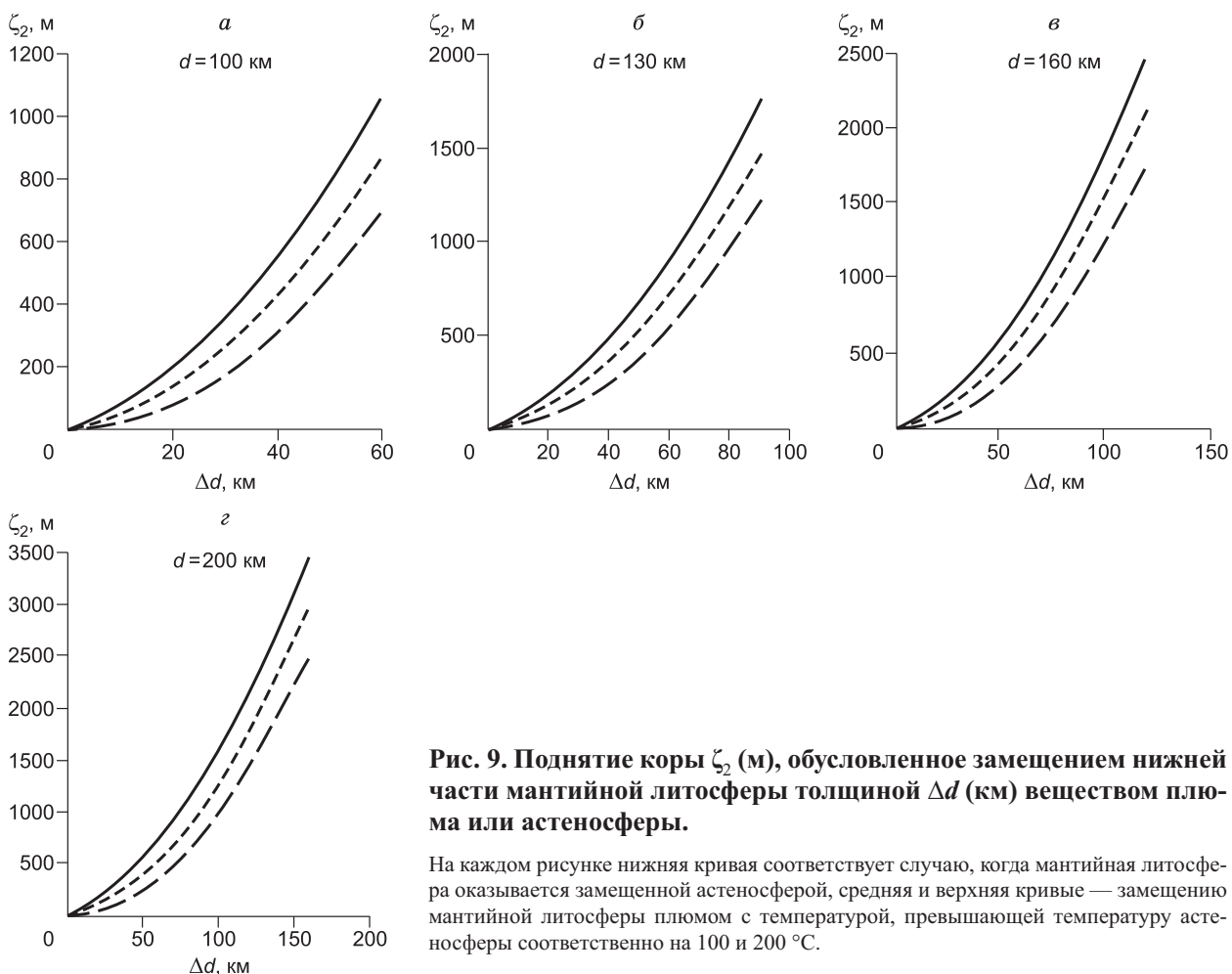
**Рис. 8. Поднятие коры, обусловленное конвективным замещением размягченной нижней части мантийной литосферы веществом мантийного плюма.**



$$\zeta_2 \approx \alpha T_a (\Delta d)^2 / 2d. \quad (5)$$

На рис. 9 для различных значений толщины литосферы  $d$  построены кривые  $\zeta_2$  как функции толщины  $\Delta d$  замещенной нижней части мантийной литосферы. В Монголии, на Алтае и в Саянах начальная толщина литосферы была, по-видимому, относительно невелика,  $d = 130\text{—}160$  км. При мощности земной коры 40—50 км толщина разрушенного слоя мантийной литосферы могла составить  $\Delta d = 90\text{—}110$  км. Как следует из рис. 9, б, в, замещение такого слоя астеносферой или веществом плюма могло обеспечить поднятие коры на 1—2 км. При этом в ряде мест кровля астеносферы могла подойти близко к подошве коры.

К северу от этой области крупных новейших поднятий расположена древняя Сибирская платформа с литосферой толщиной 200—250 км [Artemieva, 2009]. На основной части ее площади новейшие поднятия коры составляют от 100—200 до 300—500 м [Карта..., 1997]. При толщине литосферы, равной 200 км (см. рис. 9, г), для их осуществления было бы достаточно заместить астеносферой нижнюю часть мантийной литосферы толщиной  $\Delta d$  от 30 до 70 км. Под Восточной Сибирью слой пониженных скоростей в мантии, который можно было бы интерпретировать как астеносферу, не выделяется [Vijwaard et al., 1998]. Такая же картина характерна и для ряда других платформенных областей, в частности, для Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита, для большей части Африки, для Северо-Амери-



**Рис. 9. Поднятие коры  $\zeta_2$  (м), обусловленное замещением нижней части мантийной литосферы толщиной  $\Delta d$  (км) веществом плюма или астеносферы.**

На каждом рисунке нижняя кривая соответствует случаю, когда мантийная литосфера оказывается замещенной астеносферой, средняя и верхняя кривые — замещению мантийной литосферы плюмом с температурой, превышающей температуру астеносферы соответственно на 100 и 200 °C.

канской платформы, Южной Америки к востоку от Анд и для Восточной Австралии [Bijwaard et al., 1998]. Тем не менее все эти области в составе литосферных плит дрейфуют по нижележащей мантии. Отсюда следует, что ее вязкость достаточно низка. Судя по данным о послеледниковых поднятиях, она находится на уровне  $\sim 10^{19}$ — $10^{20}$  Па·с [Артюшков, 1979; Artyushkov, 1983; Paulson et al., 2005].

В таких условиях нельзя исключить, что в новейшее время под Восточной Сибирью произошло замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы, но из-за высоких скоростей упругих волн в астеносферном слое оно не выявляется. Наибольшее поднятие (до 1300 м) на Сибирской платформе испытал массив Путорана (см. рис. 5). Чтобы обеспечить такое поднятие при начальной толщине литосферы  $d = 200$  км (см. рис. 9, з), необходимо заместить астеносферой нижнюю часть мантийной литосферы толщиной  $\Delta d = 115$  км. На рис. 7 понижение скоростей продольных волн  $V_p$  до 0.4 % на глубине 100 км показано к югу от массива Путорана в области с центром на  $66^\circ$  с.ш. и  $93^\circ$  в.д. Понижение  $V_p$  до 0.4 % наблюдается также в области с центром на  $68^\circ$  с.ш. и  $101^\circ$  в.д. Она расположена к юго-западу от Анабарского массива, испытавшего новейшее поднятие на 400—600 м [Карта..., 1997]. На остальной части платформы, за исключением ее узкой западной окраины, существенного понижения  $V_p$  на глубинах 100 км не наблюдается (см. рис. 7). Таким образом, сейсмические данные по Сибирской платформе не исключают разрушения нижней части мантийной литосферы как одну из причин новейших поднятий, но и не подтверждают значительный вклад в них данного механизма. Следует, однако, отметить, что из-за малого числа наблюдений точность разрешения аномалий скоростей упругих волн на севере Сибирской платформы относительно невелика.

Для объяснения крупных новейших поднятий привлекается механизм деламинации — отрыва мантийной литосферы от земной коры, часто вместе с нижней частью коры, где вязкость может быть сильно понижена, а плотность повышена [Bird, 1979; Sobolev, Babeyko, 2005; и др.]. Поскольку мощность мантийной литосферы на древних платформах весьма велика, то ее отрыв от коры с подъемом астеносферы к разделу Мохо должен приводить к образованию крупных поднятий. Так, например, при  $d = 200$  км деламинация мантийной литосферы под Сибирской платформой привела бы к поднятиям коры на 2 км (см. рис. 9, з). В действительности величина новейших поднятий изменяется от 100 до 1300 м, что исключает их связь с данным механизмом (см. рис. 5).

В зависимости от возраста континентальной литосферы, плотность ее мантийной части по латерали испытывает значительные изменения [Griffin et al., 2008; Artemieva, 2009; и др.]. Поэтому возможность крупного подъема кровли астеносферного слоя под областями с древней корой и мантийной литосферой с пониженной плотностью требует отдельного рассмотрения.

### **РЕЗКОЕ ПониЖЕНИЕ ВязКОСТИ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ ИНФИЛЬТРАЦИИ ФЛЮИДА КАК ПРИЧИНА ЕЕ БЫСТРОГО РАЗРУШЕНИЯ**

На большей части площади континентов средняя температура мантийной части литосферы, по крайней мере, на несколько сотен градусов ниже температуры астеносферы. При одинаковом составе пород средняя плотность мантийной литосферы должна быть выше плотности астеносферы, и мантийная литосфера оказывается конвективно неустойчивой. На древних платформах, судя по отсутствию на них крупных поднятий коры, она оставалась стабильной в течение предшествовавших  $\sim 500$ — $1000$  млн лет. Это означает, что характерное время  $\tau$  замещения под ними мантийной литосферы астеносферой было много больше указанного периода времени —  $\tau \geq 10^4$  млн лет. Характерное время развития конвективной неустойчивости в ограниченном сверху жесткой стенкой слое мантийной литосферы толщиной  $\Delta d$  с вязкостью  $\eta$  можно оценить как [Artyushkov, 1971]

$$\tau \sim 6\eta / (\rho_{\text{мл}} - \rho_a)g\Delta d, \quad (6)$$

где  $\rho_{\text{мл}}$  — плотность размягченного слоя мантийной литосферы,  $\rho_a$  — плотность астеносферы и  $g = 9.8$  м/с<sup>2</sup> — ускорение свободного падения. Положим толщину размягченного слоя мантийной литосферы  $\Delta d = 50$  км, а разность средней температуры астеносферы и данного слоя  $\Delta T = 200$  °С. Тогда  $\rho_{\text{мл}} - \rho_a = \rho_m^0 \alpha \Delta T \approx 20$  кг/м<sup>3</sup>. Подставляя в (6) это значение вместе с  $\tau \geq 10$  млрд лет  $\sim 3 \times 10^{17}$  с, находим

$$\eta \geq 10^{24} \text{ Па·с.} \quad (7)$$

Во время развития крупных новейших поднятий коры замещение астеносферой или веществом плюма нижней части литосферы происходило за время  $\tau \sim 1$  млн лет  $\sim 3 \cdot 10^{13}$  с. Подставляя данное значение в (7), получаем

$$\eta \sim 10^{20} \text{ Па·с,} \quad (8)$$

что близко к оценкам вязкости астеносферы по данным о послеледниковых поднятиях Канады и Фенноскандии. Таким образом, в эпоху новейших поднятий нижняя часть мантийной литосферы в ряде об-

ластей приобретала свойства, близкие к свойствам астеносферного слоя под континентальными платформами. Наиболее вероятной причиной понижения вязкости мантийной литосферы, по крайней мере, на четыре порядка величины, является инфильтрация в нее поверхностно-активного флюида из мантийных плюмов с проявлением эффекта Ребиндера.

### СИЛЬНАЯ ЛАТЕРАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ КАК УКАЗАНИЕ НА РАЗУПЛОТНЕНИЕ ПОРОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Замещение астеносферой нижней части мощной мантийной литосферы должно приводить к изгибанию ее вышележащей части на расстояниях в несколько сотен километров. На севере Евразии величина поднятий во многих местах значительно изменяется на расстояниях в десятки километров [Карта..., 1997]. Так, на рис. 5 флексуры изолиний новейших поднятий высотой 300—600 м и шириной 20—30 км окаймляют плато Путорана на западе и на востоке. В левой нижней части рисунка, к югу от оз. Пясино, купол высотой 300 м с востока ограничен склоном шириной всего лишь 14 км. На южном склоне купола с центром на 72° с.ш. и 91° в.д. величина новейшего поднятия изменяется на 200 м на расстояние 17 км.

Сильная неоднородность новейших поднятий наблюдается даже в таких относительно стабильных областях, как Восточно-Европейская платформа [Карта..., 1997]. Так, на Среднерусской и Приволжской возвышенностях в ряде структур небольшого горизонтального размера амплитуда новейших поднятий достигает 400—700 м, но их абсолютные высоты сглажены эрозией до 200—300 м.

В тектонически-активных областях неоднородность поднятий возрастает. Так, на западном склоне Верхоянского хребта расстояние между изолиниями новейших поднятий 1.0 и 1.5 км составляет 15—30 км. Между реками Омолой и Яна расположен купол, где новейшие поднятия достигают 1 км. Ширина его восточного склона высотой 600 м составляет 20 км (см. рис. 6).

Множество крутых флексур высотой от 0.5 до 1.5 км показано и на рис. 3. Особенно неоднородными поднятия были на севере и северо-востоке. Так, на профиле (см. рис. 4) позднеплиоценовая поверхность выравнивания погружается с запада на восток на 0.5 км на расстояние 20 км, а затем резко погружается еще на 1 км под оз. Хубсугул.

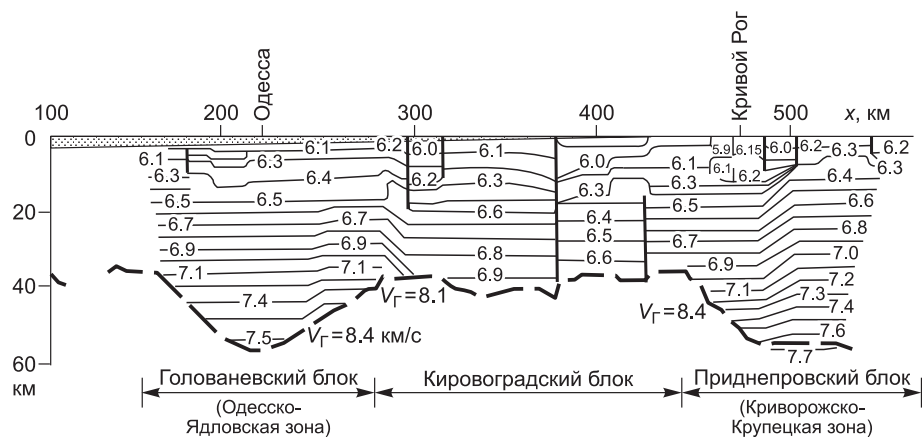
Широкое распространение новейших структур с крутыми склонами указывает на разуплотнение под ними пород на малых глубинах, сопоставимых с шириной склонов, измеряемой десятками километров. В таких условиях разуплотнение пород должно было происходить в пределах корового слоя. В качестве его основной причины можно предположить повторный метаморфизм (диафторез) в породах основного состава в нижней части коры. В сухих условиях они могут оставаться стабильными сколь угодно долго. В присутствии флюида при температурах 300—400 °С в породах протекает ряд реакций с понижением плотности на 5—10 %. Сюда относятся: замещение граната хлоритом ( $\text{Grt} \rightarrow \text{Chl}$ ) или хлоритом и эпидотом ( $\text{Grt} \rightarrow \text{Chl} + \text{Ep}$ ), клинопироксена — актинолитом и эпидотом ( $\text{Cpx} \rightarrow \text{Act} + \text{Ep}$ ), ортопироксена — хлоритом или тальком ( $\text{Opx} \rightarrow \text{Chl} \pm \text{Tlc}$ ), плагиоклаза — альбитом и клиноцоизитом ( $\text{Pl} \rightarrow \text{Ab} + \text{Czo}$ ) или альбитом и мусковитом ( $\text{Pl} \rightarrow \text{Ab} + \text{Ms}$ ), а также биотита — хлоритом и мусковитом ( $\text{Bt} \rightarrow \text{Chl} + \text{Ms}$ ).

Случаи повторного низкотемпературного метаморфизма пород в более поздние геологические эпохи, весьма многочисленны [Fane et al., 1994; и др.]. Ярким примером является раннепротерозойский зеленосланцевый диафторез с разуплотнением архейских гранулитов в зоне Станового разлома на юге Алданского щита при инфильтрации в них большого объема мантийных флюидов [Коржинский, 1955, 1976; Кориковский, 1967]. Метаморфизм проявился в полосе длиной 1200 км и шириной 200—1000 м.

Как следует из данных ГСЗ, во многих континентальных областях в низах коры залегают породы со скоростями продольных волн  $V_p = 7.0—7.6$  км/с [Литосфера..., 1988а,б]. Эти значения  $V_p$  являются промежуточными между скоростями, характерными для габбро (6.8 км/с), и типичными для мантийных перидотитов (8.0—8.4 км/с). Такие породы часто условно называют коромантийной смесью, механизм образования которой обычно не конкретизируется. Скорости продольных волн  $V_p = 7.0—7.6$  км/с типичны и для пород основного состава в фации гранатовых гранулитов [Соболев, Бабейко, 1994; Christensen, Mooney, 1995], плотность которых возрастает с  $V_p$ . В сухих условиях эти породы остаются метастабильными. Типичным примером может служить юго-западная часть Украинского щита (рис. 10). Мощность коры архейского и раннепротерозойского возраста достигает здесь 50—55 км. Такая мощность коры характерна для Альп и Большого Кавказа. Тем не менее на профиле (см. рис. 10) кора везде располагается вблизи уровня моря благодаря существованию тяжелых глубокометаморфизованных пород в ее нижней части. При их разуплотнении на коре мощностью 50—55 км сформировались бы высокие горные сооружения.

Породы со скоростями  $V_p \sim 7.0—7.2$  км/с широко распространены также в нижней коре Восточной и Западной Сибири [Павленкова, Павленкова, 2004]. На холодной Сибирской платформе при низких





**Рис. 10. Строение земной коры в юго-западной части Украинского щита по данным глубинного сейсмического зондирования [Литосфера..., 1988б].**

тепловых потоках [Дучков, Соколова, 2003] они находятся в зоне, где в присутствии флюида вполне возможно протекание диафореза. Разуплотнение на 5—10 % в слое пород толщиной 10 км здесь должно привести к поднятиям коры на поверхности на 500—1000 м. В Западной Сибири, где тепловые потоки выше, эта реакция должна проявляться в более ограниченных масштабах, что может быть причиной меньшей интенсивности новейших поднятий. Следует отметить, что возможная связь новейших поднятий с ретроградным метаморфизмом в холодной нижней коре Восточной Сибири ранее допускалась [Бронгулеев, 2000, с. 18]. При этом не был, однако, использован главный аргумент в пользу данного механизма — сильная неоднородность поднятий на малых расстояниях.

В Забайкалье и Прибайкалье в ряде мест под разделом М залегает слой пород толщиной от 10—20 до 30—40 км со скоростями  $V_p \sim 7.7\text{—}7.8$  км/с [Крылов и др., 1981]. Этот слой не относится к астеносферному выступу, поскольку под ним, под разделом  $M_1$ , располагаются породы со скоростями  $V_p \sim 8.2$  км/с, характерными для умеренно нагретых мантийных перидотитов. Можно предполагать, что в таких условиях слой сложен гранатовыми гранулитами с плотностью, близкой к плотности мантии.

Разуплотнение тяжелых высокоплотных мафитов, образовавшихся вследствие повышения давления в низах коры при увеличении ее мощности во время сильного сжатия, ранее уже рассматривалось в качестве механизма горообразования [Richardson, England, 1979]. Предполагалось, что последующее поднятие развивается в течение 40—80 млн лет по мере повышения температуры нижней коры за счет радиоактивного распада. При этом тяжелые эклогиты и метабазитовые гранатовые гранулиты попадают в поле стабильности менее плотных гранатовых пироксенитов [Zhang et al., 2003]. В результате тяжелые мафические породы испытывают разуплотнение, что приводит к образованию на поверхности крупного поднятия. Данный механизм, предложенный вначале для Альп, был в дальнейшем использован для объяснения поднятия Тибетского плато и Анд [Le Pichon et al., 1997].

Однако основная часть новейших поднятий коры осуществлялась не за 40—80 млн лет, а за последние несколько миллионов лет. Это связано с тем, что метаморфизм в нижней коре быстро развивается только в присутствии флюида, инфильтрация которого в литосферу и произошла в новейшую эпоху. Поэтому быстрое горообразование, обусловленное разрушением мантийной литосферы и диафорезом в коровом слое, часто происходило с большой задержкой  $\geq 100$  млн лет по отношению к сильному сжатию коры [Артюшков, 1993], например, на Урале в герцинскую эпоху [Artyushkov et al., 2000a] и на Тянь-Шане в новейшее время [Трифонов и др., 2008].

### НОВЕЙШИЕ ПОДНЯТИЯ КОРЫ КАК СЛЕДСТВИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ В ЛИТОСФЕРУ ФЛЮИДА ИЗ НИЖЕЛЕЖАЩЕЙ МАНТИИ

Новейшие поднятия произошли вследствие замещения астеносферой размягченной нижней части мантийной литосферы, а также разуплотнения метамафитов в нижней коре. Оба эти процесса требуют инфильтрации в литосферу мантийных флюидов. Сильное размягчение породы за счет эффекта Ребиндера происходит при смачивании кристаллов пленками флюида толщиной  $\sim 10^{-5}$  см. Для размягчения слоя толщиной 50—100 км в нижней части мантийной литосферы в нее должен поступить объем флюида, соответствующий слою толщиной  $\sim 100$  м. Оценки объема флюида, необходимого для диафореза

пород, противоречивы и часто приводят к очень высоким значениям интенсивности его потока [Ferry, 1994]. Поднятия, сильно неоднородные по площади, требовали разуплотнения километров горных пород в земной коре. В качестве осторожного предположения, можно допустить, что объем флюида в таких областях был близок к увеличению объема пород при метаморфизме, т.е. к величине поднятий. Тогда в кору должно было поступить от сотни до нескольких сотен метров флюида, в отдельных местах до 1 км.

Флюиды, поступающие в земную кору из мантии, состоят в основном из  $H_2O$  и  $CO_2$  с примесью метана, благородных газов и водорода [Javoy, 1997; и др.]. Судя по данным глобальных электромагнитных зондирований [Kelbert et al., 2009] и затуханию поперечных волн в мантии Земли [Lawrence, Wyses-sion, 2006], в ней присутствуют большие объемы воды. Предполагается, что вода попадает в мантию из субдуцированных плит океанической литосферы, где водные минералы постепенно распадаются по мере погружения плит и их нагрева. Общий объем воды в мантии, возможно, сравним с ее объемом в Мировом океане [Huang et al., 2005; Stacey, Davis, 2008]. Вторым по значению компонентом флюидов первично-мантийного происхождения, производящих метаморфизм и трансформацию земной коры, является  $CO_2$  [Galimov, 2005].

Субдуцированные плиты расположены под континентами не повсеместно, а лишь в отдельных областях, например, на западе Северной и Южной Америки и под западной активной окраиной Тихого океана [Superplumes..., 2007]. Их нет под Северо-Американской платформой, под восточной частью Южной Америки, под Африкой и Австралией. Новейшие поднятия разной интенсивности проявились на основной части площади всех континентов. Более того, они произошли в течение нескольких миллионов лет после периода относительной стабильности продолжительностью  $\geq 100$  млн лет. Обеспечить почти одновременное выделение воды из плит, субдуцированных под разные континенты, мог бы только какой-то очень быстрый общемантийный процесс. Такой процесс, однако, неизвестен. При скорости общемантийной конвекции  $\sim 5$  см/год [Schubert et al., 2004] ее характерное время составляет  $\geq 200$  млн лет.

Крупные массы вещества земной коры, погружившейся в мантию при субдукции, возможно, располагаются в ее нижней части, в слое D'' под Африкой [Torsvik et al., 2006]. Из них также можно допустить поступление флюида в литосферу. Новейшие поднятия проявились не только в Африке, но и на всех других континентах.

Таким образом, современные данные не позволяют однозначно определить, откуда за последние несколько миллионов лет в литосферу поступил большой объем флюида. Можно лишь предположить, что его источник находится в слое с сильно пониженной вязкостью, обеспечивающей быструю корреляцию в глобальном масштабе протекающих в нем процессов. Такими областями являются астеносфера, слой D'' [Schubert et al., 2004] и внешнее ядро Земли. В любом случае подъем флюида должен был происходить быстро, чтобы он мог достигнуть коры под разными континентами почти одновременно. Такими свойствами благодаря малому атомному размеру обладает водород. Ранее рассматривалась возможность его выделения из внешнего ядра [Добрецов и др., 2001; и др.]. Имеющиеся данные указывают на присутствие водорода в некоторых разломных зонах [Рогожин и др., 2010]. Эти данные не позволяют оценить вклад притока водорода из глубоких недр в новейшие поднятия. В таких условиях источник флюида, обеспечившего эти движения, остается неясным.

Поскольку поступление в новейшую эпоху флюида из мантии в литосферу произошло под всеми континентами, то весьма вероятно, что оно проявилось и под океанами. На суше новейшие поднятия достаточно легко устанавливаются с помощью комплекса разных методов. Выделить вертикальные движения коры под океанами значительно труднее, особенно в глубоководных областях, где поднятия могут не сопровождаться сменой фаций осадков.

Средняя мощность океанической коры невелика (7 км), и метаморфизм с уплотнением пород основного состава в ее нижней части в широких масштабах не проявляется. Поэтому разуплотнение метамафитов при инфильтрации в кору мантийных флюидов не может приводить к крупным поднятиям коры под океанами. Проявление второго механизма новейших поднятий — конвективного замещения астеносферой нижней части мантийной литосферы, размягченной в результате поступления флюида из нижележащей мантии — для океанических областей вполне возможно. Выделение в них таких областей требует отдельного рассмотрения.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Крупные поднятия коры на азиатском континенте, следуя [Molnar, Tapponnier, 1975], обычно объясняют ее сжатием вследствие столкновения Индийской и Евразийской плит, начавшегося  $\sim 50$  млн лет назад. В Северной Евразии положительные формы рельефа высотой от 100—200 м до нескольких километров сформировались в основном за последние несколько миллионов лет [Карта..., 1997]. За это время сжатие коры, обусловленное сближением Индийской и Евразийской плит, там могло обеспечить поднятие в среднем лишь на 100 м.

В новейшую эпоху крупные поднятия широко проявились и на остальной части Евразии, а также на основной части площади других континентов [Карта..., 1981]. Так, в Африке они составили от 100—200 м до 1—2 км. В большинстве областей новейшие поднятия произошли на коре архейского, протерозойского и палеозойского возрастов и не сопровождались ее существенным сжатием.

При сохранении изостатического равновесия новейшие поднятия коры указывают на значительное понижение плотности пород в коре и/или в верхних частях мантии. Подход к литосфере мантийных плюмов, предлагавшийся в качестве механизма крупных поднятий континентальной коры [Griffiths, Campbell, 1991], наблюдается лишь под малой частью площади континентов [Bijwaard et al., 1998] и не может быть причиной новейших поднятий, проявившихся на большей части их площади.

В таких условиях можно предположить два основных механизма поднятий. Первый механизм — это конвективное замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы или всего литосферного слоя, испытавшего размягчение при поступлении в него флюида из нижележащей мантии. По данным сейсмической томографии, значительный подъем кровли астеносферы наблюдается под рядом областей крупных новейших поднятий [Bijwaard et al., 1998; Romanowitz, 2003; Koulakov et al., 2011]. В Центральной Евразии он проявился под Алтае-Саянской областью, Забайкальем и Монголией (см. рис. 7). В эти области флюид мог поступить из вещества расположенных под Южной Монголией и Забайкальем небольших плюмов, которое растекалось в виде тонкого слоя вдоль подошвы литосферы [Artyushkov, Hofmann, 1998]. Западнее подъем астеносферного слоя ярко выражен под Центральным Тянь-Шанем [Винник и др., 2006], а восточнее — под Северо-Восточным Китаем [Niu, 2005]. В таких областях астеносферой был замещен слой толщиной 50—100 км. В результате за последние несколько миллионов лет было разрушено  $\geq 10\%$  от общего объема мантийной литосферы на континентах, что представляет собой весьма мощный процесс.

На Сибирской платформе, испытавшей новейшие поднятия от 100—200 до 1300 м, их величина во многих местах изменяется на сотни метров на расстояниях всего лишь в десятки километров (см. рис. 5). Это указывает на широкое проявление разуплотнения пород в пределах земной коры. Оно может быть обусловлено диафорезом в породах основного состава, испытавших метаморфизм с уплотнением пород в более ранние геологические эпохи. Такой метаморфизм протекает при температурах  $T \sim 300—400\text{ }^\circ\text{C}$  при поступлении в породы флюида из мантии [Кориковский, 1967; Коржинский, 1976; и др.]. В областях с высокой тектонической активностью, например в Центральной и Северо-Восточной Азии, латеральная неоднородность поднятий проявляется в большей степени (см. рис. 3, 6).

Описанные явления представляют собой самые мощные процессы в континентальной литосфере. Они указывают на инфильтрацию в нее в новейшее время большого объема мантийного флюида, соответствующего слою толщиной, по крайней мере, несколько сотен метров. Интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся магматизмом и метаморфизмом, происходили в глобальном масштабе в девоне [Леонов, 1976] и в конце палеозоя—начале мезозоя [Геология..., 1972; Пучков, 2010]. Мощные проявления этих процессов выделяются в периоды 2700, 1800, 1100 и 450 млн лет назад [Пушкарев, 1990; Балашов, Глазнев, 2006]. В такие эпохи, по-видимому, также происходило поступление в литосферу крупных объемов мантийного флюида. Оно должно было сопровождаться образованием в земной коре многочисленных месторождений рудных полезных ископаемых [Крупные..., 2004].

Менее интенсивные поднятия коры, не сопровождавшиеся ее сжатием, происходили и в другие эпохи. В Центральном Тянь-Шане небольшое поднятие, сопровождавшееся слабым вулканизмом, имело место в олигоцене [Трифонов и др., 2008]. В олигоцене слабое поднятие проявилось и в Восточной Африке [Saggerson, Baker, 1965]. На Тибетском плато и в Центральной Азии оно произошло в раннем миоцене [Shackleton, Chang Chenfa, 1988; Девяткин, 2000]. В такие эпохи можно предполагать поступление в литосферу относительно небольших объемов мантийного флюида, что также могло иметь металлогенические последствия.

Разделение вкладов в новейшие поднятия процессов разрушения мантийной литосферы и разуплотнения пород в нижней коре потребует совместного анализа геоморфологических и сейсмических данных. В областях с высокой тектонической активностью и сильно утоненной литосферой типа Центральной Азии роль этих механизмов была, по-видимому, сопоставимой. В холодных платформенных областях, таких как Восточная Сибирь, основной вклад в поднятия мог быть обусловлен разуплотнением пород в коровом слое. Нельзя исключить, что данный механизм был в значительной мере ответственным и за новейшее поднятие Тибетского плато на 4 км. Высокие скорости поперечных волн  $V_S$  в мантии наблюдаются под ним до глубины 110—140 км [Oreshin et al., 2011]. В таких условиях замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы могло обеспечить поднятие коры не более чем на 1.5—2.0 км. На глубинах 20—45 км в земной коре под плато залегает слой с сильно пониженными значениями  $V_S$ . Можно предполагать, что в новейшее время при поступлении мантийных флюидов в нем произошло разуплотнение метамафитов, что обеспечило добавочное поднятие на 2 км.



Почти одновременное поступление в литосферу большого объема флюида за несколько миллионов лет представляет собой весьма неожиданное явление. Содержание флюида в крупных плюмах, типа Сибирского на границе перми и триаса, примерно соответствовало их среднему содержанию в мантии [Рябчиков, 2005]. Подход плюмов к литосфере сопровождался излиянием огромных объемов базальтовых магм, формировавших покровы мощностью  $\geq 1$  км на площади  $\sim 10^6$  км<sup>2</sup>. В новейшую эпоху за пределами активных континентальных окраин интенсивный вулканизм проявлялся лишь в отдельных относительно небольших областях, таких как Восточно-Африканская рифтовая зона и юго-запад Аравийской платформы. В ряде областей новейшие поднятия сопровождались многочисленными, но лишь локальными проявлениями вулканизма, как, например, в Центральной Азии (см. рис. 3) и на Тибетском плато. На основной части площади континентов, как на Сибирской платформе (см. рис. 5), во время новейших поднятий коры вулканические извержения не происходили. Другое важное отличие состоит в том, что излияния траппов в больших магматических провинциях, в Восточной Сибири, в Деккане, в бассейне Параны и др., значительными поднятиями коры не сопровождались [Старосельцев, 1989; и др.]. Эти данные еще раз свидетельствуют о том, что *новейшие поднятия представляют собой совершенно особое явление, на основной части площади континентов не связанное с мантийными плюмами.*

Большинство положительных форм рельефа, образовавшихся в результате новейших поднятий, продолжает развиваться. Как показывают данные GPS (см., например, [http://www.gpsg.mit.edu/]), в большинстве из них вертикальная компонента скорости движений земной коры составляет от нескольких десятых миллиметра до нескольких миллиметров в год. Эти значения соответствуют скоростям от нескольких сотен метров до нескольких километров за миллион лет. Поэтому в будущем высота рельефа на континентах может значительно увеличиться.

Поступление в литосферу в новейшую эпоху больших объемов мантийного флюида следует из нескольких надежно установленных фактов.

1. Резкое ускорение в последние несколько миллионов лет восходящих движений коры на основной части площади континентов.

2. Отсутствие в большинстве областей новейших поднятий значительного сжатия коры и выраженных аномалий силы тяжести.

3. Сильный подъем кровли астеносферы под рядом областей крупных новейших поднятий.

4. Сильная латеральная неоднородность поднятий в большинстве областей их проявления.

В то же время состав флюида и область в недрах Земли, откуда происходит его почти одновременный подъем под разными континентами, остаются неизвестными. Решение этих вопросов потребует дополнительных исследований.

По общему объему поднятий коры на разных континентах и объему разрушенной мантийной части литосферы ( $\geq 10$ —15 %) неотектонические поднятия представляют собой главное явление в континентальной литосфере. Его мощность на 1—2 порядка величины больше мощности всех других процессов, в частности, взаимодействия с литосферой мантийных плюмов, а также поднятий коры в областях, испытывающих сильное сжатие.

Автор выражает глубокую признательность С.П. Кориковскому за ценные дискуссии и обсуждение петрологических аспектов новейших поднятий земной коры, И.Ю. Кулакову за предоставление исходных данных по сейсмической томографии Центральной и Северной Евразии, В.В. Мордвиновой за предоставление данных о строении верхней мантии в Монголии и Забайкалье, а также Л.П. Виннику, А.Ф. Грачеву, В.И. Макарову, А.Ф. Морозову, Ю.Д. Пушкареву, И.Д. Рябчикову, Д.В. Рундквисту, В.Б. Спектору, В.Ю. Траскину, В.Г. Трифонову, С.А. Федотову, П.А. Чеховичу и С.И. Шерману за полезные дискуссии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 09-05-684 и 11-05-00628-а а также программы-24 Президиума РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В.** Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
- Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 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.** Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1289—1306.
- Артюшков Е.В.** Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 61—74.

- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.** Эндогенные циклы в проблеме корообразования // *Геохимия*, 2006, № 2, с. 131—140.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф.** Северо-восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1964, 300 с.
- Бронгулеев В.В.** Сибирская платформа // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии*, М., Пробел, 2000, с. 16—20.
- Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К.** Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // *Физика Земли*, 2006, № 8, с. 14—26.
- Грачев А.Ф.** Витимо-Становая область. Северо-Восточный Китай // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии*. М., Пробел, 2000, с. 150—155.
- Грачев А.Ф., Девяткин Е.В.** Области предрифтового режима // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии*. М., Пробел, 2000, с. 139—155.
- Девяткин Е.В.** Внутренняя Азия, Монголия // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии*. М., Пробел, 2000, с. 100—120.
- Геология СССР**, т. XXV, кн. I, Киргизская ССР / Ред. К.Д. Помазков. М., Недра, 1972, 280 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Термическая структура литосферы Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38 (2), с. 494—503.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока**. В 15 томах / Ред. Н.А. Флоренсов. М., Изд-во АН СССР, 1969—1976.
- Карта неотектоники СССР и сопредельных областей**. М-б 1:5.000.000 / Ред. Н.И. Николаев, А.А. Неймарк. М., Мингео СССР, 1977.
- Карта новейшей тектоники Северной Евразии**. М-б 1:5 000 000 / Ред. А.Ф. Грачев // *Мин. природных ресурсов России*, М., 1997.
- Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии** / Ред. К.Г. Леви. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007.
- Кинг Л.** Морфология Земли. М., Прогресс, 1967, 559 с.
- Коржинский Д.С.** Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—254.
- Коржинский Д.С.** Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // *Петрография*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976, ч. 1, с. 117—129.
- Кориковский С.П.** Метаморфизм, гранитизация, диафторез и постмагматические процессы в докембрии Удокана Становой зоны. М., Наука, 1967, 298 с.
- Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования** / Ред. Д.В. Рундквист. М., ИГЕМ РАН, 2004, 430 с.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.** Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.
- Леонов Ю.Г.** Тектоническая природа девонского орогенеза. М., Недра, 1976, 193 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверзы I, II, V** / Ред. А.В. Чекунов. Киев, Наук. думка, 1988а, 168 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверзы IV, VI, VIII** / Ред. А.В. Чекунов. Киев, Наук. думка, 1988б, 172 с.
- Лунгерсгаузен Г.Ф.** Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее горного обрамления // *Тектонические движения и новейшие структуры земной коры*. М., Недра, 1967, с. 43—51.
- Макаров В.И.** Новейшие орогены, их структура и геодинамика: Автореф. дис. д.г.-м.н. М., 1990, 57 с.
- Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968, 483 с.
- Милановский Е.Е.** Геоморфология // *Восточно-Африканская рифтовая система*. Т. 2. М., Наука, 1974, с. 56—130.
- Мордвинова В.В., Артемьев А.А.** Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по объемным волнам // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (6), с. 887—904.
- 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., Геолтехиздат, 1962, 392 с.
- Новейшая тектоника**, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф. Грачев. М., Пробел, 2000, 487 с.
- Павленкова Г.А., Павленкова Н.И.** Результаты сейсмических исследований верхней мантии на территории России // Сейсмические исследования земной коры. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, с. 237—243.
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья. Уфа, Изд-во ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.
- Пушкарев Ю.Д.** Мегациклы в эволюции системы кора—мантия. Л., Наука, 1990, 217 с.
- Ребиндер П.А.** Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. М., Наука, 1979, 382 с.
- Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Ларин Н.В., Степанова М.Ю.** Глубинное строение Московского авлакогена в западной части Москвы // Геофизические процессы и биосфера, 2010, т. 9, № 2, с. 37—49.
- Рябчиков И.Д.** Мантийные магмы — сенсор состава глубинных геосфер // Геология рудных месторождений, 2005, т. 47, № 6, с. 501—515.
- Смирнов В.Н.** Морфотектоника областей горообразования северо-востока Евразии: Автореф. дис. ... д.г.н. М., МГУ, 1995, 41 с.
- Смирнов В.Н.** Северо-восток Евразии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии, М., Пробел, 2000, с. 120—138.
- Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.** Неотектоника и сейсмическая активность верхнего течения реки Колымы // Геофизические модели сейсмических процессов на северо-востоке России. Магадан, СВК-НИИ ДВО РАН, 1996, с. 122—134.
- Соболев С.В., Бабейко А.Ю.** Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли, 1994, № 11, с. 3—19.
- Современная геодинамика** областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) // Под ред. Н.П. Лаврова, В.И. Макарова. М., Научный мир, 2005, 400 с.
- Спектор В.Б., Спектор В.В.** Режим возрожденного горообразования Верхояно-Колымской горной области // Общие региональные проблемы тектоники и геодинамики. т. 2, М., ГЕОС, 2008, с. 291—294.
- Старосельцев В.С.** Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М., Недра, 1989, 259 с.
- Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
- Траскин В.Ю.** Эффект Ребиндера в тектонофизике // Физика Земли, 2009, № 11, с. 22—33.
- Трифонов В.Г.** Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 254 с.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.** Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., ГЕОС, 2002, 224 с.
- Трифонов В.Г., Аргюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.** Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (2), с. 128—145.
- Шульц С.С.** Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948, 222 с.
- Яковлев Ф.Л.** Монголия // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., Пробел, 2000, 434—437 с.
- Artemieva I.M.** The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic, and petrological data // Lithos, 2009, v. 109, p. 23—46.
- Artyushkov E.V.** Convective instability in geotectonics // J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 1397—1415.
- Artyushkov E.V.** Geodynamics. Amsterdam, Elsevier, 1983, 312 p.
- Artyushkov E.V., Hofmann A.W.** Basic regularities and driving mechanisms of the Neotectonic crustal uplift // Orogenic belts and geological mapping. Zeist: Intern. Sci. Publ., 1997, p. 95—120.
- Artyushkov E.V., Hofmann A.** The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // Surv. Geoph., 1998, v. 15, p. 515—544.
- Artyushkov E.V., Baer M.A., Chekhovich P.A., Mörner N.-A.** The Southern Urals. Decoupled evolution of the thrust belt and its foreland: a consequence of metamorphism and lithospheric weakening // Tectonophysics, 2000a, v. 320, p. 271—310.
- 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. Intern., 2000b, v. 143, p. 752—776.



- Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Medvedev S.** Crustal channel flow: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen // *J. Geophys. Res.*, 2004, v. 109, B06406, doi:10.1029/2003JB002809.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.** Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 30.055—30.078.
- Bird P.** Continental delamination and the Colorado Plateau // *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 7561—7571.
- Bond G.C.** Evidence for some uplifts of large magnitude in continental platforms // *Tectonophysics*, 1979, v. 61, p. 285—305.
- 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.
- Christensen N.I., Mooney W.D.** Seismic velocity structure of the continental crust: a global view // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 9761—9788.
- Dewey J.F., Bird J.M.** Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, p. 2625—2647.
- Emmerson B., Jackson J., McKenzie D., Priestley K.** Seismicity, structure and rheology of the lithosphere in the Lake Baikal region // *Geophys. J. Int.*, 2006, v. 167, p. 1233—1272.
- Fane J.B., Graham C.M., Halness M.B., Fallick A.E., Scallan A.D.L.** Controls of the mechanisms of fluid infiltration and front advection during regional metamorphism: a stable isotope and textural study retrograde dalradian rocks of the SW Scottish Highlands // *J. Metamorph. Geol.*, 1994, v. 12, p. 249—260.
- Ferry J.M.** A historical review of metamorphic fluid flow // *J. Geoph. Res.*, 1994, v. 99, p. 15487—15498.
- Foulger G.R.** Plates vs. plumes: a geological controversy. Wiley-Blackwell, 2010, 364 p.
- Galimov E.M.** Redox evolution of the Earth caused by a multi-stage formation of its core // *Earth Planet Sci. Lett.*, 2005, v. 233, p. 263—276.
- Goodwin A.M.** Precambrian geology. Harcourt Brace Jovanovich. London, San Diego, New York, 1991, 666 p.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.S., Begg G.C.** The composition and evolution of lithospheric mantle: a Re-evaluation and its tectonic implications // *J. Petrol.*, 2008, doi: 10.1093/petrology/egn033.
- Griffiths R.W., Campbell I.H.** Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of smallscale convection // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, p. 18295—18310.
- He M., He K.** The planation surface of the Yunnan Plateau and its neotectonic significance // *Z. Geomorph. N. F.*, 1987, Suppl., Bd. 63, p. 51—56.
- Huang X.G., Xu Y.S., Karato S.H.** Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite // *Nature*, 2005, v. 434, p. 746—749.
- Hubbard J., Shaw J.H.** Uplift of the Longmen Shan and Tibetan plateau, and the 2008 Wenchuan ( $M = 7.9$ ) earthquake // *Nature*, 2009, v. 458, p. 194—197.
- Iwata S.** Mode and rate of uplift of the central Nepal Himalaya // *Z. Geomorph. N. F.*, 1987, Suppl., Bd. 63, p. 37—49.
- Javoy M.** The major volatile elements of the Earth: their origin, behavior, and fate // *Geophys. Res. Lett.*, 1997, v. 24, p. 177—180.
- Johnson N.M., Opdyke A.N.D., Johnson A.N.D., Lindsay E.H., Tahir Kheli R.A.C.K.** Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalic Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1982, v. 37, p. 17—42.
- Kaban M.** A gravity model of the North Eurasia crust and upper mantle: 1. Mantle and isostatic residual gravity anomalies // *Russian Journal of Earth Sciences (maintained and distributed by AGU, <http://www.agu.org/wps/rjes/>)*, 2001, v. 3, № 2, p. 143—163.
- Kaban M.K., Schwintzer P., Reigber Ch.** A new isostatic model of the lithosphere and gravity field // *J. Geodesy*, 2004, v. 78, p. 368—385.
- Kelbert A., Schultz A., Egbert G.** Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations // *Nature*, 2009, v. 469, p. 1003—1006.
- Koulakov I.** High-frequency  $P$  and  $S$  velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltimes data // *J. Geophys. Res.*, 2011, v. 116, B04301, doi:10.1029/2010JB007938.
- Koulakov I., Bushenkova N.** Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of  $P$  and  $PP$  travel times // *Tectonophysics*, 2010, v. 486, № 14, p. 81—100.

**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.

**Le Pichon X., Henry P., Goffe B.** Uplift of Tibet: from eclogites to granulites — implications for the Andean Plateau and the Variscan belt // *Tectonophysics*, 1997, v. 273, p. 57—76.

**Li Jijun, Shi Yafeng, Li Bingyuan.** Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou, Lanzhou Univ. Press, 1995, 168 p.

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

**Lithospheric** dynamics atlas of China. Beijing, China Cartographic Publishing House, 1989, 225 p.

**Makarov V.I.** Neotectonics and geodynamics of mountain systems of Central Asia // *Quatern. Intern.*, 1995, v. 25, p. 19—23.

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

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

**Montelli R., Nolet G., Dahlen F., Masters G.** A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, v. 7. doi: 11010.11029/12006G C001248.

**Mörner N.-A.** Uplift of the Tibetan Plateau: a short review // *Intern. Union Quat. Res. 13th Intern. Congr. Special Proc., Review reports*, Beijing, 1991, p. 78—80.

**Nie J., King J.W., Fang X.** Tibetan uplift intensified the 400 k.y. signal in paleoclimate record at 4 Ma // *GSA Bulletin*, 2008, v. 120, p. 1338—1344.

**Niu Y.** Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a hypothesis for the origin of the Mesozoic-Cenozoic volcanism in eastern China // *Geol. J. China Univ.*, 2005, v. 11, p. 9—46.

**Ollier C.D.** *Ancient Landforms*. London, Belhaven, 1991, 233 p.

**Oreshin S.I., Vinnik L.P., Kiselev S.G., Rai S.S., Prekasam K.S., Treussov A.V.** Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya and Tibet // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 307, p. 415—429.

**Partridge T.C., Maud R.R.** Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic // *S. Afr. J. Geol.*, 1987, v. 90, p. 179—208.

**Paulson A., Zhong S., Wahler J.** Model of postglacial rebound with lateral viscosity variations // *Geophys. J. Intern.*, 2005, v. 163, p. 357—371.

**Richardson S.W., England P.C.** Metamorphic consequences of crustal eclogite production in overthrust orogenic zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 42, p. 183—190.

**Romanowitz B.** Global mantle tomography: progress status in the past 10 years // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2003, v. 31, p. 303—328.

**Royden L.Y., Burchfiel D.C., van der Hilst R.D.** The geological evolution of the Tibetan Plateau // *Science*, 2008, v. 321, № 5892, p. 1054—1058.

**Rubie D.C.** Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites / Ed. D.A. Carswell // *Eclogite facies rocks*. Glasgow, Blackie, 1990, p. 111—140.

**Saggerson E.P., Baker B.H.** Post-Jurassic erosion-surfaces in eastern Kenya and their deformation in relation to rift structure // *Quat. J. Geol. Soc. Lond.*, 1965, v. 121, p. 51—72.

**Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.** *Mantle convection in the Earth and planets*. Cambridge, Cambridge University Press, 2004, 940 p.

**Shackleton R.M., Chang Chenfa.** Cenozoic uplift and deformation of the Tibetan Plateau: the geomorphological evidence // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1988, v. A 327, p. 365—377.

**Sobolev S.V., Babeyko A.Y.** What drives orogeny in the Andes // *Geology*, 2005, v. 33, № 8, p. 617—620.

**Spicer R.A., Harris N.B.W., Widdowson M., Herman A.B., Guo S., Valdes P.J., Wolfe J.A., Kelley S. P.** Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years // *Nature*, 2002, v. 421, p. 622—624.

**Stacey F.D., Davis P.V.** *Physics of the Earth*. New York, Cambridge University Press, 2008, 513 p.

**Summerfield M.A.** *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*, Burnt Mills, Longman, 1991, 537 p.

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

**Tian Y., Sigloch K., Nolet G.** Multiple-frequency *SH*-wave tomography of the western US upper mantle // *Geophys. J. Int.*, 2009, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04225.

**Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B.** Large Igneous Provinces generated from the margins of the Large Low Velocity Provinces in the deep mantle // *Geophys. J. Intern.*, 2006, v. 167, p. 1447—1460.

**Wang C., Zhao X., Liu Z., Lippert P.C., Graham S.A., Coe R.S., Yi H., Zhu L., Liu S. Li Y.** Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau // *PNAS*, 2008, v. 105 (13), p. 4987—4992.

**Wang Y., Deng T., Biasatti D.** Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after ca. 7 Ma // *Geology*, 2006. v. 34, p. 309—312.

**Zhang Benxing.** The influence of Himalayan uplift on the development of Quaternary glaciers // *Z. Geomorph. N. F.*, Bd. 76, 1989, p. 89—115.

**Zhang Ru. Y., Liou J.G., Zheng Y.F., Bin Fu.** Transition of UHP eclogites to gneissic rocks of low-amphibolite facies during exhumation: evidence from the Dabie terrain, Central China // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 269—291.

**Zhao W.-L., Morgan W.J.** Uplift of Tibetan Plateau // *Tectonics*, 1985, v. 4 (4), p. 359—369.

**Zhaoyu Z.** The Neotectonic evolution of the Loess Plateau and its adjacent regions in China // *Loess, environment and global change*. Beijing, Science Press, 1991, p. 260—278.

**Zheng H., McAulay Powell C., An Z., Zhou J., Dong G.** Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau // *Geology*, 2000, v. 28, № 8, p. 715—718.

*Рекомендована к печати 28 января 2011 г.  
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию  
4 мая 2010 г.*