УДК 551.2.3 DOI: 10.31431/1816-5524-2021-4-52-89-107

МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ГИМАЛАЙСКО-ТИБЕТСКОГО ОРОГЕНА

© 2021 Р.С. Алексеев, Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, 123242;
e-mail: alekseev@ifz.ru; reb@ifz.ru

Гималайско-Тибетский ороген — один из наиболее высокогорных и активных орогенов на Земле. Процессы, вызванные столкновением двух континентов, привлекли внимание множество исследователей, и за последние десятилетия накопился большой объем геолого-геофизических данных, на которых строятся модели эволюции региона. В работе представлена модель эволюции плато Тибета и сопряженных с ним горных цепей, удовлетворяющая современным представлениям о строении коры. Опорными параметрами этой модели являются данные о величинах напряжений и о закономерностях пространственного распределения главных напряжений, полученные в наших собственных тектонофизических исследованиях в изучаемом регионе, а также в других внутриконтинентальных орогенах и в зонах субдукции литосферных плит. Базисными положениями модели являются факторы длительного этапа погружения океанской литосферы Индийской плиты под Евразийский континент, метаморфические процессы в погруженном слэбе (океанской литосфере) и в литосфере континента над ним, сочетание абсолютных горизонтальных движений Евразийской и Индийской плит, мелкомасштабная конвекция в верхней мантии и вертикальные перемещения вещества, как в самой континентальной литосфере, так и верхней мантии.

Ключевые слова: тектонофизика, напряжения, внутриконтинентальный ороген, Тибет, денудация, литосферные плиты.

ВВЕДЕНИЕ

Наши исследования современного напряженного состояния коры Высокой Азии (Ребецкий, 2008, 2015, 2020; Ребецкий, Алексеев, 2014; Ребецкий и др., 2013, 2016) (рис. 1) показали, что существующие в нем особенности ориентации осей главных напряжений и распределения величин напряжений невозможно объяснить с позиции механизма простого горизонтального сжатия со стороны Индийской плиты. В коре Северного Тибета основным режимом напряженного состояния является горизонтальный сдвиг, а в Южном и Восточном Тибете, в восточной части Памира оси максимального сжатия субвертикальны (режим горизонтального растяжения), определяя здесь ведущую роль силы тяжести в механизме нагружения литосферы. Всем этим областям отвечает единая топография в виде относительно плоского рельефа — плато, характеризующаяся низкими скоростями денудационых процессов.

В сопоставлении с громадными площадями Тибета, имеющими режимы горизонтального сдвига и растяжения, участки коры с режимами напряженного состояния горизонтального сжатия выглядят узкими обрамляющими полосками и захватывают кору горных поднятий альпийского типа с сильно изрезанным рельефом. Этим горным образованиям отвечает высокая эрозия, сосредоточенная, в основном, на склонах горных хребтов и вдоль внутри горных и межгорных долин. Создание полномасштабной модели эволюции литосферы для орогенных областей является одной из ключевых задач геодинамики. Гималайско-Тибетский ороген — один из активных орогенов на Земле. За последние несколько десятилетий накопился большой объем геофизических и геологических данных, основываясь на которых строятся глобальные модели эволюции региона (Aitchison et al., 2007; Dewey et al., 1989; Ding et al., 2003; Yin, Harrison, 2000). Исследователи давно создают модели, описывающие горные поднятия по всей Земле. Так, например, уже в работе (Dana, 1873) представлено несколько идей формирования горных массивов. Уже в то время считалось, что невозможно обеспечить поднятия больших горных массивов только за счет огромного сжатия коры.

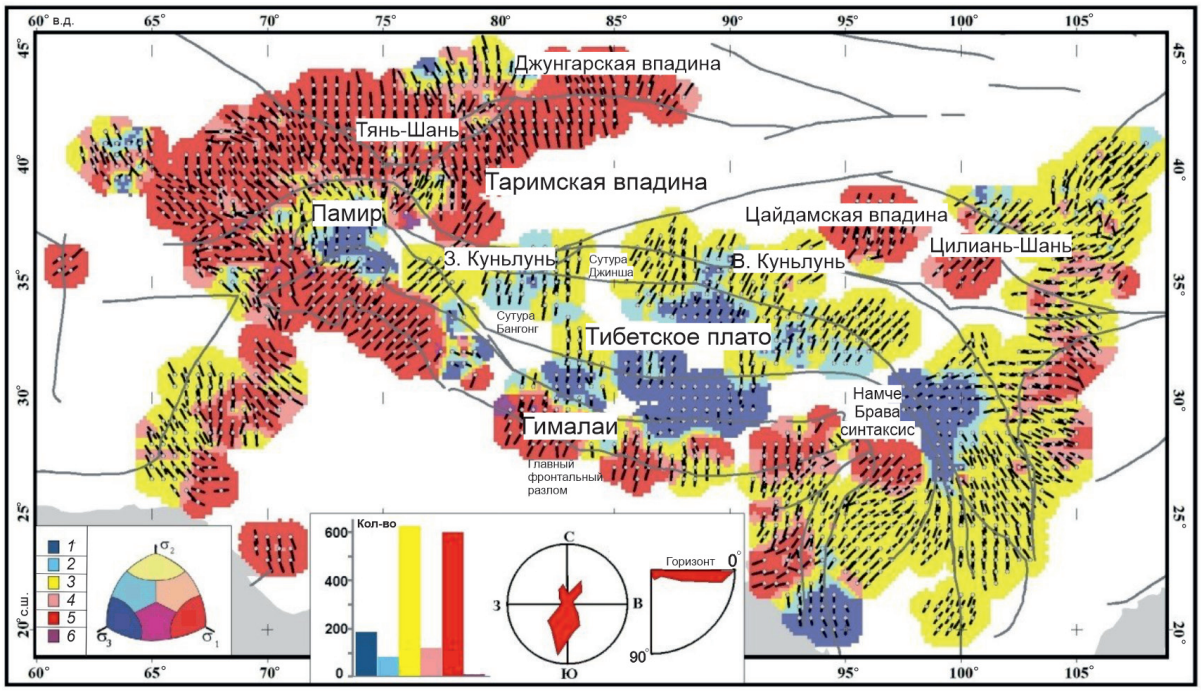


Рис. 1. Геодинамический тип напряженного состояния в коре Высокой Азии: *1* — горизонтальное растяжение; *2* — горизонтальное растяжение со сдвигом; *3* — горизонтальный сдвиг; *4* — горизонтальное сжатие со сдвигом; *5* — горизонтальное сжатие; *6* — вертикальный сдвиг. Линии с кружочком вначале — проекции на горизонтальную плоскость напряжений наибольшего сжатия σ_3, показывающие направление их погружения, построенных в направлении погружения. Внизу в центре справа налево роз-диаграммы представительности азимутов и углов напряжений наибольшего сжатия.

Fig. 1. Geodynamic type of stress state in the crust of High Asia: *1* — horizontal tension; *2* — horizontal compression with shear; *3* — horizontal shear; *4* — horizontal compression with shear; *5* — horizontal compression; *6* — vertical shear. The bars in the figure show the projection onto the horizontal plane of the stresses of maximum compression σ_3, plotted in the direction of plunging. At the bottom, in the center, from right to left, diagrams of azimuths and dip angles of principal stress axes, and the diagram of representativeness of geodynamic regimes are shown.

Существует несколько направлений исследований, объясняющих механизм формирования внутриконтинентальных орогенов. Первое направление базируется на численном геомеханическом (Cizkova, 2013) и лабораторном физическом (Шеменда, 1979) моделировании, а также на теоретическом анализе процессов, связанных с взаимодействием литосферных плит. Второе направление связано с изучением фактических данных о современном состоянии и деформационных процессах в литосфере орогенов с использованием результатов GPS-наблюдений (Стеблов, 2008), сейсмической томографии (Fukao, Obayashi, 2013), или лабораторных экспериментов (Fumagalli, Poli, 2005).

В отдельное направление выделим лабораторное моделирование тектонических процессов в зонах субдукции и коллизии, в котором рассматриваются различные задачи. Большинство из них определяет погружение одной пластины в другую только за счет разности плотностей и вязкости этих пластин (Jacoby, 1976; Schellart, 2009). В работе (Espurt et al., 2008) рассматриваются различные кинематические состояния для континентальной плиты, под которую опускается субдуцирующая плита. Помимо стационарного состояния, анализируются и варианты, когда плита, под которую происходит субдукция, остается не зафиксированной, или надвигающейся во встречном направлении (Espurt et al., 2008).

Целью настоящей работы является представление модели эволюции плато Тибета и сопряженных с ним горных цепей, соответствующей данным о строении коры и верхней мантии этого региона. Эта модель должна объяснять современную стадию напряженного состояния и отвечать имеющимся сейчас в тектонофизике представлениям об уровне напряжений, возникающих в процессе движения литосферных плит (Ребецкий, 2015, 2018, 2020; Rebetsky, Guo, 2020).

СТАДИИ СУБДУКЦИИ ИНДИЙСКОЙ ПЛИТЫ

В работе (Kapp et al., 2007) отмечается, что конвергенция Евразийской и Индийской плит происходила уже в раннем мелу и хорошо датированные записи контракционных деформаций и осадконакопления выделены вдоль юрско-раннемеловой (<125 млн лет) сутуры Бангонг

Центрального Тибета (рис. 1). В работах (Dewey et al., 1989; Molnar, Tapponnier, 1977), базирующихся на палеомагнитных исследованиях, сближение двух континентов рассматривается, начиная с периода 70–90 млн лет. В этот момент «центр» Индийской плиты предположительно находился в области 25° ю.ш. и 55° з.д. Основной особенностью движения Индийской платформы является разворот траектории движения с северо-восточного направления на север (рис. 2). В монографии (Добрецов, 2011) этот разворот связывается с трансляционным смещением Индийского континента вдоль Евразийского в северо-западном направлении до момента столкновения с Пенджаб-Памирским выступом, происходивший в период 20–8 млн лет. В этот же период времени начинают формироваться горные сооружения не только в Тибете, но и на Тянь-Шане (18–8 млн лет), Джунгарии (8.5 млн лет). В работе (Stock, Molnar, 1988) смена северо-восточного направления движения Индийской плиты на субмеридиональное выделяется в интервале времени 35.6–19.9 млн л.н. За это время сама плита повернулась относительно центра ~ на 45°.

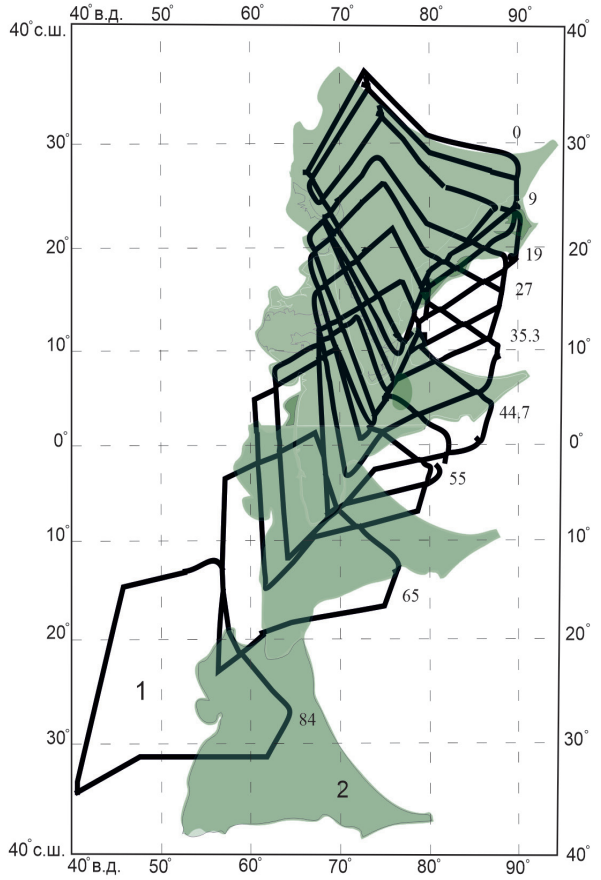


Рис. 2. Схема перемещения Индостанской плиты: 1 — (Molnar, Tapponnier, 1977); 2 — (Dewey et al., 1989) с упрощениями. Цифрами указан возраст млн лет.

Fig. 2. Indian Plate movement according to Molnar, Tapponnier, 1977 (1) and Dewey et al., 1989 (2), simplified. The numbers indicate the age of million years.

В работах (Dewey et al., 1989; Molnar, Tapponnier, 1977) отмечаются относительно большие скорости движения плиты, около 10 см/год, в период 80–50 млн лет и дальнейшее снижение этой скорости в период 60–40 млн лет до 5 см/год. Вероятнее всего, такое изменение скоростей происходило множество раз за весь период сближения Индийской и Евразийской плит. Мы связываем это с последовательным изменением режима субдукции океанской литосферы. Поскольку угол наклона зоны субдукции с глубиной возрастает, то можно предположить, что в начальный момент субдукции Индийской плиты угол погружения также был близок к вертикальному на глубинах 200–600 км.

В работах (Ding et al., 2003; Yin, Harrison, 2000) показано резкое изменение типа осадочных пород и закономерности осадконакопления в интервале времени 60–80 млн лет для южной части Центрального Тибета, которое интерпретировалось как время первоначального столкновения между Индией и Азией. В работе (De Sigoyer et al., 2000) датированы эклогиты Тсо-Морари, период образования которых оказался ~55 млн л. н., что подтвердило результаты, полученные в работе (Garzanti et al., 1987) и позволило сделать вывод о первом поступлении индийской континентальной коры в трансгималайскую впадину. В работе (Aitchison et al., 2007) показано, что в конце эоцена (~30 млн лет назад) сутура закрывшегося океана Неотетиса перекрыта конгломератами олигоцена.

Важную информацию о процессе взаимодействия Индийской и Евразийской плит дает анализ периодов активизации срединно-океанических хребтов. В работе (Глебовский и др., 2006) приведены результаты геоисторического анализа аномального магнитного поля Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, для района хребта Гаккеля и оценена линейная скорость спрединга (рис. 3) для периода эволюции Евразийского бассейна начиная с 55 млн л.н. Установлено, что периоду первого поступления пород индийской континентальной коры в Трансгималайскую впадину (de Sigoyer et al., 2000; Garzanti et al., 1987) отвечает резкое снижение скорости спрединга с 2.5 см/год до 1.5 см/год (в интервале 55–50 млн лет). Моменту начала коллизии (30–25 млн лет) отвечает следующий этап замедления скорости спрединга до значений ~1 см/год. Такое высокое значение скорости спрединга в доколлизионный период (для сравнения средняя скорость спрединга Тихоокеанско-Антарктического хребта по данным (Дубинин и др., 2009) составляет 0.5–1.0 см/год) указывает на высокуюскорости движения Евразийской плиты навстречу Индостанской плите.

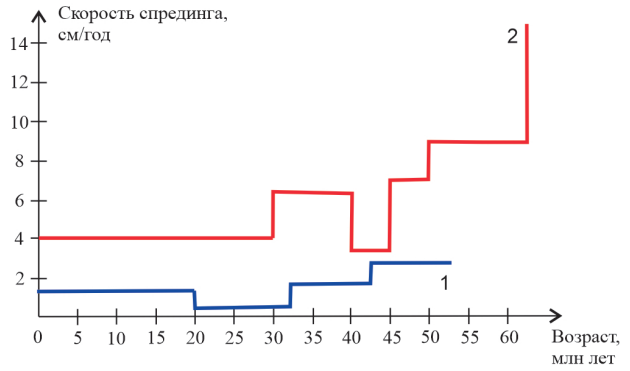


Рис. 3. Графики скорости спрединга, либо скорости активизации, в зависимости от возраста структуры: 1 — средняя скорость спрединга Тихоокеанско-Антарктического хребта по работе (Дубинин и др., 2009); 2 — данные скорости миграции тройственной точки Родригеса по работе (Masalu, 2002), с упрощениями.

Fig. 3. Plots of the spreading rate depending on the age of the structure: 1 — average spreading rate of the Pacific-Antarctic Ridge according to (Dubinin, et al., 2009); 2 — migration rate of the Rodriguez triple point according to (Masalu, 2002), simplified.

В центральной части Индийского океана находится тройная точка Родригес, где соединяются северо-западный конец Центрально-Индийского срединно-океанического хребта с Западно-Индийским и Аравийско-Индийским хребтами (Masalu, 2002). Эта точка является общей для трех плит: Африканской, Индо-Австралийской и Антарктической. В работе (Кохан и др., 2019) утверждается, что скорость перемещения этой тройственной точки напрямую связана со скоростью перемещения Индийской плиты на север. В работе (Masalu, 2002) представлены данные скорости (рис. 3) миграции тройственной точки начиная с периода 90 млн лет и показано, что скорость движения тройной точки, а вместе с ней и Индийской плиты, постепенно уменьшается, начиная от значений 12 см/год в начале рассматриваемого периода, до 2 см/год в период времени 45–40 млн лет. Далее происходит стабилизация и, начиная с периода 30 млн лет (время начала коллизии) до нынешнего времени, скорость остается практически постоянной и имеет значение около 4 см/год.

Анализируя данные о скоростях спрединга Евразийского бассейна и данные о скоростях миграции тройной точки Родригес, нужно отметить следующий факт: минимальная скорость миграции тройной точки приходится на период 45–40 млн лет, при этом скорость спрединга Евразийского бассейна в тот же период имеет значение ~1.5 см/год. Минимальная скорость спрединга Евразийского бассейна имеет значение ~0.7 см/год и достигается в период времени 30–20 млн лет (Masalu, 2002). Тот факт, что Индийская плита достигла минимума скорости продвижения на север раньше Евразийской на 15 млн лет, может означать, что в течение этого времени происходит активное надвигание Евразийской платформы на Индийскую.

Представленные данные крайне важны для изучения эволюции региона, но прямо не свидетельствуют ни о начале роста высот рельефа, ни об увеличении мощности коры, ни о росте напряжений горизонтального сжатия. Тоже самое можно сказать о фазе жесткой континентальной коллизии двух плит (Molnar et al., 1993), которую связывают со временем начала формирования грабенов субмеридионального направления в Южном и Центральном Тибете в верхнем миоцене, т.е. около 11–10 млн л.н. (Mercier et al., 1987), а также с этапом надвиговых разрывов и складчатости, возникших внутри океанской части Индийской плиты около 8.0 млн л.н. (Cochran, 1990). Для установления причин формирования плато Тибета и окружающих его горных стран альпийского типа, также как и об особенности напряженного состояния в коре этих регионов требуется, по нашему мнению, использовать опыт тектонофизической интерпретации зон аномально высокого уровня напряжений горизонтального сжатия в коре внутриконтинентальных орогенов (Ребецкий, 2008, 2015; Ребецкий и др., 2017).

СУЩЕСТВУЮЩИЕ МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ТИБЕТА

Первые полномасштабные работы по созданию моделей эволюции литосферы Тибетско-Гималайского орогена появились в 1980-е гг. Например, в работе (Molnar, Tapponnier, 1977) представлены данные о главных тектонических структурах и основных разломах региона, данные о дрифте индийского континента до начала коллизии (по результатам магнитных исследований). В качестве механизма возникновения утолщенной коры под Тибетом рассматривается наслаивание частей индийской плиты по двум главным надвигам (Главный Фронтальный разлом (рис. 4) и Главный Центральный разлом). Предполагается наличие в коре Тибета старых источников вулканизма, механизм формирования которых схож с современным строением вулканов в Андах.

В работе (Zhao, Morgan, 1985), отмечается два этапа поднятия Тибетского плато. Первый, в период между 40–30 млн лет, характеризуется небольшими высотами поднятий (≤1 км). Второй этап охватывает период, начиная с 25 млн лет по нынешнее время, когда произошло основное поднятие орогена. В цитируемой работе предлагаются три модели поднятия Тибета (рис. 5),

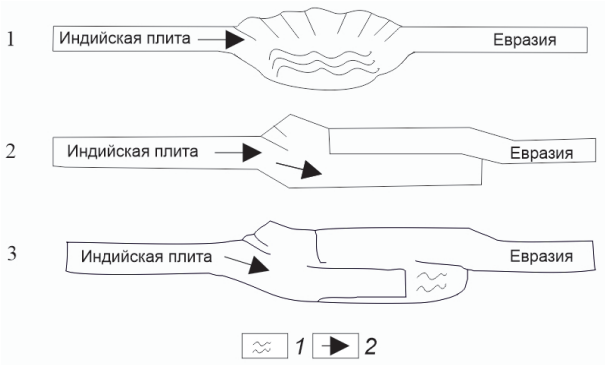


Рис. 4. Три модели поднятия Тибета по (Zhao, Morgan, 1985) с упрощениями: *1* — области метаморфических преобразований; *2* — направление движения океанической литосферы.

Fig. 4. Three models of the uplift of Tibet from (Zhao, Morgan, 1985), with simplifications: *1* — areas of metamorphic transformations; *2* — direction of oceanic lithosphere movement.

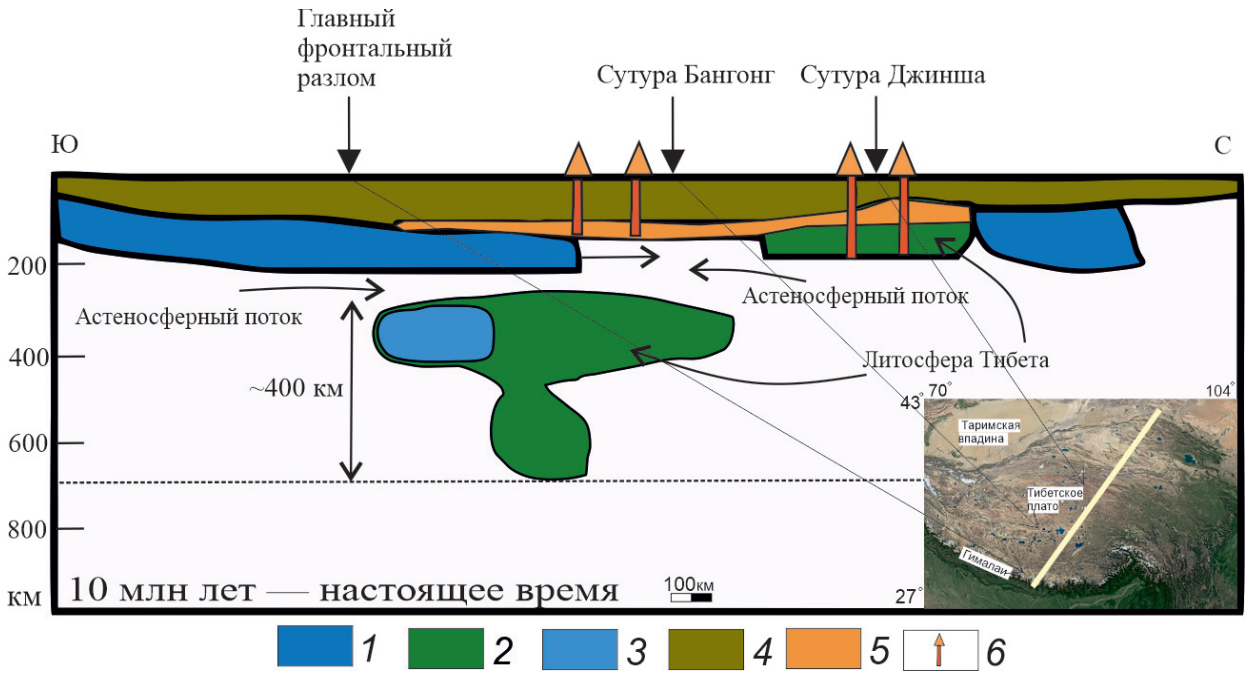


Рис. 5. Schematic of the T-zone with elevated velocities, according to (Chen et al., 2017) with simplifications: *1* — литосфера Индостанской плиты; *2* — претерпевшая преобразования литосфера Тибета; *3* — литосфера неопределенного типа; *4* — континентальная литосфера; *5* — утоненная, частично расплавленная литосфера, источник ультракалиевого и адакитового вулканизма; *6* — вулканы с примерным изображением источников вулканизма.

Fig. 5. A diagram of a T-shaped zone with increased velocities obtained in (Chen et al., 2017) with simplifications. *1* — Indian Plate lithosphere; *2* — the transformed lithosphere of Tibet; *3* — the lithosphere of uncertain type; *4* — continental lithosphere; *5* — thinned, partially molten lithosphere, a source of ultrapotassium and adakite volcanism; *6* — volcanoes with an approximate depiction of volcanism sources.

в которых объясняется увеличенная мощность коры. В первой модели подъем Тибета обеспечивается за счет пластического горизонтального укорочения и утолщения коры и литосферы. Погружающаяся континентальная литосфера деформируется в зависимости от напряжений и сил, которые появились в результате коллизии. Эта модель подразумевает, что поднятие Тибета происходило постепенно, а не как единое целое, что схоже с идеями, высказанными в работе (Yin, Harrison, 2001). Вторая модель описывает пологое внедрение Индийской океанической коры под литосферу Тибета с дальнейшим горизонтальным продвижением на север, не отрываясь от коры Тибета. Такое продвижение возможно, если океаническая кора обладает высокой твердостью и имеются большие внешние горизонтально действующие силы. При этом океаническая кора (мощность которой 3–10 км, и она легче мантии) должна предварительно отделиться от океанической литосферы (мощность которой 3–30 км, молодая океанская литосфера легче мантии, а старая тяжелее), которая будет погружаться в обычном режиме. Средняя высота поднятия за счет такого удвоение коры в данной модели оценивается в 5 км. Третья модель описывает внедрение Индийской континентальной коры в ослабленную нижнюю кору Тибета. Область ослабленной коры появилась вследствие ранней коллизии (которая началась еще в мезозое). Субдуцируемая Индийская кора ассимилировалась с нижней корой Тибета до того момента, когда

она продвинулась до северной части Тибетского плато и по этой причине произошло увеличение ее мощности. В описываемой модели предполагается, что поднятие большей части Тибетского плато произошло единовременно за счет сил плавучести, а за последние несколько млн лет высота орогена увеличилась на 4–5 км.

Наиболее распространенной моделью эволюции Тибетско-Гималайского орогена является модель «капли», представленная в работе (Molnar et al., 1993), в которой предполагается, что в результате сжатия сначала формируется немного увеличенный «корень» в коре Тибета. Параллельно с увеличением мощности коры происходит увеличение мощности литосферы, образуется «корень» литосферы, который погружается в астеносферу. Опускаясь в астеносферу, более холодный материал литосферы затягивает за собой кору, вызывая изменения границы Мохоровичича. Изменение температурного градиента и других параметров приводит к началу мелкомасштабной конвекции. Эта модель получила название «конвективное утонение» и часто используется (Deng et al., 2014).

В работе (Chen et al., 2017) представлена трехмерная модель региона, полученная методами сейсмотомографии. Здесь выделяется высокоскоростная Т-образная (рис. 4) структура, которая предположительно имеет континентальное литосферное происхождение и является результатом процесса конвективного отделения утяжеленной части литосферы Тибета. Интерпретировать данную структуру, по нашему мнению, можно как отделившуюся «каплю» (Molnar, Tapponnier, 1977).

В работе (Xu et al., 2012) представлена двухэтапная тектоническая модель поднятия Тибета и Гималаев. Ранняя стадия, включает в себя период 55–40 млн л. н., на этом этапе предполагается, что океаническая кора субдуцируется на глубину >70 км. В процессе субдукции и последующего погружения океанической литосферы она испытывает метаморфические преобразования и избавляется от большей части связной воды в породах. Поздняя стадия (после 40 млн лет), отвечает стадии поднятия поверхности Тибета. В начале этого этапа (22–18 млн лет) метаморфизованные породы океанской литосферы быстро прорываются в нижнюю кору, а затем (6–2 млн лет) в верхнюю, образуя антиформный купол. Такой быстрый процесс поднятия авторы связывают с отрывом субдуцированного палео-слэба океанической литосферы.

В работе (van Hunen et al., 2000) рассмотрена термо-механическая модель горизонтальной субдукции. Принято считать (Molnar et al., 1993), что погружение субдуцирующей литосферы происходит за счет действия двух сил: втягивающей силы отрицательной плавучести и силы, действующей со стороны океанического хребта. Авторы работы (van Hunen et al., 2000) отмечают, что этих сил недостаточно для начальной стадии субдукции и предлагают рассматривать модель, когда недостающую силу получают из действия движущейся навстречу плиты, под которую в дальнейшем будет происходить опускание субдуцированной плиты. Такое встречное движение обеспечивает сразу два наблюдаемых эффекта: сжатие, или наслаивание плиты на небольших глубинах и продавливание под встречно движущуюся плиту субдуцируемого материала. Последний факт имеет огромное значение, поскольку это означает, что возможен механизм, когда субдуцируемая плита будет выполаживаться вдоль подошвы континентальной литосферы на глубинах < 200 км. В модели, полученной в работе (van Hunen et al., 2000), показано, что с помощью такого механизма возможно наблюдать океаническую литосферу, выположенную вдоль подошвы литосферы, на протяжении 800–900 км от зоны разлома.

В работе (Chung et al., 2005) отмечается, что в период 65–45 млн лет происходит отгибание (ролл-бэк), или отслаивание нео-тетического слэба от подошвы литосферы Тибета. Это отслаивание связывают с моментом начала коллизии, когда латеральная скорость субдукции уменьшилась практически в два раза. Предполагается окончательное отделение и дальнейшее медленное погружение нео-тетического слэба в период между 45–30 млн лет. Также отмечается второе отслаивание части литосферы Лхаса в период ~26 млн лет.

ПЕРИОДЫ ПОДНЯТИЯ ТИБЕТА

Существующие различия в трактовке количества этапов поднятий незначительны, они связаны с моментом начала отсчета времени.

К моменту начала коллизии, т.е. к концу эоцена, была сформирована так называемая вершинная поверхность выравнивания (Артюшков, 2012). Соответственно, к моменту начала коллизии средняя высота региона была ~1 км. Этот этап идет первым в трехэтапных моделях эволюции. В модели Е.В. Артюшкова (2012) крупные новейшие поднятия коры объясняются понижением плотности вещества в литосферном слое. Одной из причин понижения плотности в литосфере является конвективное замещение астеносферой или веществом мантийного плюма нижней части более плотной мантийной литосферы.

Термохронометрия магматических и метаморфических пород блоков Южной Сонгпан-Ганзи, Куньлунь и Юдун (рис. 1) показывает

очень медленное и регулярное охлаждение при отсутствии крупных тектонических событий в период между 150 и 50 млн л. н. (Roger et al., 2011). Эксгумация, связанная с третичным ростом Тибетского плато, началась ~50–30 млн лет назад и сосредоточилась вблизи основных тектонических структур.

В работе (Yin, Harrison, 2000) показано, что поднятие началось одновременно в раннем палеоцене (50 млн лет) в Тетианских Гималаях на юге, в Нань-Шане и Цилиан-Шане (Ребецкий, Алексеев, 2014) ~ в 1400 км к северу, т.е. без последовательного распространения с юга на север. В раннем олигоцене происходила первая фаза поднятия Центрального Тибетского плато, пик скорости поднятия приходится на период времени ~31.5 млн л.н. (Wang et al., 2008, 2012). Поднятие в районах к югу и северу от центрального плато происходило позднее. Увеличение высоты поднятия началось в доэоценовое время в террейнах Лхаса и Цианг тан (Ребецкий, Алексеев, 2014) и распространилось на протяжении всего неогена к его нынешним южным и северным окраинам в Гималаях и Цилиань-Шане. Такой тип эволюции поднятия может быть объяснен механизмом ролл-бэк и процессом метаморфизма в литосфере Тибета под действием поступающих в нее флюидов из океанской литосферы Индийской плиты, находящейся в средней или нижней части верхней мантии. Формирование поднятия именно в центральной части Тибета может быть обусловлено мелкомасштабной конвекцией в астеносфере, находящейся над океанской индийской литосферой, которая здесь развивалась наиболее интенсивно.

Вторая фаза поднятия произошла в среднем миоцене около 15 млн л. н. и была существенно сильнее первой фазы. Согласно работам (De Celles et al., 2007; Kapp et al., 2007), формирование высокого Тибета с нынешним засушливым климатом произошло ~26 млн л.н.

Начало интенсивной фазы подъема и нынешнего состояния возвышенности Тибетского плато обосновывается (Spicer et al., 2003) термохронометрией различных данных (моласса, окаменелая органика и др.) и отвечает времени или ~8 млн (Harrison et al., 1993), или ~14 млн лет (Coleman, Hodges, 1995; Edwards, Harrison, 1997).

В работе (Fang et al., 2005) для бассейна Хуанхэ-Гид провинции Цинхай в каркасе разломов Куньлунь и Алтын Таг — Южный Цилиан (северо-восточный Тибет) (Ребецкий, Алексеев, 2014) установлена ускоренная деформация и подъем после 8 млн лет (поздний миоцен). Примерно 3.2 млн л.н. по всему Северо-Восточному Тибету произошло трехкратное увеличение скорости осадконакопления (валунные конгломераты Гангзийской свиты). Данные палеомагнитных исследований (Harrison et al., 1993) в Юго-Восточном Непале показали, что возраст отложений ограничен до 10.8–4.9 млн лет. Данные термохромометрии (Maheo et al., 2007) также дают для Тибета два периода быстрой эксгумации пород вблизи 10 и 4 млн лет. Первый этап эксгумации отвечает времени формирования грабенов (Mercier et al., 1987). Второй находится вблизи начала быстрого роста Гималаев (Iwata, 1987; Johnson et al., 1982).

Таким образом, в период столкновения Индийской и Евразийской плит рост поднятия в различных частях плато Тибета и сопряженных с ним горных стран состоял из трех этапов: медленный 50–25 млн лет от современности, распространявшаяся от Центрального Тибета на юг и север; ускоренный 15–8 млн лет; очень быстрый около 4.0–2.5 млн лет (рис. 6*а*). Первый из них связан с закрытием палео-океана Тетис, второй определяется началом развития грабенов в южном Тибете и расширением на восток, третий с резким ростом интенсивности эрозионных процессов в Северо-Восточном Тибете и развитием рифтогенеза в Гималаях.

ОЦЕНКА УРОВНЯ НАПРЯЖЕНИЙ, ТРЕБУЕМОГО ДЛЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СОКРАЩЕНИЯ ИЛИ СДВАИВАНИЯ КОРЫ ТИБЕТА

Важным является вопрос, достаточно ли уровня напряжений горизонтального сжатия, возникающих в литосфере сталкивающихся плит, для горизонтального сокращения коры

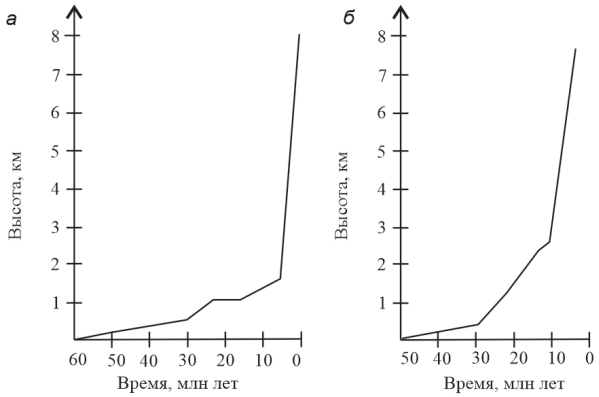


Рис. 6. График изменения средней высоты поднятия Гималайско-Тибетского орогена с течением времени: *а* — построенный по обобщенным данным из цитируемых в настоящей работе литературных источников; *б* — согласно предлагаемой в статье модели.

Fig. 6. Graph of changes in the average elevation of the Himalayan-Tibetan Orogen with time: *a* — constructed on the basis of generalized data from the literary sources cited in this work; *б* — according to the model proposed in the article.

Тибета или ее сдваивания за счет внедрения индийской коры? Полагая, на основании проанализированных данных, время формирования высокого плато ~60 млн лет (при 30 млн лет стадии субдукции океанской литосферы и 30 млн лет жесткой коллизии), можно оценить уровень дополнительных напряжений горизонтального сжатия относительно чистого гравитационного напряженного состояния для получения двукратного увеличения мощности (в настоящее время максимальная мощность коры Тибета ~75 км (Min Chen, 2017)).

Горизонтальное сокращение. В силу большой протяженности субширотной границы контакта плит уравнение связи между скоростью деформации и горизонтальными напряжениями будет отвечать плоской деформации:

$$\dot{\varepsilon}_{NN} = \left(\sigma_{NN} - \sigma\right) / 2\eta = \sigma_{NN} / 4\eta \text{ при } \sigma_{EE} = 0.5\sigma_{NN} \text{ и}$$

$$\sigma_{ZZ} = 0\,,\ \sigma = \sigma_{ii} / 3 = 0.5\sigma_{NN} \qquad (1)$$

где σ_{NN} и σ_{EE} — нормальные напряжения в коре Тибета в субмеридиональном и субширотном направлениях, возникшие из-за взаимодействия двух плит.

Если считать, что эти дополнительные напряжения не изменяются в период столкновения плит, то для оценки напряжений, требуемых для двукратного горизонтального сокращения Тибета и соответствующего увеличения мощности его коры, следует использовать следующее уравнение:

$$dL = L\dot{\varepsilon}_{NN}dt\,, \qquad (2)$$

из которого, находим:

$$L = L_0 \exp(\dot{\varepsilon}_{NN}t)\,, \qquad (3)$$

где L_0 и L соответственно начальная меридиональная ширина Тибета и его ширина в момент времени t.

При вязкости (η) континентальной коры 10^{24} Па сек, которую мы рассматриваем как нижний предел возможной вязкости, для объяснения изменения мощности коры за счет горизонтального сокращения необходимо уровень этих напряжений определить величиной около 1.5 ГПа (15 кбар). Тогда за 60 млн лет мощность коры Тибета увеличится вдвое ($H/H_0 = L_0/L = 2$), что соответствует логарифмической деформации $e_{NN} = \ln\left(L / L_0\right) = 0.693$ (формула расчета больших деформаций). Этот уровень напряжений должен существовать большую часть времени пододвигания океанской литосферы Индо-Австралийской плиты под Евразию, обеспечивая постепенное повышение высот Тибета.

Считается, что дополнительные напряжения постоянны весь период столкновения. Однако более корректно утверждение, что постоянны интегральные горизонтальные силы (F_{NN} — сила на единицу длины в горизонтальном направлении), действующие в коре, а напряжения сжатия уменьшаются за счет роста мощности (H) коры в процессе сокращения. Используя неизменность объема коры ($L_0H_0 = HL$), соотношение (2) и закон изменения горизонтальных напряжений в процессе роста мощности коры:

$$\sigma_{NN}^0 = -\frac{F_{NN}}{H_0}\,,\ \sigma_{NN} = \sigma_{NN}^0 \frac{L}{L_0}\,,\ \dot{\varepsilon}_{NN}^0 = \sigma_{NN}^0 / 4\eta\,, \qquad (4)$$

находим средние деформации

$$e_{NN} = \frac{\sigma_{NN}^0 t}{4\eta}(1 + \frac{L}{L_0})\,. \qquad (5)$$

Согласно (5) двукратное сокращение Тибета может быть получено при $\sigma_{NN}^0 = 2$ ГПа.

Заметим, что установленный уровень напряжений в 2 ГПа составляет ~ 10% от значения модуля упругости. При таком высоком уровне напряжений и соответственно высоком уровне дополнительного всестороннего давления (~ 1 ГПа) порода должна переходить от хрупкого разрушения к пластическому, что на самом деле в коре наблюдается только вблизи границы Мохо. Таким образом, можно сделать вывод, о том, что механизм утолщения коры Тибета за счет горизонтального сокращения (Molnar, Tapponnier, 1977) невозможно обеспечить из-за чрезмерно высокого уровня дополнительных напряжений горизонтального сжатия.

В работе (Flesch et al., 2018) при математическом моделировании деформаций и напряжений в литосфере Высокой Азии вязкость верхней коры Тибета принималась близкой к 10^{24} Па·с, а для нижней коры около $10^{19–21}$ Па·с. Согласно расчетам в коре Гималаев уровень горизонтального надлитостатического сжатия составил около 100–150 МПа, а в коре Тибета ~20–50 МПа, достигая наибольших значений в центральной его части. Мы считаем, что принятые в цитируемой работе параметры вязкости нижней коры аномально низкие и соответствуют скорее подлитосферной мантии, чем самой литосфере. Именно понижение вязкости на 3–5 порядков для нижней коры обеспечило уровень напряжений на полтора порядка меньший, чем в наших расчетах.

Сдваивание континентальной коры. Рассмотрим механизм сдваивания континентальной коры Евразии, который предполагает погружение индийской континентальной коры либо до глубин 35–40 км (подошвы Тибета коры в реликтовом состоянии), либо до 20–25 км (подошва верхней коры). При разности плотности пород коры и подкоровой литосферы в 0.4 г/см^3 и глубине погружения плиты в 40 км ее общая сила плавучести (вертикальная компонента напряже-

ний на глубине 40 км) составит соответственно 160 МПа и 100 МПа.

На (рис. 7) представлена силовая модель нагружения в зоне субдукции плиты. Здесь F_S — горизонтальная удельная сила (напряжение) давления плиты, а F_N и F_T — соответственно нормальная и касательная ее составляющие по отношению к границе столкновения плит. Если полагать, что сила трения на границе между плитами близка к нулю, то вертикальная и горизонтальная компоненты от касательной составляющей F_T должны уравновесить силу плавучести F_P литосферы и удельную силу сопротивления F_H со стороны мантии на пододвигание плиты. Отсюда следует:

$F_L = 2\,F_P/\sin 2\alpha$, $F_H = F_L \cos\alpha$,

т.е. наибольшие силы горизонтального давления требуются при угле погружения $\alpha = 45°$ и в этом случае эта сила должна вдвое превосходить силу плавучести. При этом, чем более круто погружается литосферная плита, тем ниже уровень горизонтальной составляющей силы F_L остается на преодоления сопротивления мантии поддвигу плиты. Таким образом, для глубины погружения плиты в 40 км при угле в 45° горизонтальные напряжения должны составлять более 320 МПа. Этот очень высокий уровень напряжений горизонтального сжатия, но он не такой огромный в сравнении с оцененными напряжениями, требуемыми для удвоения мощности коры за счет горизонтального сжатия.

Кроме преодоления сил плавучести при погружении слэба под континентальную кору требуются также дополнительные горизонтальные напряжения для преодоления касательных напряжений вдоль кровли и подошвы пододвигаемой континентальной коры. Примем, как в работах (Ребецкий, 2020; Шеменда, 1979), минимальное значение касательных напряжений равным прочности сцепления мантийных пород ~3 МПа и не будем учитывать силы трения. Тогда при субмеридиональной Тибета в 1600 км и при мощности континентальной индийской коры в 40 км требуемые дополнительные напряжения горизонтального сжатия будут ~240 МПа. Суммируя напряжения горизонтального сжатия, необходимые на преодоления сил плавучести (для $\alpha = 60°$) и касательных напряжений, находим 0.52 ГПа (5.2 кбар). Это очень большие напряжения, но и они в четыре раза меньше напряжений, требуемых для реализации механизма утолщения коры Тибета за счет горизонтального сокращения.

ОБЗОР ОЦЕНОК УРОВНЯ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Следует отметить, что в рамках современного состояния тектоники литосферных плит механизм генерации напряжений горизонтального сжатия на субдукционной и коллизионной стадиях столкновения плит фактически один и тот же. Он определяется давлением со стороны океанского хребта, касательными напряжениями на подошве литосферы, направленными от зоны

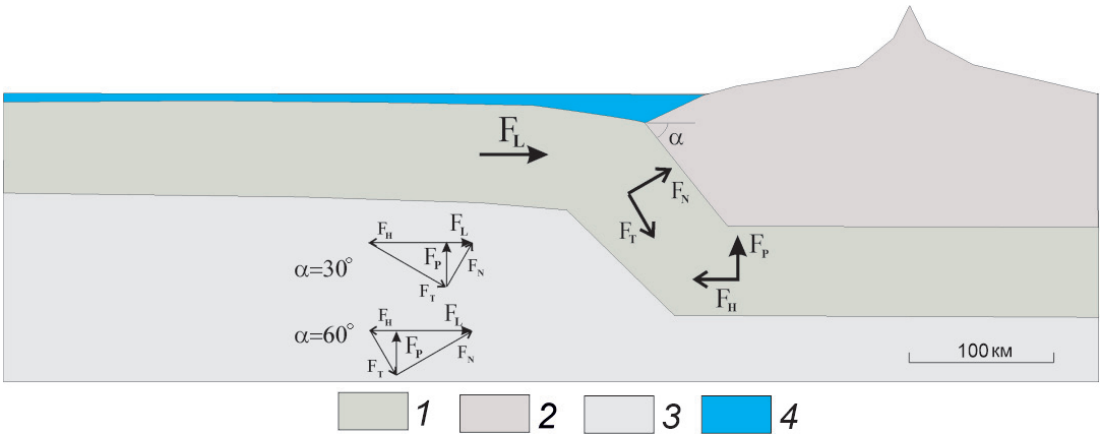


Рис. 7. Схема внутриплитных удельных сил (напряжений) в литосферных плитах в зоне субдукции. F_S — горизонтальная сила давления Индийской плиты, а F_N и F_T соответственно нормальная и касательная ее составляющие по отношению к границе столкновения плит. F_P и F_H сила плавучести погруженной литосферы — слэба и сила сопротивления со стороны мантии на пододвигание плиты, частично компенсирующая силу F_T. Пояснение в тексте. *1* — океаническая литосфера; *2* — континентальная литосфера; *3* — мантия; *4* — океан.

Fig. 7. Scheme of intraplate specific forces (stresses) in lithospheric plates in the subduction zone. F_S is the horizontal pressure from the Indian plate, and F_N and F_T, are, respectively, its normal and tangential components with respect to the plate collision boundary. F_P and F_H are the buoyancy force of the submerged lithosphere (slab) and the resistance force from the mantle to the plate underthrusting, which are balanced by the force F_T. Explanation in the text. *1* — oceanic lithosphere; *2* — continental lithosphere; *3* — mantle; *4* — ocean.

океанского спрединга к зоне субдукции, и затягиванием утяжеленным слэбом — преобразованной на глубине океанской литосферой.

Результаты тектонофизической инверсии напряжений, выполненные в последние годы для зон субдукции (Ребецкий, 2020; Ребецкий, Полец, 2014; Rebetsky et al., 2016), показали, что в коре континентального склона до сильных землетрясений действует режим горизонтального сжатия с ориентацией максимального сжатия, погружающейся под океанскую плиту под углом около 20–30°. Крайне важным является результат, показывающий, что в литосфере океанического склона зон в латеральном направлении, ортогональном желобу, действует напряжение наименьшего сжатия (рис. 8). При этом главное напряжение максимального сжатия ориентировано субвертикально, что отвечает режиму напряженного состояния горизонтального растяжения. В континентальной коре в кружочках показаны данные об ориентации главных осей напряжений, полученные из тектонофизической реконструкции. Вблизи подошвы континентальной коры показаны направления действия напряжений, вызванных действием поддвиговых касательных напряжений, и силой тяжести от слэба, которые вместе и определяют направления главных напряжений, действующих в континентальной коре.

Такая закономерность определяет, что ведущим механизмом погружения океанской литосферы является сила тяги со стороны погруженного и утяжеленного из-за метаморфических преобразований слэба (рис. 8). Эти силы, с одной стороны, создают в океанической литосфере растяжение вдоль направления ее погружения, а с другой, растяжение в субвертикальном направлении в континентальной литосфере. Добавив к этим напряжениям влияние касательных напряжений в зоне контакта континентальной и океанической литосфер (рис. 8, квадраты, превратившиеся в параллелограммы), можно получить ориентацию осей главных напряжений, которая наблюдается в континентальной коре большинства зон субдукции. Таким образом, на субдукционном этапе напряжения горизонтального сжатия в континентальной литосфере связаны исключительно с силами трения между контактирующими литосферными плитами. Они не могут быть большими из-за роли воды, поступающей в зону их контакта. Поэтому при расчете сокращения коры Тибета время действия напряжений повышенного горизонтального сжатия следует принимать равным 30 млн лет, что вдвое увеличивает требуемый уровень напряжений.

Из результатов реконструкции (Ребецкий, 2020) направления действия осей главных напряжений в континентальной и океанской литосферах зон субдукции следует, что отсутствует вклад в напряженное состояние от давления со стороны зон океанского спрединга. Также незначительными являются касательных напряжений, возникающих на подошве литосферы, которые связывали с тепловой конвекцией в мантии. В силу сказанного оценки уровня напряжений горизонтального сжатия на субдукционной стадии применимы и для коллизионной стадии.

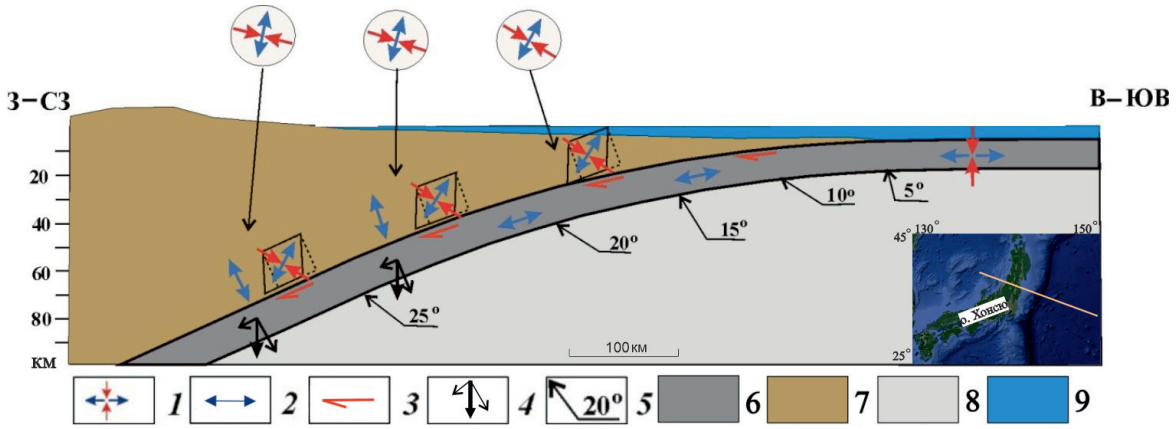


Рис. 8. Обобщенная схема ориентации осей главных напряжений в вертикальном разрезе зоны субдукции: *1* — ориентация напряжений наибольшего девиаторного сжатия и растяжения в субконтинентальной коре; *2* — растягивающие напряжения океанической литосфере; *3* — направления действия поддвиговых касательных напряжений на подошве континентальной коры; *4* — массовые силы тяжести в океанской литосфере и их компоненты вдоль и поперек погружения слэба; *5* — углы погружения слэба; *6* — океанический слой; *7* — континентальная литосфера; *8* — мантия; *9* — океан.

Fig. 8. Orientation diagram of the principal stress axes in the vertical section of the subduction zone: *1* — orientation of the stresses of the maximum deviatoric compression and extension in the subcontinental crust; *2* — tensile stresses in the oceanic lithospher; *3* — directions of shear stresses at the base of the continental crust; *4* — mass forces of gravity in the oceanic lithosphere and their components along and across the slab; *5* — Subduction angles; *6* — oceanic layer; *7* — continental lithosphere; *8* — mantle; *9* — ocean.

Тектонофизическая инверсия величин напряжений зон субдукции (Ребецкий, 2009; Ребецкий, Маринин, 2006) показала, что средний уровень напряжений горизонтального сжатия превышает уровень вертикальных литостатических напряжений на 5–10 МПа. В цитируемых работах для оценки величин напряжений привлекались данные о величине сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений исследуемых регионов (Токачи Оки, M = 8.3, 2003; Суматро-Андаманское, M = 9.2, 2004; Среднекурильское, M = 8.3, 2006). Установленный для зон субдукции уровень напряжений горизонтального сжатия на порядок меньше оценки напряжений, требуемых для сдваивания коры Тибета. Столь низкий уровень напряжений горизонтального сжатия объясняет произошедшую в верхних слоях континентального склона японской зоны субдукции резкую смену геодинамического режима напряженного состояния с горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение, наблюдающуюся до сих пор после мегаземлетрясения Тохоку 11.04.2011 (Ребецкий, Полец, 2011).

В работе (Capitanio, 2020) на основе анализа плавучести литосферы и воздействия со стороны зон субдукции сделаны оценки тангенциальных сил, отвечающих в верхнем пределе напряжениям горизонтального сжатия около 15–20 МПа. Эти значения близки к верхнему пределу надлитостатических значений напряжений горизонтального сжатия для зон субдукции, полученных в работах (Ребецкий, 2009, 2015, 2018) при реконструкции природных напряжений для районов активных континентальных окраин.

Близкий уровень горизонтальных напряжений, получен в работах по исследованию роли в их формировании динамической топографии и движения плит, вызванных конвекцией в мантии (Ghosh et al., 2006, 2012; Tutu et al., 2018). Таким образом, можно констатировать, что уровень горизонтального сжатия, необходимый для субмеридионального сокращения Тибета в 2 ГПа или сдваивания его коры в 0.5 ГПа, невозможно получить, согласно существующим тектонофизическим данным и теоретическим оценкам.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНА ВЫСОКОЙ АЗИИ

Цель настоящей работы состояла в создании модели эволюции литосферы Тибета, объясняющей современные данные об этапах горообразования Высокой Азии, строение верхней мантии, полученное в целом спектре работ, представленных выше, и, что самое главное, удовлетворяющей по силовым параметрам данным о величинах напряжений и о закономерностях их пространственного распределения, полученным в наших собственных тектонофизических исследованиях.

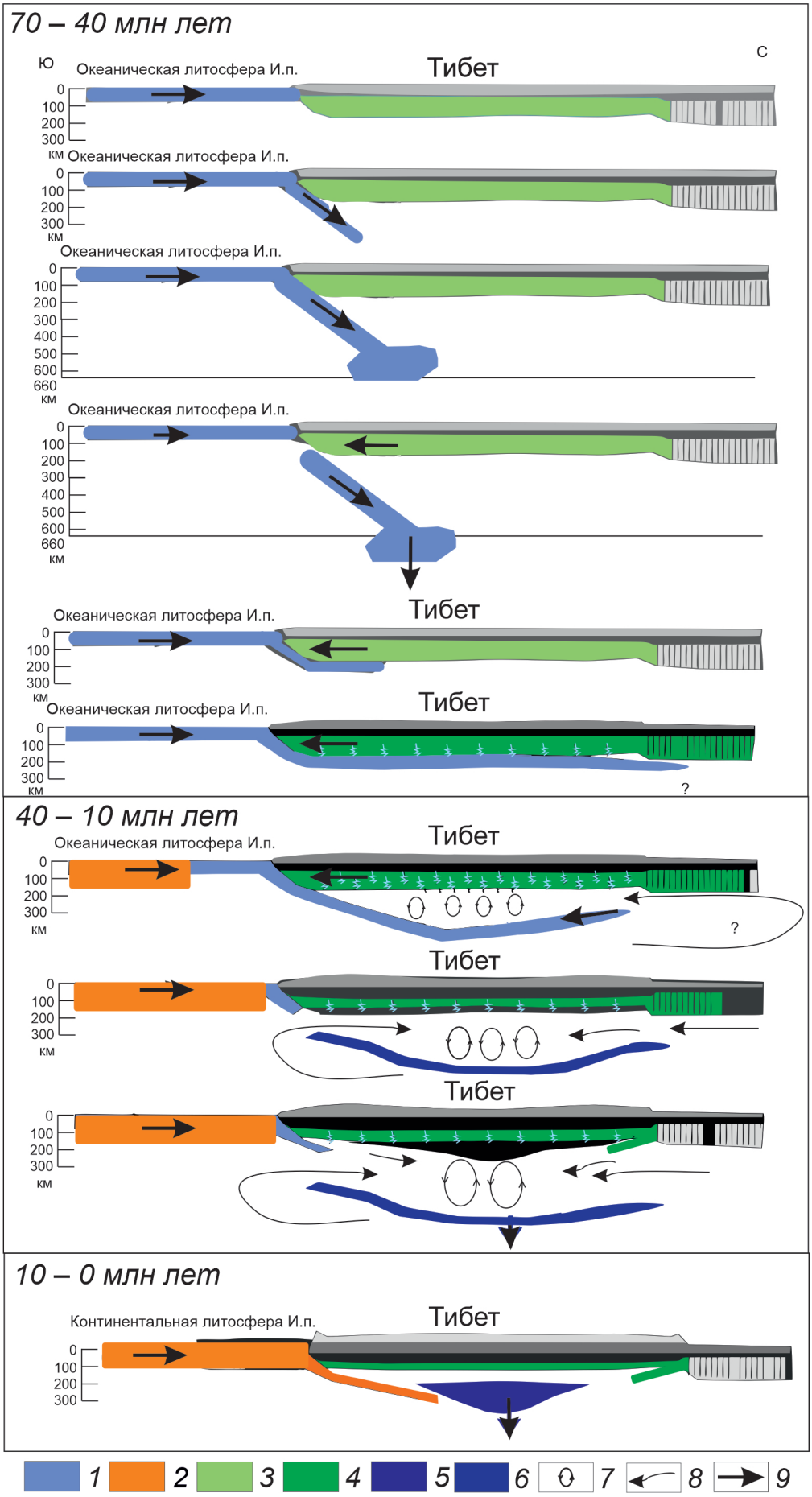
Базисными положениями этой модели являются факторы длительного этапа погружения океанской литосферы Индийской плиты под Евразийский континент, метаморфические процессы в погруженном слэбе (океанской литосфере) и в литосфере континента над ним, сочетание абсолютных горизонтальных движений Евразийской и Индийской плит, мелкомасштабная конвекция в верхней мантии и вертикальные перемещения вещества как в самой континентальной литосфере, так и верхней мантии.

Первый импульс поднятия. Большинство авторов сходится на том, что закрытие океана Тетис произошло в период 20–40 млн лет назад (Артюшков, 2012; Roger et al., 2011; Wang et al., 2012). Это означает, что время встречного движения континентов составило ~100 млн лет. Все это время происходило погружение океанской литосферы Индийской плиты под Евразию и последовательное появление и дальнейшая аккреция океанических дуг и микро-континентов на южную границу Евразии.

Мы предполагаем, что первые 80–50 млн лет субдукция под Евразии происходила в стандартных условиях погружением утяжеленного слэба под достаточно крутым углом (⩾ 45°) в верхнюю мантию и затем в нижнюю (скорости 10 см/год). В это период времени под влиянием отрицательной плавучести погруженной части слэба (рис. 9), а также из-за зарождающегося рифтинга в Арктике континентальная часть Евразийской

Рис. 9. Модель эволюции литосферы Высокой Азии: *1* — океаническая литосфера Индостанской плиты (И. п.); *2* — континентальная литосфера Индостанской плиты (И. п.); *3* — континентальная литосфера Евразии до метаморфических преобразований; *4* — континентальная литосфера Евразии после проникновения в нее флюида и начала процессов выплавок; *5* — отделившаяся утяжеленная литосфера Тибета; *6* — отслаивание океанической литосферы после дефлюадизации и метаморфических преобразований; *7* — процессы мелко- и среднемасштабной конвекции; *8* — направление потоков астеносферного вещества на определенных этапах; *9* — направления движения плит и отдельных блоков на определенных этапах.

Fig. 9. Model of evolution of the High Asia lithosphere: *1* — oceanic lithosphere of the Indian oceanic plate; *2* — continental lithosphere of the Indian plate; *3* — continental lithosphere of Eurasia before metamorphic transformations; *4* — continental lithosphere of Eurasia after fluid penetration and beginning of melting processes; *5* — detached weighted lithosphere of Tibet; *6* — oceanic lithosphere detached after defluadization and metamorphic transformations; *7* — processes of small and medium-scale convection; *8* — direction of asthenospheric matter flows at certain stages; *9* — directions of plate and separate blocks movement of at certain stages.


70 – 40 млн лет
Ю
С
Тибет
Океаническая литосфера И.п.
0
100
200
300
км
400
500
600
660
?
40 – 10 млн лет
10 – 0 млн лет
Континентальная литосфера И.п.
1
2
3
4
5
6
7
8
9

плиты начала надвигаться на Индийскую плиту (рис. 3). Это происходило достаточно медленно. Возникшая при этом структура слэба (наличие относительно пологого участка) привела к замедлению поступления в верхнюю мантию океанской плиты. Из-за этого тяжелый слэб в низах верхней мантии создал растяжение в океанской литосфере в зоне ее поддвига под континент, где и произошел отрыв слэба. Движение Индийской плиты подтверждается данными полной скорости спрединга хребта Гаккеля (Глебовский и др., 2006), а также данными о периодах активизации тройного сочленения Родригес (Masalu, 2002). Дополнительным подтверждением служат данные о вулканизме щелочных базальтов с возрастом 65–45 млн лет в западной части террейна Цянтан, наряду с широко распространенными известково-щелочными вулканическими породами этого возраста в террейне Лхаса (Ding et al., 2003). Авторы цитируемой работы предполагают, что такой тип вулканизма может быть связан с откатом ролл-бэк или опусканием океанической литосферы, которая ранее полого продвинулась на север на достаточно большое расстояние.

Далее с 55–25 млн лет Евразийский континент продолжил свое движение на юг, постепенно продавливая вниз океанскую литосферу Индийской плиты. При этом основным силовым фактором этого процесса стал активно развивающийся рифтинг в Арктике. Такой механизм преодоления плавучести погружаемой вниз литосферной плиты существенно более эффективен, чем механизм ее пододвигания за счет горизонтальных сил со стороны Индийской плиты. При этом механизме горизонтальные силы минимальны, а вся работа по преодолению сил плавучести слэба связана с силой тяжести надвигающейся континентальной плиты.

В результате надвигания Евразийской плиты создались условия для отката океанского желоба и выполаживания слэба до субгоризонтального положения (рис. 9), как было отмечено в работе (van Hunen et al., 2000). Если предположить, что такое надвигание континента происходит со скоростью 5 см/год, то слэб мощностью 10–20 км в виде горизонтально лежащего стагнант-блока ~30 млн лет медленно избавляется от содержащейся в нем воды, находясь под скользящей над ним литосферой Тибета. Этот этап создал условия для первого импульса медленного поднятия, начавшегося ~40 млн лет назад (Roger et al., 2011). Рельеф Тибета в это время представлял собой нагорье с высотами не более 300–500 метров (рис. 6*б*).

В рамках предлагаемой в настоящей статье модели эволюции литосферы Гималайско-Тибетского орогена, в этот период времени в стагнант-блоке активно происходят процессы

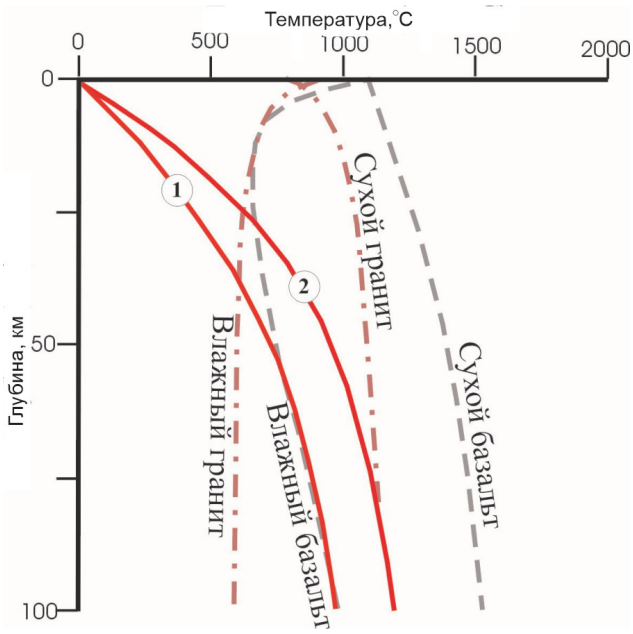


Рис. 10. Тепловой режим и температуры плавления гранита и базальта платформы в сухих и мокрых условиях: *1* — геотерма стабильной платформы; *2* — геотерма коллизионного горного пояса.

Fig. 10. Thermal conditions and melting temperatures of granite and basalt platform in dry and wet conditions: *1* — geotherm of the stable platform; *2* — geotherm of the collisional mountain belt.

дегидратации, эклогитизации и метаморфические преобразования, что утяжеляет его и ускоряет опускание. Вода, проникая в литосферу Тибета, понижает вдвое температуру плавления базальтов и гранитов (рис. 10). В подкоровой литосфере Тибета происходит сепарация на легкие и тяжелые породы. Граниты и базальты мигрируют вверх, увеличивая мощность коры, тяжелые породы скапливаются у подошвы литосферы, создавая в дальнейшем тяжелую каплю (Molnar et al., 1993).

Таким образом, к моменту начала коллизии в период 30–25 млн лет назад под Тибетом сформировалась более толстая кора и утоненная мантийная часть литосферы. Преобразование пород подкоровой литосферы Тибета происходит при почти неизменной массе и сопровождается небольшим увеличением объема, что приводит ко второй фазе медленного поднятия Тибета с повышением платообразного рельефа до высот среднегорья — 1000–1500 м.

Постепенное повышение объемов флюида, проникающего в кору, приводит к понижению ее прочности и началу активизации разломной тектоники. Процессы изменения состояния литосферы Тибета на начальном этапе происходили в направлении с юга на север, скорости и направления могли меняться в зависимости от режима субдукции. После развития мелкомасштабной конвекции в мантии, которая наиболее

интенсивно происходит в центральной части стагнант-блока (Тибета), возникают условия для вулканизма на Тибете, распространяющегося от центральной его части на юг и на север.

Второй импульс поднятия. Стагнант-блок за 30–20 млн лет в результате дегидратации и процессов метаморфизма утяжеляется и в конце этого периода времени начинает отслаиваться от подошвы литосферы Тибета. Если положить скорость погружения слэба 2–3 см/год, то за 5 млн лет между стагнант-блоком и подошвой литосферы образуется «щель» аномально размягченной за счет флюида астеносферы. Отслаивание палеослэба приводит к тому, что в пространство межу подошвой литосферы и опускающимся стагнант-блоком с севера начинает поступать астеносферная мантия. Здесь под влиянием попадающей в нее воды он испытывает дополнительное плавление, понижающее ее вязкость, что создает условия для возникновения в ней мелкомасштабной конвекции (латеральный размер ячеек 100–200 км). С этого момента скорость доставки воды к подошве континентальной литосферы резко возрастает.

Действие мелкомасштабной конвекции на подошву литосферы в северной части стагнант-блока создает элементы, схожие с субдукцией в противоположном направлении (т.е. с севера на юг). Такая конвекция создает дополнительное давление в меридиональном направлении. По мере погружения стагнант-блока с северной стороны происходит отрывание слэба и с южной. В этот момент начинается второй импульс поднятия в виде медленной его фазы, время которого большинством автором относится к периоду 25–20 млн лет. Схожие структуры изображены в модели Памирского плито-потока (Леонов, 2019). В цитируемой работе показана схема формирования области внутриконтинентальной замковой субдукции или так называемая «структуры омута», когда имеется некий центр притяжения, куда со всех сторон устремляются потоки.

Мелкомасштабная конвекция ускоряет перенос тепла к подошве литосферы, что ускоряет сепарацию продуктов метаморфических преобразований. Тяжелые породы все быстрее опускаются вниз и скапливаются у подошвы литосферы, а легкие прорываются к подошве коры. Создаются условия для деламинации тяжелой части литосферы.

После отслаивания и в процессе погружения стагнат-блока происходит увеличение астеносферного слоя, находящегося между подошвой литосферы и погружающимся слэбом. Ширина ячеек конвекции увеличивается, изменяются параметры теплопереноса. При этом с течением времени практически нивелировался, а затем стал отрицательным перепад плотностей между нижней частью литосферы Тибета и аномально подплавленной астеносферой.

Этап формирования тяжелой капли у подошвы литосферы Тибета проявил себя в более быстрой фазе второго импульса поднятия 14–8 млн лет назад. Отдельные тяжелые фракции пород литосферы начали от нее отделяться и тонуть в астеносфере. Скорость поднятия резко возросла, произошло поднятие Тибета до высот 2–3 км. Подтверждением факта начала отделения литосферы являются данные о вулканической активности. В работе (Williams et al., 2001) представлены результаты исследования даек для южного Тибета, возраст которых находится в пределах (18.3 ± 2.7 – 13.3 ± 0.8) млн лет. Дайки по составу неотличимы от постколлизионных лав в Южном Тибете: они либо ультракалиевые, имеющие источник в континентальной литосферной мантии, либо известково-щелочные с преимущественно коровым происхождением. В цитируемой работе отмечено, что субмеридиональные ультракалиевые дайки характеризуют субширотное растяжение и выдавливание Тибета с востока на запад. Эти дайки также связаны с субконтинентальным литосферным магматизмом, обусловленным процессами в мантии, что подтверждают модели последней фазы поднятия плато с субконтинентальным утонением мантийной части литосферы. В работе (Chung et al., 2009) также сделан вывод о том, что период калиевого и адакитового магматизма, который начинается ~30 млн лет назад и длится до 9 млн лет, коррелирует со временем отделения стагнант-блока от подошвы литосферы Тибета.

Выдавливание на восток и субширотное растяжения коры Тибета также подтверждают исследования, оценивавшие возраст формирования грабенов субмеридионального направления в Южном и Центральном Тибете (Armijo et al., 1986; Mercier et al., 1987).

В целом второй импульс поднятия, длившийся ~10–15 млн лет, привел к формированию высот плоскогорья ~2500 метров (рис. 6*б*).

Третий импульс поднятия. Около 4–3 млн л.н. тяжелая капля в литосфере Тибет оторвалась, что привело к резкому ускорению скорости воздымания Тибета (Fang et al., 2005; Kapp et al., 2007; Maheo et al., 2007). Происходит последний и самый большой по амплитуде импульс поднятия. Схожая «капля», или «корень» литосферы описывается в работе (Molnar et al., 1993), однако изначальной причиной появления и дальнейшего развития такой структуры считается механическое воздействие Индийской плиты. Исследования по созданию трехмерной модели литосферы Тибета (Chen et al., 2017) показали, что высокоскоростная Т-образная (рис. 4)

структура имеет континентальное литосферное происхождение и является результатом процесса конвективного отделения утяжеленной части литосферы Тибета. Начало третьего этапа также совпадает со временем погружения, оторвавшегося от погруженной части Индийской литосферы, стагнант-блока (Bian et al., 2020).

Отметим, что последний этап вертикальных движений близок по времени к началу активного подъема Гималаев (Iwata, 1987; Johnson et al., 1982), под которыми также находится несколько утолщенная кора, но рельеф разительно отличается от рельефа Тибета. Различия в интенсивности поднятий связаны с мощными эрозионными процессами (Bian et al., 2020; Clark, Jager, 1969; Munack et al., 2014) интенсивность которых многократно превышала интенсивность денудации плато Тибета (Maheo et al., 2007). В работе (Константиневская, Малавьей, 2005) процесс эрозии определяется как наиболее важный фактор тектоники. В ней для горных цепей Гималаев показано, что скорость эксгумации пород близка к 5 мм/год, а скорость речного вреза (р. Инд) достигает 10 мм/год. При этом скорость эксгумации пород в пределах Гималаев близка к 15 мм/год. Таким образом, мощные реки Тибета являются фактором, определяющим быструю эксгумацию пород с больших глубин в пределах всей сутуры Ярлун-Цангпо и участков сутур Восточного Тибета (Clark, 2003).

Наши исследования (Ребецкий, 2008, 2015; Ребецкий и др., 2017) показывают, что именно эрозионные процессы ответственны за различный режим напряженного состояния коры горных поднятий альпийского типа и нагорий и плато с плоским рельефом. С одной стороны, механизм формирования поднятия Гималаев, Куньлуня, Западного и Северного Памира, Гундукуша такой же, как у плато Тибета и Восточного Памира. С другой стороны, различия в их напряженном состоянии объясняется выносом в первой группе поднятий альпийского типа к поверхности пород, побывавших на глубинах ⩾5 км и сохранивших дополнительное латеральной сжатие закритического состояния.

ВЫВОДЫ

Объединяя представления тектонофизики об уровне напряжений в коре орогена Высокой Азии на современной стадии его развития с данными, полученными в различных исследованиях, представленных выше, нами была создана модель эволюции Тибета и сопряженных с ним горных стран, которая включает в себя несколько важных пунктов.

Погружение океанической литосферы Индийской плиты под Евразию связано с двумя явлениями. Первое, определяющее интенсивность вертикальных и крутонаклоненных перемещений океанской литосферы, обусловлено действием массовых сил со стороны слэба, утяжеленного в процессе метаморфических преобразований. Второе вызвано продвижением Евразийского континента на юг из-за раскрытия Арктического рифта. Сочетание этих двух факторов создало условия для механизма ролл-бэк субдукции и субгоризонтального расположения океанской литосферы в виде стагнант блока под Тибетом в мантии на глубинах 250–400 км.

Под Тибетом в процессе погружения в субгоризонтальном положении океанской литосферы в расположенной над ней аномально низковязкой мантии начала формироваться мелкомасштабная конвекция (наиболее интенсивная в центральной части). Она сама, с одной стороны, была вызвана поступавшей в нее водой из стагнант блока (понижение температуры плавления во влажных условиях), а с другой, обеспечила быстрый вынос воды к подошве континентальной литосферы.

Двукратное утолщение коры под Тибетом не является результатом двукратного латерального деформационного сокращения, т.к. уровня напряжений латерального сжатия, связанного с латеральными движениями литосферных плит, для этого недостаточно. Большая часть увеличения мощности коры связано с выплавками гранитов и базальтов, вызванными поступлением в континентальную литосферу воды из погруженной океанической литосферы Индо-Австралийской плиты.

Поднятие Тибета обеспечено тремя основными фазами, связанными с надвиганием континентальной литосферы Евразии на погруженную и субгоризонтально лежащую океанскую литосферу Индийской плиты и аномальную мантию между ними; с дифференциацией вещества литосферы в процессе выплавки гранитов и базальтов; с отрывом утяжеленной части континентальной литосферы и его погружением в мантию (на завершающей стадии процесса).

Современные напряжения в коре Тибета и сопряженных с ним горных поднятий альпийского типа в большей части (>90%) обусловлены не горизонтальными движениями плит, а вертикальной дифференциацией вещества в континентальной литосфере и верхней мантии и интенсивными эрозионными процессами на склонах горных хребтов.

Представленные базисные положения разработанной нами модели эволюции Высокой Азии в большей своей части являются новыми и определяют иной от общепринятой концепции взгляд на механизм генерации напряжений

в коре орогена. В рамках нашей концепции горизонтальные движения литосферных плит являются значимым начальным фактором процесса орогенеза. Но главным источником деформирующих сил и напряжений в литосфере являются вертикальные перемещения вещества в верхней мантии, процессы выплавки гранитов и базальтов мантийной части литосферы, а также эрозия склонов горных областей альпийского типа.

Работа выполнена в рамках Госзадания Института физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН.

Список литературы [References]

Артюшков Е.В. Новейшие поднятия Земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 738–760 [*Artyushkov E.V.* Neotectonic crustal uplifts as a consequence of mantle fluid infiltration into the lithosphere // Geology and geophysics. 2012. V. 53. № 6. P. 566–582. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.04.005].

Глебовский В.И., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42 [*Glebovsky V.I., Kaminsky V.D., Minakov A.N. et al.* Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. № 4. P. 263–281].

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1957–1973 [*Dobretsov N.L.* Early Paleozoic tectonics and geodynamics of Central Asia: the role of Early Paleozoic plumes // Geology and geophysics. 2011. V. 52. № 12. P. 1957–1973 (in Russian)].

Дубинин Е.П., Розова А.В., Свешников А.А. Эндогенная природа изменений рельефа дна рифтовых зон Срединно-океанических хребтов со средними скоростями спрединга // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 287–303 [*Dubinin E.P., Rozova A.V., Sveshnikov A.A.* Endogenic nature of variations in the bottom topography of the mid-ocean rift zones with intermediate spreading rate. 2009. V. 49. Iss 2. P. 265–280].

Константиневская Е.А., Малавьей Ж. Аккреционные орогены: эрозия и эксгумация // Геотектоника. 2005. № 1. С. 78–98 [*Konstantinevskaya E.A., Malavei Zh.* Accretionary orogens: Erosion and exhumation // Geotectonics. 2005. V. 39. Iss. 1. P. 69–86].

Кохан А.В., Дубинин Е.П., Сущевская Н.М. Строение и эволюция восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта // Геотектоника. 2019. №. 4. С. 3–24. https://doi.org/10.31857/S0016-853X201933-24 [*Kokhan A.V., Dubinin E.P., Sushchevskaya N.M.* Structure and Evolution of the Eastern Part of the Southwest Indian Ridge // Geotectonics. 2019. V. 53. Iss. 4. P. 449–467. https://doi.org/10.1134/S0016852119040034].

Леонов М.Г. Центростремительная конвергенция плито-потоков и ее отражение в геодинамической эволюции литосферы Земли (обзор проблемы) // Літасфера. 2019. №. 2. С. 158–164 [*Leonov M.G.* Cntripetal convergence of plate-streams and its reflection in the geodynamic evolution of the Earth's lithosphere (an overview of the problem) // Litasfera. 2019. Iss. 2. P. 158–164 (in Russian)].

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73 [*Rebetsky Yu.L.* The mechanism of generation of tectonic stresses in the areas of large vertical movements // Physical mesomechanics. 2008. V. 11. Iss. 1. P. 66–73 (in Russian)].

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70–84 [*Rebetsky Yu.L.* Stress state of the Earth's crust of the Kurils Islands and Kamchatka before the Simushir earthquake // Russian Journal of Pacific Geology. 2009. V. 3. Iss. 5. P. 477–490. https://doi.org.10.1134/S1819714009050108].

Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466 [*Rebetsky Yu.L.* On the specific state of crustal stresses in intracontinental orogens // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. Iss. 4. P. 437–466 (in Russian)].

Ребецкий Ю.Л. Закономерности разномасштабного разрывообразования в коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // Геодинамика и тектонофизика 2018. Т. 9. №. 3. С. 629–652 [*Rebetsky Yu.L.* Regularities of crustal faulting and tectonophysical indicators of fault metastability // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. V. 9. Iss. 3. P. 629–652 (in Russian)].

Ребецкий Ю.Л. Поле глобальных коровых напряжений Земли // Геотектоника. 2020. № 6. С. 3–24. https://doi.org/10.31857/S0016853X20060119 [*Rebetsky Yu.L.* Pattern of Global crustal stresses of the Earth // Geotectonics. 2020. V. 54. Iss. 6. P. 723–740. https://doi.org/10.1134/S0016852120060114].

Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 257–290 [*Rebetsky Y.L., Alekseev R.S.* The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. Iss. 1. P. 257–290 (in Russian)].

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291 [*Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Marinin A.V.* Stress state and deformation of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. Iss. 2. P. 206–222 http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2013.01.011].

Ребецкий. Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционнной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 106–110 [*Rebetskii Yu. L., Marinin A.V.* Stress state of Earth's crust in the western region of

Sunda subduction zone before the Sumatra-Andaman earthquake on December 26, 2004 // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 407. Iss. 2. P. 321–325].

Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 469–506 [*Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu.* The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 march 2011 // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. № 2. P. 469–506 (in Russian)].

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 263–280/ https://doi.org/10.7868/S0016777017040049 [*Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Kozyrev A.A.* On a possible mechanism for generating excessive horizontal compression of ore nodes of the Kola Peninsula (Khibiny, Lovozero, Kovdor) // Geology of ore deposits. 2017. V. 59. № 4. P. 265–280 https://doi.org/10.1134/S1075701517040043].

Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н. и др. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети KHET // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520 [*Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Sychev V.N. et al.* The stress state of the northern Tien Shan crust based on the KNET seismic network data // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. P. 387–408. http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.003].

Стеблов, Г.М., Грекова Т.А., Василенко Н.Ф. и др. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Тезисы докладов Всероссийской конференции 13–17 октября 2008 г. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. г. Москва. 2008. С. 331–333 [*Steblov G.M., Grekova T.A., Vasilenko N.F. et al.* Dynamics of the Kuril-Kamchatka subduction zone according to GPS data // Abstracts of reports of the All-Russian Conference on October 13-17 2008. Tectonophysics and current issues of Earth sciences. Moscow. 2008. P. 331–333 (in Russian)]

Шеменда А.И. Физическое моделирование зоны поддвига океанических литосферных плит // ДАН. 1979. Т. 246. № 6. С. 1334–1337 [*Shemenda A.I.* Physical modeling of the zone of subduction of oceanic lithospheric plates // Doklady Earth Science. 1979. V. 246. Iss. 6. P. 1334–1337 (in Russian)]

Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.M. When and where did India and Asia collide? // JGR: Solid Earth. 2007. V. 112. № B05423. https://doi.org/10.1029/2006JB004706

Armijo R., Tapponnier P., Mercier J.L., Han T.L. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications // JGR: Solid Earth. 1986. V. 91. № B14. P. 13803–13872.

Bian S., Gong J., Zuza A.V. et al. Late Pliocene onset of the Cona rift, eastern Himalaya, confirms eastward propagation of extension in Himalayan-Tibetan orogen // Earth and Planetary Science Letters. 2020. V. 544. P. 116383. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116383

Capitanio F.A. Current deformation in the Tibetan Plateau: A stress gauge in the India–Asia collision tectonics // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2020. V. 21. № 2. https://doi.org/10.1029/2019GC008649

Cizkova H., Bina C.R. Effects of mantle and subduction-interface rheologies on slab stagnation and trench rollback // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 379. P. 95–103.

Chen M., Niu F., Tromp J. et al. Lithospheric foundering and underthrusting imaged beneath Tibet // Nature communications. 2017. V. 8. № 1. P. 1–10.

Chung S.L., Chu M.F., Zhang Y. et al. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism // Earth-Science Reviews. 2005. V. 68. № 3–4. P. 173–196.

Chung S.L., Chu M.F., Ji J. et al. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: geochemical and zircon Hf isotopic constraints from postcollisional adakites // Tectonophysics. 2009. V. 477. Iss. 1–2. P. 36–48.

Clark S.P., Jager E. Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data // American Journal of Science. 1969. V. 267. Iss. 10. P. 1143–1160.

Clark A.B. Late Cenozoic Uplift of Southeastern Tibet // Thesis of Doctor of Philosophy at the Massachusetts Institute of Technology. 2003. 226 p.

Cochran J.R. Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal Fan sedimentation at the ODP Leg 116 sites // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1990. V. 116.

Coleman M., Hodges K. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east–west extension // Nature. 1995. V. 374. № 6517. P. 49–52.

Dana J.D. On some results of the Earth's contraction from cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior // American Journal of Science. 1873. V. 3. Iss. 30. P. 423–443.

De Celles P.G., Quade J., Kapp P. et al. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 253. № 3–4. P. 389–401.

Deng J., Wang Q., Li G., Santosh M. Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China // Earth-Science Reviews. 2014. V. 138. P. 268–299.

de Sigoyer J., Chavagnac V., Blichert-Toft J. et al. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Morari eclogites // Geology. 2000. T. 28. № 6. C. 487–490.

Dewey J.F., Helman M.L., Knott S.D. et al. Kinematics of the western Mediterranean // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 45. № 1. P. 265–283.

Ding L., Kapp P., Zhong D., Dëeng W. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction // Journal of Petrology. 2003. V. 44. № 10. P. 1833–1865.

Edwards M.A., Harrison T.M. When did the roof collapse? Late Miocene north-south extension in the high Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite // Geology. 1997. V. 25. № 6. P. 543–546.

Espurt N., Funiciello F., Martinod J. et al. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling // Tectonics. 2008. V. 27. TC3011. https://doi.org/10.1029/2007TC002175

Fang X., Yan M., Van der Voo R. et al. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan Plateau:

evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China // Geological Society of America Bulletin. 2005. V. 117. № 9–10. P. 1208–1225.

Flesch L., Bendick R., Bischoff S. Limitations on inferring 3D architecture and dynamics from surface velocities in the India–Eurasia collision zone // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. № 3. P. 1379–1386. https://doi.org/10.1002/2017GL076503

Fukao Y., Obayashi M. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013. V. 118. № 11. P. 5920–5938.

Fumagalli P., Poli S. Experimentally determined phase relations in hydrous peridotites to 65 GPa and their consequences on the dynamics of subduction zones // Journal of Petrology. 2005. V. 46. № 3. P. 555–578.

Garzanti E., Baud A., Mascle G. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India) // Geodinamica Acta. 1987. V. 1. № 4–5. P. 297–312.

Ghosh A., Holt W.E. Plate Motions and Stresses from Global Dynamic Models // Science. 2012. V. 335. Iss. 6070. P. 838–843.

Ghosh A., Holt W.E., Flesch L.M., Haines A.J. Gravitational potential energy of the Tibetan Plateau and the forces driving the Indian plate // Geology. 2006. V. 34. Iss. 5. P. 321–324.

Harrison T.M., Copeland P., Hall S.A. et al. Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan uplift, denudation, and climatic histories of two molasse deposits // The Journal of Geology. 1993. V. 101. № 2. P. 157–175.

Iwata S. Mode and rate of uplift of the central Nepal Himalaya // Zeitschrift fur Geomorphologie. Supplementband. 1987. Iss. 63. P. 37–49.

Jacoby W.R. Paraffin model experiment on plate tectonics // Tectonophysics. 1976. V. 35. Iss. 1–3. P. 103–113.

Johnson N.M., Opdyke N.D., Johnson G.D. et al. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalic Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1982. V. 37. № 1. P. 17–42.

Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E. et al. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet //Geological Society of America Bulletin. 2007. V. 119. № 7–8. P. 917–933.

Maheo G., Leloup P. H., Valli F., et al. Post 4 Ma initiation of normal faulting in southern Tibet. Constraints from the Kung Co half graben // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 256. Iss. 1–2. P. 233–243.

Masalu D.C.P. Absolute migration and the evolution of the Rodriguez Triple Junction since 75 Ma // Tanzania Journal of Science. 2002. V. 28. Iss. 2. P. 97–104.

Mercier J.L., Armijo R., Tapponnier P. et al. Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India–Asia collision // Tectonics. 1987. V. 6. № 3. P. 275–304.

Molnar P., England P., Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon // Reviews of Geophysics. 1993. V. 31. № 4. P. 357–396.

Molnar P., Tapponnier P. The collision between India and Eurasia //Scientific American. 1977. V. 236. № 4. P. 30–41.

Munack H., Korup O., Resentini A. et al. Postglacial denudation of western Tibetan Plateau margin outpaced by long-term exhumation // Geological Society of America Bulletin. 2014. V. 126. № 11–12. P. 1580–1594.

Rebetsky Y.L., Guo Y.S. From natural stresses in seismic zones to predictions of megaearthquake nucleation zones // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. Iss. 1. P. 421–440.

Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics. 2016. V. 685. P. 60–76. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.016

Roger F., Jolivet M., Cattin R., Malavieille J. Mesozoic-Cenozoic tectonothermal evolution of the eastern part of the Tibetan Plateau (Songpan-Garzê, Longmen Shan area): insights from thermochronological data and simple thermal modelling // Geological Society, London, Special Publications. 2011. V. 353. № 1. P. 9–25.

Schellart W.P. Evolution of the slab bending radius and the bending dissipation in three-dimensional subduction models with a variable slab to upper mantle viscosity ratio // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 288. Iss. 1–2. P. 309–319.

Spicer R.A., Harris N.B., Widdowson M. et al. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years // Nature. 2003. V. 421. № 6923. P. 622–624.

Stock J., Molnar P. Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates // Tectonics. 1988. V. 7. № 6. P. 1339–1384.

Tutu A.O., Steinberger B., Sobolev S.V.et al. Effects of upper mantle heterogeneities on lithospheric stress field and dynamic topography // Solid Earth. 2018. V. 9. № 3. P. 649–668. https://doi.org.10.5194/se-9-649-2018

van Hunen J., van den Berg A.P., Vlaar N.J. A thermo-mechanical model of horizontal subduction below an overriding plate //Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 182. № 2. P. 157–169.

Wang E., Kirby E., Furlong K.P. et al. Two-phase growth of high topography in eastern Tibet during the Cenozoic //Nature Geoscience. 2012. V. 5. № 9. P. 640–645.

Wang Q., Wyman D.A., Xu J. et al. Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites //Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 272. № 1–2. P. 158–171.

Williams H., Turner S., Kelley S., Harris N. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism //Geology. 2001. V. 29. № 4. P. 339–342.

Xu Z., Ji S., Cai Z., Zeng L. et al. Kinematics and dynamics of the Namche Barwa Syntaxis, eastern Himalaya: constraints from deformation, fabrics and geochronology // Gondwana Research. 2012. V. 21. № 1. P. 19–36.

Yin A., Harrison T.M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen // Annual review of earth and planetary sciences. 2000. V. 28. № 1. P. 211–280.

Zhao W.L., Morgan W.J. Uplift of Tibetan plateau // Tectonics. 1985. V. 4. № 4. P. 359–369.

A MODEL OF THE EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE OF THE HIMALAYAN-TIBETAN OROGEN

R.S. Alekseev, Yu.L.Rebetsky

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 123242; e-mail: alekseev@ifz.ru, reb@ifz.ru

The Himalayan-Tibetan orogen is one of the active orogens on Earth. The processes caused by the collision of two continents have attracted attention of many researchers, and over the past decades, a large amount of geological and geophysical data has accumulated, on which models of the evolution of the region are based. The paper presents a model of the evolution of the Tibet plateau and the adjacent mountain chains, which complies with the modern concepts of the structure of the crust. The reference parameters of this model are the data on the values of stresses and on the patterns of the spatial distribution of principal stresses obtained in our own tectonophysical studies in region, as well as in other intracontinental orogens and in subduction zones between lithospheric plates. The basic assumptions of the model are the factors of the long stage of the Indian plate underthrusting beneath the Eurasian continent, metamorphic processes in the submerged slab (oceanic lithosphere) and in the continental lithosphere above it, combination of absolute horizontal movements of the Eurasian and Indian plates, small-scale convection in the upper mantle and vertical movements of matter, both in the continental lithosphere itself and in the upper mantle.

Keywords: tectonophysics, stresses, intracontinental orogen, Tibet, denudation, lithospheric plates.

Поступила в редакцию 07.09.2021 г.
После доработки 11.12.2021 г.
Принята в печать 27.12.2021 г.