

ИЗ РАБОЧЕЙ ТЕТРАДИ ИССЛЕДОВАТЕЛЯ

DOI: 10.7868/S0869587315070087

Полвека назад были впервые сформулированы принципы теории тектоники литосферных плит, или плейт-тектоники. С тех пор теория существенно усложнилась, и обозначились тектонические процессы и явления, теорией не описываемые. Это относится к некоторым типам вертикальных движений, прежде всего к новейшим поднятиям, приведшим к образованию современных горных систем. Сопоставление геологических процессов (как описываемых плейт-тектонической теорией, так и не находящих объяснения) с данными сейсмической томографии мантии позволило наметить новую тектоническую модель, согласно которой источником наблюдаемых тектонических проявлений служат латеральные потоки верхнемантийного вещества, распространяющиеся от суперплюмов — потоков вещества и энергии, восходящих из низов мантии. Эти латеральные потоки не только перемещают литосферные плиты, но и обуславливают структурно-вещественные преобразования литосферы и верхней подлитосферной мантии, приводящие к вертикальным движениям и горообразованию.

НА ПУТИ К ПОСТПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКЕ

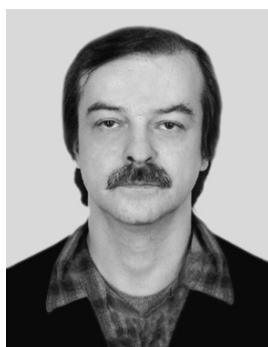
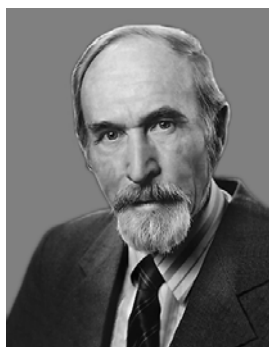
В.Г. Трифонов, С.Ю. Соколов

Основные положения плейт-тектоники как кинематической модели были сформулированы в трудах Дж. Уилсона, Ф. Вайна, Д. Мэтьюза, Б. Айзекса, Дж. Оливера, Л. Сайкса и других учёных. Согласно этой модели, литосферные плиты, охватывающие земную кору и самую верхнюю часть мантии, общей толщиной до 50 км под океанами и ~100 км под континентами перемещаются от зон спрединга вдоль трансформных разломов к зонам субдукции и коллизии, причём в зонах спрединга литосфера наращивается глубинным магматическим материалом, а в зонах субдукции и кол-

лизии прирост литосферы компенсируется её погружением в нижележащую мантию; движение плит описывается их вращением относительно полюсов Эйлера.

Предпринимались попытки найти источники движения плит в самом плейт-тектоническом механизме, обсуждались растягивающее воздействие нагнетания магматического материала в зонах спрединга и затягивающее воздействие субдцируемых частей плит. Однако О.Г. Сорохтин [1] показал, что они имеют лишь локальное значение и не могут обеспечить движение плит в целом. Д. Форсайт и С. Уеда предложили в качестве общего источника движения механизм общемантийной тепловой конвекции, а Е.В. Артюшков и О.Г. Сорохтин аргументировали большую эффективность химико-плотностной конвекции, связанной с дифференциацией мантии и пополнением внешнего ядра её железистыми компонентами.

Может быть, важнейшим достижением плейт-тектоники стало объединение усилий геологов, геофизиков и геохимиков для решения общих задач, что существенно продвинуло как их взаимопонимание, так и познание тектонических процессов. Вместе с тем наращивание знаний потребовало усложнения первоначальной плейт-тектонической модели. Одним из предметов дискуссии были и остаются параметры мантийной конвекции как источника движения плит. По сейсмологическим данным был выделен переходный слой между верхней и нижней мантией. Скачки скоростей сейсмических волн на его верх-



Авторы работают в Геологическом институте РАН. ТРИФОНОВ Владимир Георгиевич — доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник. СОКОЛОВ Сергей Юрьевич — кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник. trifonov@ginras.ru; sysokolov@yandex.ru



Рис. 1. Диффузные границы плит (подвижные пояса) Евразии

Пояса: I — Притихоокеанский, II — Альпийско-Гималайский, III — Алтайско-Становой, IV — Момско-Черский. Показаны крупнейшие активные разломы

ней (~410 км) и нижней (~670–680 км) границах столь велики, что могут происходить лишь при фазовых минеральных преобразованиях мантийного вещества. Эти экзо- и эндотермические переходы при некоторых задаваемых параметрах системы делают общемантийную тепловую конвекцию невозможной, что отвечает представлениям об отсутствии существенного обмена веществом между нижней и верхней мантией [2, 3]. Однако О.Г. Сорохтин [1] привёл убедительные соображения в пользу общемантийной химико-тепловой плотностной конвекции. Исходя из предположения о полном обращении вещества мантии в течение тектонического цикла, он пришёл к выводу о достаточно высоких скоростях конвективных течений, при которых минеральные преобразования не прерывают их и проявляются лишь в поднятии или погружении границ переходного слоя на величину до 20 км. Сейчас наиболее весомыми выглядят доводы в пользу сочетания и комбинированного воздействия на литосферу общемантийной и верхнемантийной конвекции [4].

В первоначальных вариантах плейт-тектонической теории предполагалось, что зоны спрединга представляют собой восходящие ветви мантийной конвекции, а зоны субдукции — её нисходящие ветви, выраженные до глубин ~650 км мантийными сейсмофокальными зонами. Такое представление укрепились, когда К. Кригер и Т. Джордан проследили геофизические аномалии, связываемые с субдуцируемыми слэбами,

ниже переходного слоя до глубин ~900 км. Сейсмофотографические исследования подтвердили, что некоторые слэбы проникают в нижнюю мантию, но это далеко не повсеместно [5, 6]. Стало очевидно, что зоны спрединга не могут быть прямым отражением восходящих ветвей конвекции. Это наглядно демонстрирует пример Африканской плиты. Обрамляющие её с запада и востока зоны спрединга местами параллельны. Поскольку в ходе их развития происходит наращивание Африканской плиты, а компенсирующие области поглощения литосферного вещества внутри плиты отсутствуют, расстояние между зонами спрединга увеличивается, то есть либо одна из них, либо обе изменяют своё положение на сфере и, соответственно, относительно восходящих ветвей конвекции. В итоге было признано, что о согласованности движения литосферных плит, положения зон спрединга и субдукции ветвям мантийной конвекции можно говорить лишь в самом общем виде, полного соответствия между ними нет.

Два других несоответствия первоначальному варианту плейт-тектонической теории обнаружили по мере накопления геологических данных. Речь идёт о тектонической расслоенности литосферы и неопределённости границ плит.

Термин “тектоническая расслоенность литосферы” примерно соответствует англоязычному понятию “detachment tectonics”. Это различия напряжённо-деформированного состояния и одновременно развивающихся структур в разных слоях литосферы, приводящие к их срыву и латеральному перемещению друг относительно друга. Идею тектонической расслоенности впервые высказал А.В. Пейве в 1967 г. Развивая её, он писал: “Материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференцированно, то есть с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то не с меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри неё” [7, с. 7]. Дальнейшее развитие концепции тектонической расслоенности литосферы приоритетно осуществлялось российскими учёными в направлениях исследований как древней, так и новейшей тектоники и нашло наиболее полное отражение в трудах Геологического института РАН [8]. Было показано, что по отношению к верхнекоровому слою нижележащая часть коры играет в отдельных регионах ту же роль подвижного и сравнительно пластичного субстрата, как и астеносфера по отношению к литосфере в целом [9]. Л.И. Лобковский [10] предложил модель двухъярусной плейт-тектоники, согласно которой она реализуется в подвижных поясах более или менее незави-

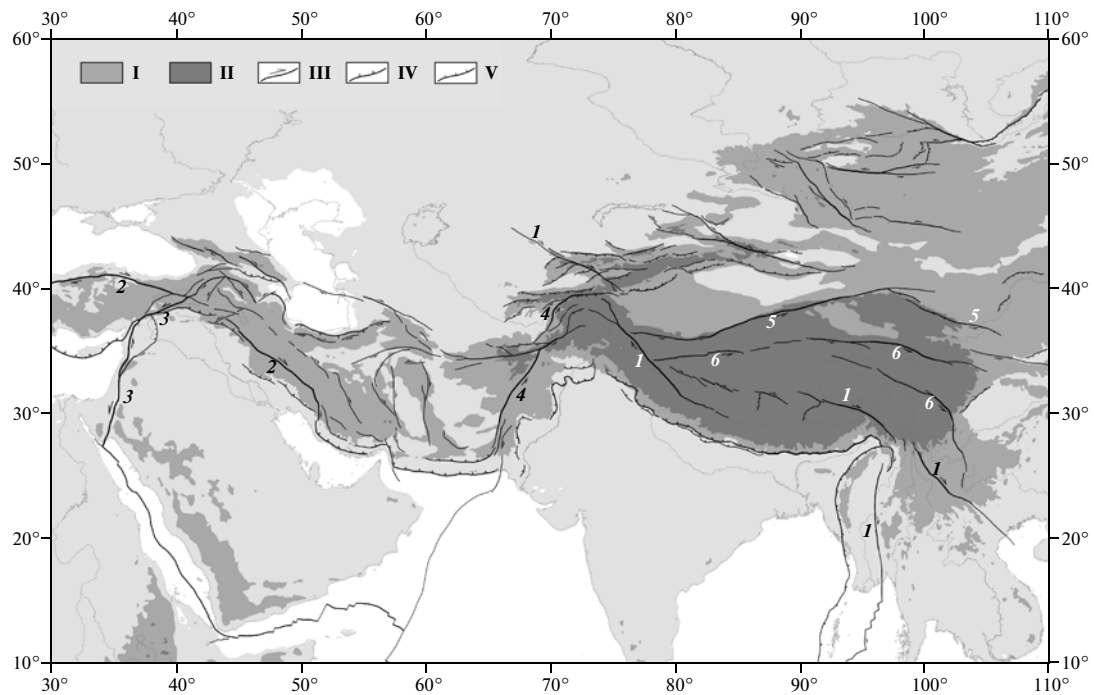


Рис. 2. Альпийско-Гималайский орогенетический пояс

I — возвышенности 1000–3000 м; II — горы и нагорья выше 3000 м; III–V — крупные активные разломы: III — сдвиги, IV — надвиги и взбросы, V — сбросы. Крупнейшие системы правых сдвигов: 1 — от Таласо-Ферганского разлома до разломов Сагаинг и Красной реки, 2 — Северо-Анатолийская и Главного современного разлома Загроса. Крупнейшие системы левых сдвигов: 3 — Левантско-Восточно-Анатолийская, 4 — Чаманско-Дарвазская, 5 — Алтынтагская, 6 — Кунлунь-Юннаньская

симо на коровом и мантийном уровнях. Для таких поясов двухъярусная плейт-тектоника явилась лучшим приближением к действительности по сравнению с постулатом монолитности плит, но и она не объясняет всей сложности тектонического расслоения вблизи границ плит.

Обнаружилась диффузность, то есть рассредоточенность современных границ некоторых плит в пределах широких поясов [11]. На рисунке 1 показан подвижный пояс (I) западных обрамлений Тихого океана, продолжающийся активными структурами запада Северо-Американского континента. Это область взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евразийской и Северо-Американской. Северная часть пояса разнородна, её калифорнийский сегмент, совпадающий с зоной разлома Сан-Андреас, является трансформным, а северный и северо-западный сегменты, образованные Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островодужными системами, сформировались в условиях субдукции. В трансформной части зона разлома Сан-Андреас является верхнекоровой границей плит и прослеживается лишь до глубины ~20 км. Глубже находится поверхность срыва, ниже которой Тихоокеанская плита продолжается к востоку на 200–300 км. Там глубинной границей плит может быть погребённая система рифтовых и трансформных зон, сходная со структурой Калифорнийского залива и выраженная геофизическими аномалиями, проявлениями вулканизма и

второстепенными нарушениями верхнекорового слоя [8].

Субдукционные границы Тихоокеанской плиты принято проводить по преддуговым желобам. Однако возникают затруднения с проведением границы Северо-Американской и Евразийской плит, которая прерывается в пределах Притихоокеанского подвижного пояса. Были предложены два объяснения этой проблемы: между главными плитами находится Охотоморская малая плита; область, выделяемая как Охотоморская малая плита, является частью Северо-Американской плиты. А.И. Кожурин [12] доказал, что оба эти объяснения противоречат существующим геологическим данным и что границей плит здесь служит вся широкая зона деформаций.

Диффузность границ ещё более очевидна в областях новейшего коллизионного взаимодействия плит, где его структурные проявления рассредоточены в поясах шириной в сотни километров (см. рис. 1). Внутри пояса находятся относительно слабо деформированные удлинённые блоки, или микроплиты, разделённые зонами концентрации деформаций. На современном этапе развития Гималайско-Тибетского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса такие зоны выделяются на южном фланге Гималаев, границе Южного и Центрального Тибета, северном фланге Тибета и Цайдама (Алтынтагский разлом) и южном фланге Тянь-Шаня (рис. 2). Ско-

рость позднечетвертичных перемещений в каждой из зон достигает ~1–1.5 см/год [13], и отдать предпочтение какой-либо из них как границе Индийской и Евразийской плит невозможно. По существу, краевые части взаимодействующих крупных плит испытывают общую деформацию, хотя и неравномерно распределённую.

Указанные геологические явления осложняют плейт-тектонику и заставляют отказаться от некоторых постулатов её первоначальной версии, но не меняют сути теории. Главный принцип, заключающийся в том, что структурные проявления тектонического процесса являются результатом взаимодействия плит, остаётся неизменным.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ, ПРИВЕДШИЕ К НОВЕЙШЕМУ ГОРООБРАЗОВАНИЮ

Изучение новейших тектонических движений, выразившихся в образовании современных горных систем центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (см. рис. 2), привело нас к выводу, что источники этих движений не ограничиваются рамками плейт-тектонической теории [14–17].

Горные системы Альпийско-Гималайского пояса, отмеченные высочайшими вершинами, в основном наследуют северную окраину океана Неотетиса, тогда как на его южной окраине сформировались немногие горные системы, крупнейшие из которых Гималаи и Загрос. Продольная зональность пояса с омолаживанием континентальной коры к югу определяется геодинамикой развития Тетиса. Его юго-западная окраина была пассивной, а северо-восточная активной. На пассивной окраине рифтинг, перераставший в спрединг, отчленил фрагменты Гондваны, и они двигались на северо-восток, где океанская литосфера Тетиса субдуцировала под окраины северных плит. Последовательное образование Палео-, Мезо- и Неотетиса приводило к причленению к северным окраинам всё новых фрагментов Гондваны, разделённых сутурами (швы, где присутствуют реликты коры закрывшихся частей океана), аккреционными клиньями и проявлениями магматизма соответствующих стадий Тетиса. Этот процесс, начавшийся с распадом Пангеи в позднем палеозое, отчётливо прослеживается в мезокайнозое, когда северные плиты слились в Евразийскую плиту. Активную окраину осложняли задуговые прогибы с утонённой (субокеанической) корой, нередко наследовавшие реликты более ранних тектонических бассейнов и закрывавшиеся параллельно с Тетисом или позднее. При неоднократном закрытии бассейнов с океанской и субокеанской корой в литосфере пояса сохранились реликты океанской коры, фиксируемые в виде высокоскоростных объёмов на разных уровнях литосферы и

проявляющиеся в ксенолитах изверженных пород. Тетис представлял собой сужавшийся к северо-западу залив Пацифики, и горизонтальные перемещения на разных стадиях его развития и закрытия в целом возрастали к востоку. Эта тенденция проявилась и в позднем кайнозое в возрастании амплитуд латеральных смещений с запада на восток как в частных структурах (например, в больших амплитудах сдвига на западном фланге Индийской плиты по сравнению с Аравийской), так и в масштабах сегментов пояса, укоротившихся на разную величину [16, 18].

В эоцене коллизия охватила обширные области пояса. Его восточная часть стала более или менее всхолмлённой сушей, а на западе участки суши чередовались с эпиконтинентальными морскими бассейнами. На этом фоне выделялись реликты Неотетиса и задуговые бассейны с утонённой корой. Позднее, в первый этап новейшего горообразования, охвативший ~30 млн. лет с олигоцена до конца миоцена и местами плиоцена, направление коллизионного сжатия изменялось от стадии к стадии в связи с изменениями направления движения Гондванских плит [16]. В первую стадию (олигоцен — начало миоцена) они двигались на северо-северо-запад, во вторую (конец раннего миоцена и средний миоцен) — на северо-восток, в третью — на север или северо-северо-запад. В соответствии с этим закрывались те или иные реликты Неотетиса и большинство задуговых бассейнов, изменялись интенсивность и характер перемещений, разные тектонические зоны испытывали сжатие и поперечное укорочение, что приводило к локальному утолщению коры таких зон и образованию выраженных в рельефе поднятий, площадь которых со временем возрастала. В Центральной Азии рост поднятий местами сопровождался интенсивным гранитообразованием. Судя по тонкообломочности сносимого с поднятий материала и величине врезов в выработанные на них поверхности и ступени рельефа, эти поднятия, за редкими исключениями, были не выше среднегорных (до 1500–2000 м). Расчёты изостатического поднятия из-за утолщения коры при сжатии, сделанные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня [15], и подобные расчёты, выполненные для Большого Кавказа [17], совпадают с геолого-геоморфологическими оценками. Иначе говоря, поднятия, возникшие на первом этапе, были изостатической реакцией на утолщение коры при сжатии, то есть явились закономерным результатом коллизионного взаимодействия плит. В тех случаях, когда расчёты указывали на возможность большего поднятия, эффект утолщения коры компенсировался уплотнением её нижней части [19].

Крупномасштабные деформации коровых масс в течение первого этапа поднятий, сопровождавшиеся метаморфизмом и коровым магма-

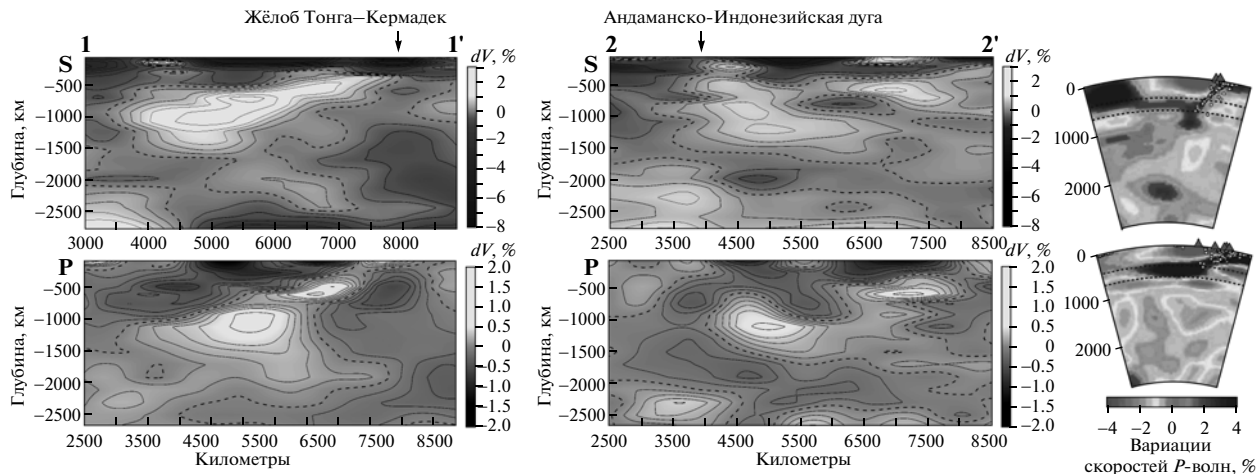


Рис. 3. Сейсмотомографические разрезы мантии по S - и P -волнам через районы Тонга–Кермадек и Индонезия–Филиппины на стыке островодужных систем Индонезийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и запада Тихого океана

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объёмной модели NGRAND и HWE97P [5, 6, 22]. Контуры проведены через 0.5% для S -волн и 0.25% для P -волн, пунктир показывает нулевые значения. Для сравнения представлены профили 20 и 24 через островодужные системы Северо-Востока Азии, составленные по более точным данным локальных сейсмических сетей по P -волнам [23]. Видно выполаживание субдуцируемых слэбов на уровне переходного слоя мантии

тизмом, привели к гомогенизации и консолидации верхней части земной коры в тех областях пояса, где этого не произошло раньше, подготовив второй этап горообразования, охватывающий плиоцен-квартер, местами только квартал. Признаками консолидации коры явились: отсутствие крупных плиоцен-четвертичных гранитных массивов; возрастание роли блоковых движений в ущерб складчатым деформациям и то, что продолжающееся сжатие пояса стало реализовываться в основном сдвиговыми смещениями по разломам; локализация вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами. Сформировались сдвиговые системы протяжённостью до нескольких тысяч километров [16, 18] (см. рис. 2).

В последние 5–2 млн. лет скорости вертикальных тектонических движений резко возросли, и высота существовавших к этому времени поднятий как минимум удвоилась, а местами утроилась [16, 20]. Сформировались современные горные системы и высокие плато, в предгорных и межгорных впадинах стала накапливаться грубая моласса (комплекс преимущественно грубообломочных пород). Поднятия были наиболее значительными в Центральной Азии, но проявились и в других частях пояса. При этом в таких областях, как Памир, Гиндукуш, Каракорум, Высокий Загрос происходило общее воздымание горных систем независимо от предшествовавшей структурной дифференциации. Усиление восходящих движений не было связано с ускорением движения плит и усилением коллизионного сжатия, местами интенсивность сжатия уменьшилась. Так, в Альпах и Западных Карпатах коллизия закончилась ещё в среднем миоцене, а горы стали расти в

плиоцене. На Большом Кавказе рост поднятий ускорился в плиоцен-квартере на фоне уменьшения скорости сжатия, фиксируемого как GPS-данными, так и суммированием смещений по активным разломам. Даже там, где сжатие усилилось (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань), лишь 20–50% общего поднятия поверхности приходится на поднятие, связанное с утолщением коры при коллизионном сжатии. Поднималось, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия.

По сейсмологическим и гравиметрическим данным, под высочайшими горными системами Центральной Азии (Гималаи, Тибет, Куньлунь, Памир-Гиндукуш-Каракорумский регион, Центральный и Восточный Тянь-Шань) выявлено разуплотнение верхов мантии; те же признаки обнаружены в гравитационном поле Малого Кавказа (обзор указанных данных приведён в работе [16]). Понижение скоростей сейсмических волн, связанное с подъёмом астеносферы, выявлено под Восточными Карпатами [19]. По расчётам Е.В. Артюшкова, основанным на обнаружении изостатических аномалий до -150 мГал под Тянь-Шанем, такое разуплотнение обеспечивает поднятие поверхности на ≥ 1.1 км, возможно, ≥ 1.5 км [15]. Другим источником разуплотнения стал ретроградный метаморфизм мантийных и близких к ним по плотности высокометаморфизованных протокоровых пород, обусловленный воздействием охлаждённых флюидов [15, 16, 21]. Разуплотнение верхов мантии и низов коры привело к дополнительному подъёму поверхности и формированию современного горного рельефа. На се-

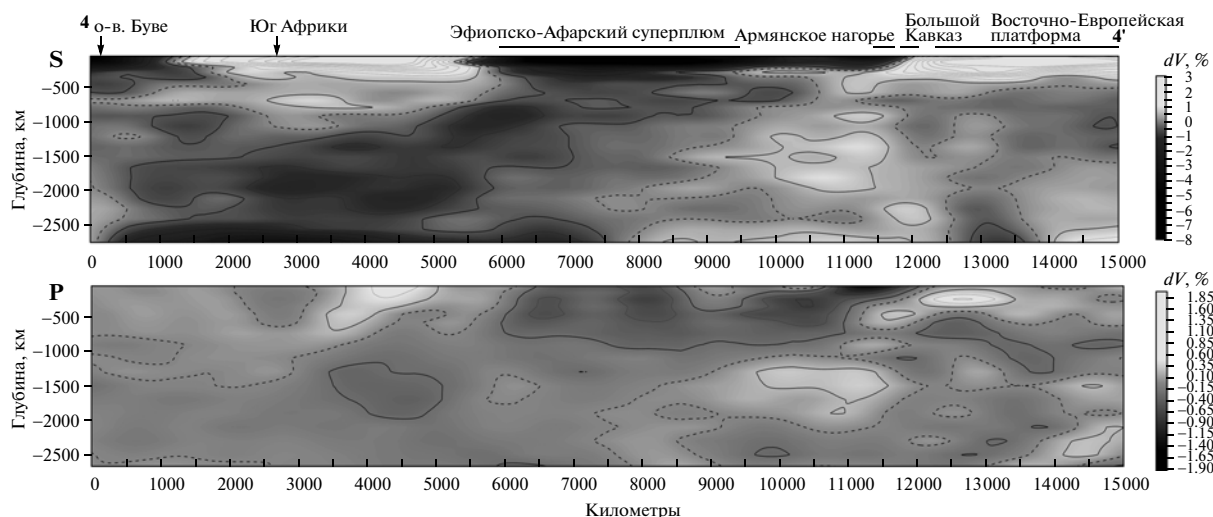


Рис. 4. Сейсмотомографические разрезы мантии по S - и P -волнам через Африканскую платформу, Эфиопско-Афарский суперплюм, Аравийскую плиту и Кавказ до Восточно-Европейской платформы

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объёмной модели NGRAND и HWE97P [5, 6, 22]. Контуры проведены через 0.5% для S -волн и 0.25% для P -волн, пунктир показывает нулевые значения

верном краю пояса (Большой Кавказ, Западный Тянь-Шань), где разуплотнение верхов мантии выявлено лишь локально, разуплотнение высокометаморфизованных протокоровых пород явилось главным фактором усиления горообразования [17].

Для объяснения этих преобразований литосферы, не предусмотренных плит-тектонической теорией, мы проанализировали данные сейсмической томографии мантии, полученные на основе глобальной сейсмологической сети [5, 6, 22]. В Индонезийском сегменте Альпийско-Гималайского пояса нет проявлений второго этапа горообразования и развиты субдукционные структуры, которые на глубинах до 700–800 км переходят в субгоризонтальные высокоскоростные зоны, продолжающиеся под юго-восток Азиатского континента (рис. 3). Подобные выполаживающиеся зоны субдукции были выявлены ранее вдоль периферии Тихого океана на глубинах 400–700 км (по более точным данным локальных сейсмических сетей). И. Фукао с соавторами назвал их стагнирующими слэбами, а Д. Жао — большими мантийными клиньями (big mantle wedges — BMW [23]).

Вероятно, такие же BMW существовали в эпоху субдукции и под более западными горными сегментами Альпийско-Гималайского пояса (Аравийско-Кавказским и Гималайско-Тибетским), но сейчас структура мантии там иная. На субмеридиональном сейсмотомографическом профиле через Африку и Аравийско-Кавказский регион видна обширная область пониженных значений dVs и dVp (величины, характеризующие отклонения от среднестатистических значений скоростей попе-

речных и продольных сейсмических волн соответственно), охватывающая всю мантию (рис. 4). В своей верхней части она занимает территорию от края Африки южнее Мадагаскара до Красного моря, а, будучи наклонённой на юг, на нижнемантийном уровне оказывается своим южным краем под Южной Африкой. Эта структура названа Эфиопско-Афарским суперплюмом. От него на север протягивается верхнемантийный слой с пониженными скоростями сейсмических волн, достигающий Большого Кавказа, под которым он тоньше, чем под Малым Кавказом; наиболее низкие значения dVs отмечены непосредственно под литосферой.

Подобный верхнемантийный слой с пониженными скоростями сейсмических волн прослеживается и на профиле от Эфиопско-Афарского суперплюма через Индийский океан, Индийскую платформу и Высокую Азию (от Тибета до Тянь-Шаня) до палеозойда Казахстана (рис. 5). На профиле dVp этот слой непосредственно подстилает тонкую литосферу Индийского океана, а севернее утончается и погружается до глубин 400–500 км под Индийской платформой, почти редуцируется под югом Тибета и раздувается до глубин 300–800 км под Высокой Азией. Над слоем выделяется область с повышенными скоростями сейсмических волн. На профиле dVp высокоскоростной слой прослеживается от южного края Индийской платформы до северного края Тибета на глубинах 100–300 км, причём максимальная мощность слоя и наибольшие значения dVp зафиксированы под югом Тибета. На профиле dVs высокоскоростной слой протягивается от Индийской платформы до Казахстанско-Западно-

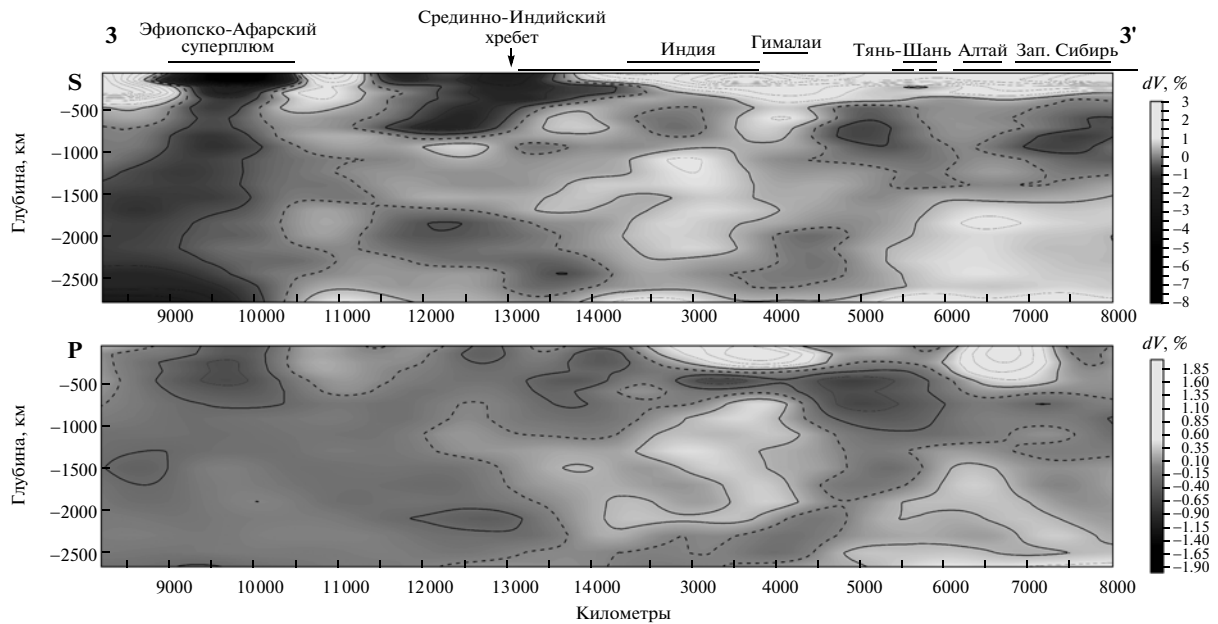


Рис. 5. Сейсмотомографические разрезы мантии по S - и P -волнам от Кении через Срединно-Индийский хребет, Индийскую платформу и Высокую Азию до Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND и HWE97P [5, 6, 22]; контуры проведены через 0.5% для S -волн и 0.25% для P -волн, пунктир показывает нулевые значения

сибирской части Евразийской плиты, причём внутри него обособляется линза сильно повышенных значений dVs от Гималаев до северного края Тянь-Шаня. Под югом Тибета (район сутуры Неотетиса – зоны Инда-Цангпо) слой утолщается до 400 км, и под ним на глубинах 600–700 км обособляется ещё одна субгоризонтальная высокоскоростная линза. Возможно, часть утолщённого верхнего слоя и эта линза являются реликтами неотетического слэба, выположенного на глубине.

В описанной сейсмотомографической картине принципиальными представляются два аспекта. Во-первых, в строении мантии Индонезийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, где до сих пор функционируют зоны субдукции, они продолжают примерно на уровне переходного слоя структурами, сходными с BMW. Во-вторых, в более западных сегментах пояса, Гималайско-Тибетском и Аравийско-Кавказском, где субдукция закончилась в интервале от конца эоцена до среднего миоцена с закрытием последних реликтов Неотетиса, общим элементом структуры подлитосферной верхней мантии являются мощные слои с пониженными скоростями сейсмических волн, непрерывно прослеживаемые от Эфиопско-Афарского суперплюма. И если суперплюм традиционно рассматривается как область подъёма глубинного разогретого вещества мантии, то мы интерпретировали эти слои как горячие потоки, распространяющиеся от суперплюма [14]. Сейчас он образует протяжённую

субмеридиональную зону, охватывающую весь пояс вулканических рифтов Восточной Африки и продолжающуюся южнее Мадагаскара. Если принять, что суперплюм занимал близкое к современному положение с конца палеозоя, то оказывавшиеся над ним в разное время части распавшейся Гондваны испытывали рифтинг, перераставший в спрединг, который привёл к образованию и развитию Тетиса. Поток разогретого и обогащённого астеносферного вещества, направленный от суперплюма, ускорял движение отделявшихся гондванских фрагментов на северо-восток в сторону Евразии. Там океанская литосфера Тетиса субдуцировала, а фрагменты Гондваны приключались к Евразии, отчего зоны субдукции перемещались к их тыловым (относительно Евразии) частям. Так на месте будущего Альпийско-Гималайского пояса возникла серия микроплит, разделённых структурно-вещественными проявлениями разных стадий развития Тетиса. По аналогии с современной структурой Индонезийского сегмента пояса можно полагать, что западнее него зоны субдукции Тетиса также переходили в BMW, из которых в итоге образовалась значительная часть переходного слоя мантии под будущим орогенетическим поясом.

С закрытием Тетиса процессы субдукции и формирования BMW сменились коллизией литосферных плит Евразии и гондванского ряда. Это замедлило их сближение, но астеносферные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма, вероятно, продолжили прежнее движение и посте-

пенно распространились под весь орогенический пояс. О том, что это происходило постепенно, по крайней мере, в Аравийско-Кавказском сегменте пояса, свидетельствует отмеченное А.В. Ершовым и А.М. Никишиным омоложение к северу вулканизма, связанного с мантийными источниками. Резкое утонение потока под Большим Кавказом могло быть обусловлено тем, что до среднего миоцена кавказские прогибы Паратетиса пододвигались, по данным М.Г. Леонова, под Малый Кавказ, и субдукция препятствовала проникновению потока к северу.

В процессе движения горячие верхнемантийные потоки перерабатывали прежнюю структуру верхней мантии пояса, включая переходный слой на глубинах 400–700 км, что имело важные геологические последствия. Изучение магматических пород мантийного происхождения свидетельствует о крайне низком содержании воды в магматических источниках, причём оно убывает от зон субдукции к зонам океанского спрединга [13]. Согласно экспериментальным данным, в переходном слое оливин с ромбической сингонией переходит в его разновидности со шпинелевой структурой – вадслеит и глубже рингвудит, и примерно на той же глубине клинопироксен трансформируется в вадслеит и стишовит. Кристаллохимическая структура вадслеита и рингвудита допускает замену части атомов кислорода на гидроксильные группы [24, 25]. Их источником могут быть субдуцируемые слэбы, которые содержат не до конца обезвоженные амфиболиты и метаосадочные породы и переходят в BMW, а также поступления глубинного водорода. На присутствие флюидов на таких глубинах указывают сильное затухание поперечных волн при слабом изменении их скорости [26] и повышенная электропроводимость [27]. Содержание воды в переходном слое может достигать 2–3%, и он рассматривается как основной источник водных флюидов в мантии [28]. Глубже 670–700 км минералы переходного слоя, вероятно, замещаются перовскитоподобными фазами, на долю которых приходится ~80% объёма нижележащей мантии, их водный потенциал значительно ниже.

Прогрев переходного слоя верхнемантийными потоками привёл к отделению содержащихся в нём источников флюидов и их концентрации в самих потоках, что обусловило их активность. Активизированная таким образом астеносфера оказывала воздействие на литосферу пояса, в первую очередь флюидное. В участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в Памиро-Гималайском сегменте пояса проявились в грандиозном гранитообразовании, продолжавшемся до миоцена. Под воздействием подвижных компонентов активизированной астеносферы могли произойти метаморфические преобразования и размягчение литосферы, сле-

вавшее возможной её интенсивную деформацию [29]; усилилось тектоническое расслоение литосферы, обеспечившее большие латеральные перемещения [16]. Деформация коры обусловила возникновение выраженных в рельефе поднятий, как правило, не выше среднегорных.

Ко второму этапу горообразования эти процессы привели к консолидации коры. Под ней астеносферное вещество стало замещать отслоённые и разрушенные фрагменты литосферной мантии [19, 29]. Это выразилось в пониженных усреднённых V_p верхов мантии под всеми горными системами пояса, кроме части Гималайско-Тибетского региона. Понижение средних скоростей можно интерпретировать как утонение литосферы за счёт астеносферы и/или разуплотнение литосферной мантии и низов коры под воздействием астеносферы. Под Высокой Азией, где литосфера наиболее утолщена кайнозойскими деформациями, над слоем пониженных V_p местами сохранился высокоскоростной слой мощностью до 300 км. Частичное замещение литосферной мантии астеносферным веществом и ретроградный метаморфизм мантийных и высокометаморфизованных протокоровых пород под воздействием охлаждённых астеносферных флюидов могли обусловить разуплотнение верхов мантии и низов коры, что дополнило поднятие, вызванное коллизионным сжатием, и стало главным фактором подъёма поверхности, приведшим к формированию современного горного рельефа.

Таким образом, усиление поднятия горных систем в плиоцен-квартере, необъяснимое в рамках плейт-тектонической теории, обусловлено активизацией горячих верхнемантийных потоков, распространившихся от Эфиопско-Афарского суперплюма.

ТЕЧЕНИЕ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА И ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКА

Представленный обзор мезозойско-кайнозойского развития Тетиса и Альпийско-Гималайского орогенического пояса позволил сделать следующие выводы: Эфиопско-Афарский суперплюм является областью восходящего тепломассопереноса из низов мантии; от суперплюма распространялись латеральные верхнемантийные потоки, которые из-за вязкого трения на границе астеносферы и литосферы перемещали литосферные плиты; в условиях коллизии плит, наступившей после закрытия Тетиса, потоки распространились под его северную окраину; обогащение потоков флюидами могло стать причиной активного воздействия астеносферы на литосферу, которое в конечном счёте усилило вертикальные движения и привело к образованию современных горных систем.

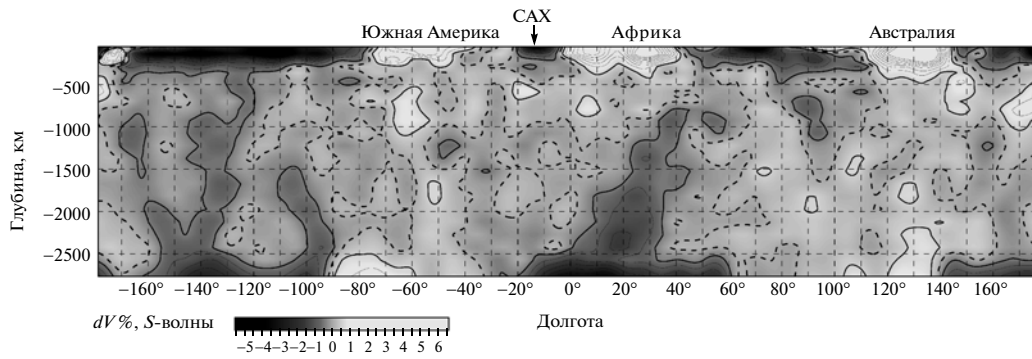


Рис. 6. Сейсмотомографический разрез мантии по S-волнам вдоль 22° ю.ш.

Слева — “ветвистый” Тихоокеанский суперплюм, в центре — Эфиопско-Афарский; от обоих суперплюмов на уровне верхней мантии распространяются латеральные потоки

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объёмной модели NGRAND [17, 19]. Контуры проведены через 0.5%, пунктир показывает нулевые значения; САХ — Срединно-Атлантический хребет

В других орогенических поясах Земли также отмечено усиление восходящих движений в плиоцен-квартере [20, 21, 29]. Чтобы понять, насколько применима к другим регионам предложенная модель, рассмотрим современные обоснования восходящих, латеральных и нисходящих ветвей мантийной конвекции.

У. Морган ввёл в геологический обиход понятие мантийных плюмов — струй вещества и тепла, восходящих из нижней мантии, проплавливающих литосферные плиты и проявляющихся на поверхности вулканизмом (“горячими точками”). Эта идея подверглась критике [1, 3]. О.Г. Сорохтин [1] подчеркнул, что она несовместима с концепцией мантийной конвекции как причины движения плит. Тем не менее идея плюмов как источника внутриплитного магматизма получила признание геологов [4].

Имеющиеся геохимические данные не содержат признаков магмообразования глубже 700 км [2]. Это не доказывает, что материал не может поступать с больших глубин, и означает лишь, что

если он поступает, то теряет метки прежней глубинности в результате переработки. Поэтому единственным источником сведений о течении вещества в нижней мантии могут служить данные сейсмической томографии. С их помощью помимо Эфиопско-Афарского выявлено ещё несколько суперплюмов, прослеживаемых от низов мантии. Крупнейшим из них является меридионально вытянутый Тихоокеанский суперплюм, разделяющийся кверху на несколько струй (рис. 6). Он не достигает литосферы, переходя в верхнемантийные потоки, распространяющиеся на восток до зон спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия. Меньший по площади восходящий поток проектируется на район островов Зелёного мыса западнее Африки. Он также теряет свою обособленность в верхней мантии, переходя в латеральный поток, который распространяется на запад и достигает рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. На севере Атлантики выделен подобный поток, наклонённый на восток и достигающий поверхности в районе Исландии (рис. 7). Кроме этих и немногих других подобных

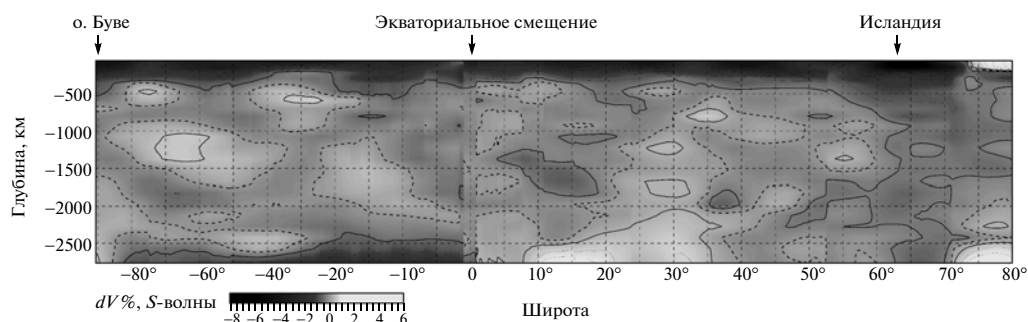


Рис. 7. Сейсмотомографический разрез мантии по S-волнам вдоль Срединно-Атлантического хребта

Справа выделяется Исландский суперплюм; под другими частями хребта область с пониженными скоростями сейсмических волн, охватывающая низы литосферы и верхи подлитосферной мантии, вырождается на глубинах до 200–300 км

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объёмной модели NGRAND [5, 22]. Контуры проведены через 0.5%, до 1% через 0.3%. Пунктир показывает нулевые значения, жирные сплошные изолинии — пределы $\pm 0.3\%$

сквозных структур, менее чётко выраженных пониженными скоростями сейсмических волн, не обнаружено иных признаков сквозмантийных восходящих ветвей конвекции. Полагаем, что именно обнаруженные суперплюмы служат их проявлениями.

Согласно сейсмотомографическим данным, от суперплюмов распространяются латеральные верхнемантийные потоки. Из-за вязкого трения между астеносферой и литосферой потоки перемещают литосферные плиты. Расположение зоны спрединга над суперплюмом — скорее, исключение, чем правило. На профиле вдоль Срединно-Атлантического хребта выделяется только Исландский суперплюм, тогда как “горячие” области под остальными частями зоны спрединга, отчётливо выраженные на уровне литосферы и верхов астеносферы, исчезают на глубинах до ~200–300 км (см. рис. 7). Зарождение зон спрединга обусловлено неоднородностью литосферы и существованием в ней ослабленных зон. Формирование магматических очагов, извергающих базальты в зонах спрединга, не связано с глубинными плюмами, оно является реакцией на расхождение плит из-за их неравномерного сцепления с движущимся верхнемантийным потоком и вызвано адиабатическим плавлением верхов подлитосферной мантии и литосферы при растяжении, поэтому эти очаги неглубоки.

Большинство обследованных зон субдукции полностью или частично преобразуются в субгоризонтальные BMW на уровне переходного слоя мантии. Их изучение на Северо-Востоке Азии привело исследователей к выводу о существовании связанной с ними верхнемантийной конвекции, вызывающей подъём мантийных диапиров и внутриплитный вулканизм [2, 4, 23]. Конвективные перемещения верхней мантии могли вызвать деформационное утолщение земной коры края континента, которое в сочетании с её разуплотнением под действием флюидов, поступавших из BMW, обусловило поднятие современных горных систем [21]. В Альпийско-Гималайском поясе, как показано выше, переработка флюидонасыщенных BMW подлитосферными потоками от Эфиопско-Афарского суперплюма активизировало эти потоки, и их воздействие привело к разуплотнению верхов мантии и низов коры, что вызвало усиление поднятий и горообразование. Данные процессы наиболее ярко проявились в Центральной Азии, где литосфера была особенно сильно утолщена коллизионными деформациями и обогащена реликтами прежней океанской литосферы Тетиса. В Средиземноморской части пояса, где литосфера сохранила значительные неоднородности, поднятие горных хребтов сочеталось с опусканием впадин. Их происхождение связывают с мантийным диапиризмом, который, в свою очередь, также определяется латеральными

верхнемантийными потоками. С ними же могут быть связаны и некоторые частные особенности новейшей тектоники Альпийско-Гималайского пояса, например, аномально быстрое движение Анатолийской плиты и повышенный вулканизм Армянского нагорья [16], а также внутриконтинентальные мантийные сейсмофокальные зоны типа очагов Гиндукуша и Вранча [30], не нашедшие удовлетворительного плит-тектонического объяснения.

Если учесть, что большинство зон субдукции преобразуется на уровне переходного слоя мантии в BMW, погружение оставшихся порций субдуцируемых слэбов в нижнюю мантию едва ли полностью компенсирует прирост литосферы в зонах спрединга. Вероятно, погружение слэбов дополняется погружением высокометаморфизованных и потому уплотнённых фрагментов литосферы под зонами коллизии и древними ядрами континентов. На возможность таких процессов указывают объёмы горных масс со слабо повышенными скоростями сейсмических волн под зонами коллизии и древними ядрами континентов ниже переходного слоя мантии (см. рис. 4, 5, 6).

Итак, намечается более общая по сравнению с плит-тектоникой тектоническая модель, которую назовём *тектоникой мантийных течений*. Источником движения плит является течение верхнемантийного вещества в рамках общемантийной конвекции. Её восходящие ветви выражены мантийными суперплюмами, а нисходящие охватывают не только часть субдуцируемых слэбов, но и некоторые области под зонами коллизии и древними континентами. Разрыв и раздвигание плит в одних местах и погружение части литосферы в других происходят из-за различий в скоростях и направлении верхнемантийных потоков и их интерференции.

Плейт-тектоника — не единственный результат верхнемантийных течений. Её дополняют тектонические процессы, обусловленные фазовыми минеральными преобразованиями мантийных и коровых пород, развитием больших мантийных клиньев и связанной с ними флюидонасыщенностью переходного слоя мантии. Таким образом, тектоническая модель мантийных течений, целиком вмещающая теорию тектоники литосферных плит, даёт интерпретацию ряда не объяснённых этой теорией геологических фактов, в частности, усиления вертикальных движений и горообразовательных процессов в плиоцен-квартере.

Исследования проводились при поддержке Программы № 6 Отделения наук о Земле РАН, Программы № 4 Президиума РАН и грантов РФФИ № 11-05-00628-а и 14-05-00122.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М.—Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 2007.
2. Иванов А.В. Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири). Автореф. дисс. доктора геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011.
3. Hamilton W.B. An Alternative Earth // *GSA Today*. 2003. V. 3. P. 4–12.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // *Геотектоника*. 2009. № 5.
5. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. V. 7. P. 1–7.
6. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence of deep mantle circulation from global tomography // *Nature*. 1997. V. 386. P. 578–584.
7. Пейве А.В. Геология сегодня и завтра // *Природа*. 1977. № 6.
8. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Под ред. Пушаровского Ю.М. и Трифонова В.Г. М.: Наука, 1990.
9. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // *Геотектоника*. 1987. № 1.
10. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988.
11. Gordon R.G. The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. P. 615–642.
12. Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // *Tectonophysics*. 2004. V. 380. P. 273–285.
13. Green D.H., Hibberson W.O., Kovács I., Rosenthal A. Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary // *Nature*. 2010. V. 467. P. 448–451.
14. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // *Геотектоника*. 2012. № 3.
15. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В. и др. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49 (2). С. 128–145.
16. Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // *Геотектоника*. 2012. № 5.
17. Trifonov V.G., Sokolov S.Yu. Late Cenozoic tectonic uplift producing mountain building in comparison with mantle structure in the Alpine-Himalayan Belt // *Intern. J. of Geosciences*. 2014. V. 5. P. 497–518. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2014.55047>
18. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002.
19. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993.
20. Ollier C.D. Mountain uplift and the Neotectonic period // *Annales of Geophysics*. 2006. Supplement to V. 49 (1). P. 437–450.
21. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // *Геология и геофизика*. 2012. № 6.
22. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochemistry Geophysics Geosystems* G³. 2002. V. 3 (January 10). <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>
23. Жао Д., Пирайно Ф., Лу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // *Геология и геофизика*. 2010. № 9.
24. Jacobsen S.D., Demouchy S., Frost J.D., et al. A systematic study of OH in hydrous wadsleyite from polarized FTIR spectroscopy and single-crystal X-ray diffraction: Oxygen sites for hydrogen storage in Earth’s interior // *Amer. Mineral.* 2005. V. 90 (1). P. 67–70.
25. Smyth J.R. A crystallographic model for hydrous wadsleyite: An ocean in the Earth’s interior? // *Amer. Mineral.* 1994. V. 79. P. 1021–1025.
26. Lawrence J.F., Wyssession M.E. Seismic evidence for subduction transported water in the Lower Mantle // *Earth deep water cycle. Geophys. Monograph Series*. 2006. V. 168. P. 251–261.
27. Kelbert A., Schultz A., Egbert G. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations // *Nature*. 2009. V. 469. P. 1003–1006.
28. Отани Э., Чжао Д. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для “большого мантийного клина” // *Геология и геофизика*. 2009. № 12.
29. Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // *Геотектоника*. 2003. № 2.
30. Trifonov V.G., Ivanova T.P., Bachmanov D.M. Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis // *Thessaloniki: Aristotle Univ. Sci. Annals of the School of Geology*. 2010. V. 99. P. 51–56.