

УДК 551.24

ДУГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ И СЕЙСМИЧНОСТИ

© 2024 г. С. Ю. Соколов¹, *, В. Г. Трифионов¹¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.11.2023 г.

После доработки 23.02.2024 г.

Принята в печать 29.02.2024 г.

Анализ пространственного распределения верхнемантийных плюмов во внутренней части Зондской дуги показывает ряд плюмовых объемов, прерывающих стагнирующий слэб, обрамленный с юга погружающимся слэбом Зондской дуги. Возможными механизмами, обеспечивающими такое строение мантии, являются субширотный тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе (i) и ролл-бэк, способный сформировать разрыв в плоском слэбе, запустив в нем верхнемантийные плюмы без глубинных (>1000 км) корней (ii). Пространство над кровлей слэба состоит из локальных горячих объемов мантии, которые являются вторичными плюмами, и часто образуют локальные рифтовые сегменты. 3D отображение δV_p в районе Тибета и Центральной Азии содержит структурные стили, сходные с районом Зондской дуги. Наблюдается область субгоризонтальных фрагментов слэбов и разрыв, в котором устанавливаются плюмовые аномалии глубинного и вторичного происхождения. Векторы подвижек горных масс вдоль плоскостей срывов Зондской дуги, установленные по механизмам сейсмических событий, направлены вонне дуги от центра ее кривизны, в котором сконцентрированы вторичные верхнемантийные плюмы. Это указывает на присутствие надвиговых процессов на фронте дуги, не связанных с субдуцирующей плитой. Надвигание дуги сопровождается немногочисленными перемещениями по антитетическим надвигам. Веерообразный разворот азимутов подвижек вдоль Гималаев направлен на Индостан. Это показывает, что главный индикатор тектонической активности — сейсмические события — имеет при подвижках вдоль срывов направление смещения масс на юг от задуговой области растяжения в пределах Тибета с формированием надвиговых деформаций. В Гималайской дуге, так же как и в Зондской дуге, выделяются два направления сейсмических перемещений. Первое направление соответствует модели поддвига Индийской плиты. Второе направление заключается в надвигании структур Гималаев на Индийскую плиту.

Ключевые слова: Гималаи, Зондская дуга, Индийская плита, направление подвижек горных масс, механизмы сейсмических событий, мантийные плюмы, надвигание плиты

DOI: 10.31857/S0016853X24010023, EDN: NHRHSI

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших открытий, которые дало использование сейсмографического метода исследования скоростных неоднородностей мантии Земли, стало обнаружение высокоскоростных “холодных” аномалий — слэбов, уходящих от зон субдукции в глубину до 2000 км, обзор которых приведен в работе [29]. Также было показано, что в ряде случаев слэбы выполаживаются и залегают горизонтально в диапазоне глубин 410–660 км, что оставляет много неопределенностей в характере и структуре реальной мантийной конвекции [29].

Для зон субдукции северо-западного обрамления Тихого океана было рассчитано 36 региональ-

ных сейсмографических разрезов, пересекающих конвергентные границы океана, а также было показано, что геометрия слэбов с выполаживанием в вышеуказанном диапазоне глубин является доминирующей [5]. Для этой конфигурации мантийных неоднородностей появился термин — стагнирующие слэбы. Они выявлены также в Альпийско-Гималайско-Индонезийском поясе [12].

Анализ поля скоростей горизонтального движения основных литосферных плит в системе отсчета NNR (no network rotation) [18] показывает, что континентальные плиты, под которые идет субдукция океанических плит, имеют встречные направления движений на океан. По нашему

мнению, это указывает на необходимость существования надвиговых процессов в зонах субдукций.

Как определено в работе [2], именно встречное движение Индийской плиты и Евразийского континента создает условие для формирования стагнирующих блоков и инициации ролл-бэк механизма [6], при котором функционирует отдельная, не связанная с остальной мантией, конвекция в диапазоне глубин <660 км и образуются задуговые рифтогенные структуры с неглубокими вторичными плюмами и вулканизмом. Эти задуговые структуры в поле сейсмотомографии представляют собой низкоскоростные “горячие” аномалии, нарушающие целостность “холодных” стагнирующих слэбов [5, 35].

Данное сочетание геодинамически активных литосферных блоков проявлено не только на границе континент–океан, но и в Центральной Азии при коллизии Индостана с Евразийским континентом (рис. 1).

Особенности полей векторов горизонтальных движений, полученных с помощью GPS наблюдений, таковы, что оставляют достаточный простор для появления различных интерпретаций того, какие механизмы реализуются в реальности [18, 33, 38]. В частности, аппроксимация кинематики плит единым для всей плиты значением полюса и скорости вращения вступает в противоречие с реальными GPS данными [18, 33, 38], которые могут отличаться от средних по плите на 180°. Эту проблему решают методом дробления плит на более мелкие части [18], что вполне оправдано для описания кинематики движения, но не объясняет геодинамический механизм.

В работе [23] проведено сопоставление модельного поля скоростей плит с измерениями GPS и показано, что максимальные расхождения этих кинематических параметров возникают в структурных дугах. Это может указывать на то, что в расчет скоростей не входят проходящие в реальности процессы при определении моделей.

На наш взгляд, кроме векторов GPS есть такой тип данных, который также может внести вклад в решение проблемы, но обычно не представлен в кинематических схемах. Этими данными являются вектора подвижек вдоль плоскостей срыва сильных землетрясений по данным каталога СМТ [24], которые отличаются от поля векторов GPS (рис. 2).

Целью настоящей работы является сравнение мантийных вариаций скоростей сейсмических волн в задуговой области Центральной Азии

с Юго-Восточной Азией как типичного для данной геодинамической обстановки региона, а также современной кинематики дуговых структур с использованием направлений векторов подвижек при землетрясениях.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В Центрально-Азиатском сегменте Альпийско–Гималайского подвижного пояса и к северу от него выделяется серия протяженных тектонических зон, вытянутых вдоль пояса и представляющих собой чередование разновозрастных складчато-надвиговых зон с блоками, где древний фундамент обнажен или перекрыт относительно слабо деформированным осадочным чехлом.

Складчато-надвиговые зоны

Севернее гималайского фланга Индийской платформы, между Памиро-Пенджабским синтаксисом и восточными окончаниями Гималаев и Тибета, с юга на север выделяются следующие структуры [4, 13] (рис. 3).

- Предгималайский прогиб, деформированный на северном фланге.

- Новейшее поднятие Гималаев — докембрийского фундамента Индийской платформы, местами перекрытого гондванским платформенным чехлом. К северу чехол приобретает черты пассивной окраины Неотетиса. Зоны Фронтального, Передового и Центрального надвигов отражают надвигание горной системы на платформу или пододвигание платформы под Гималаи.

- Зона Кохистана и Ладакха представляет собой вулканическую дугу Неотетиса с крупными гранитными батолитами. Фундамент дуги (ультрамафиты и гранулиты, выше — амфиболиты и габбро-нориты) вскрыт в зоне Главного мантийного надвига, ограничивающего данную зону с юга. В Тибете этой зоне соответствует южная часть блока Лхаса и зона Инда-Цангпо (сутура Неотетиса). В ней тектонически совмещены офиолитовые и островодужные элементы мела, палеоцена и эоцена. Они интенсивно деформированы и несогласно перекрыты олигоцен–миоценовыми конгломератами [16].

- Южная часть Каракорума и Восточного Гиндукуша с интенсивными проявлениями регионального метаморфизма и осевым батолитом, ограниченная с юга Главным Каракорумским надвигом. В зоне этого надвига выделена сутура Шиок — офиолитовый меланж, маркирующий бассейн поздне-

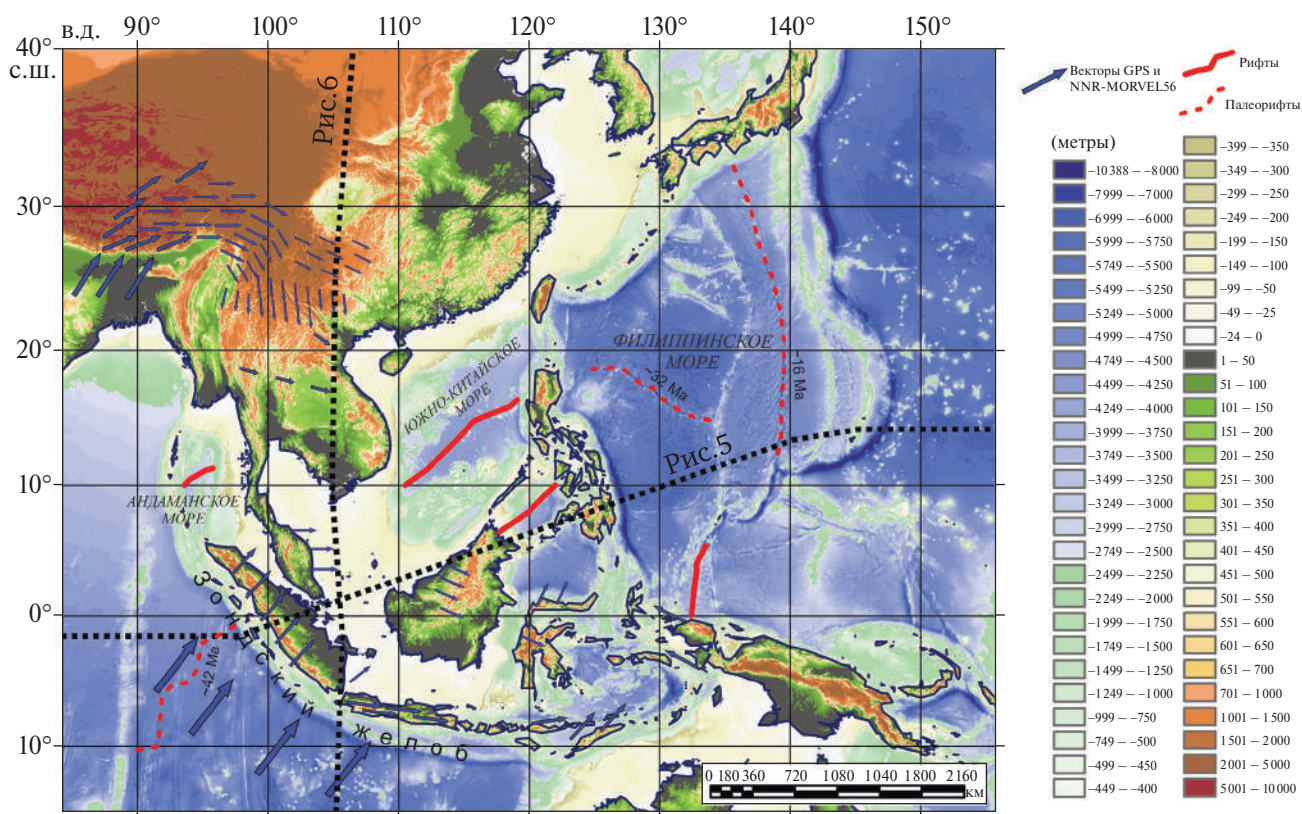


Рис. 1. Схема горизонтального движения литосферных плит и блоков в Юго-Восточной Азии, континентальной части Китая, Индии и Индонезии по данным [18, 33, 34, 38, 39]. Векторы движения (стрелки ститм) имеют условный масштаб без точной калибровки по амплитуде.

Схема построена: для континентальной части Китая и Индии — по данным GPS на основании работ [34, 38]; для Индонезии — по данным GPS [33]; схема движения Австралийской плиты — по данным модели NNR-MORVEL56 [18].

го Мезотетиса, закрывшийся в середине мела, или задуговой бассейн Неотетиса [30]. Породы вблизи сутуры дислоцированы в сеноман–туроне. В Тибете сутуру Шиок продолжает сутура Бангун, которая отмечает развитие бассейна позднего триаса и юры, завершившееся коллизией в середине мела [4]. Офиолиты обдуцированы на блок Лхаса.

- Зона Северного Каракорума с кембрийско–протерозойским континентальным основанием [21]. В области Памиро–Пенджабского синтаксиса эту зону сменяет к северу зона Юго-Восточного Памира и Нуристана, где фации карбонатной платформы переходят к северу в относительно глубоководные флишoidные фации склона бассейна раннего Мезотетиса.

- Пшартская сутура на Памире — реликт бассейна раннего Мезотетиса, верхнепермско–триасовые толщи которого несогласно перекрыты намюрскими вулканогенно–терригенными отложениями. Восточным продолжением Пшартской сутуры мы считаем офиолитовые зоны Улан-ула и Юшу в Восточном Тибете — следы океанического бассейна, закрывшегося не позднее раннего

триаса. При таком сопоставлении Юго-Восточному Памиру и Северному Каракоруму соответствует на Тибете зона Цянтан, а Центральному Памиру соответствует зона Сунпань.

Далее, на севере выделяется ряд палеозойских тектонических зон, которые разделены докембрийскими блоками, испытавшими большую или меньшую тектоно–магматическую переработку [8].

На юге это — разновозрастные линейные складчато–надвиговые зоны среднего и позднего палеозоя, как правило, чем расположение зон севернее, тем их возраст более древний. Самой южной из них является зона Северного Памира и Северного Куньлуня, образовавшаяся в конце палеозоя [4].

Восточнее, к этой зоне, вероятно, принадлежат Цайдам и складчатая цепь, разделяющая Северо–Китайскую и Южно–Китайскую древние платформы. В этих частях зоны последние складчато–надвиговые деформации проявились в конце палеозоя и местами — в триасе.

Особое место в структуре севера Центральной Азии занимают Солонкерская складчато–надвиговая

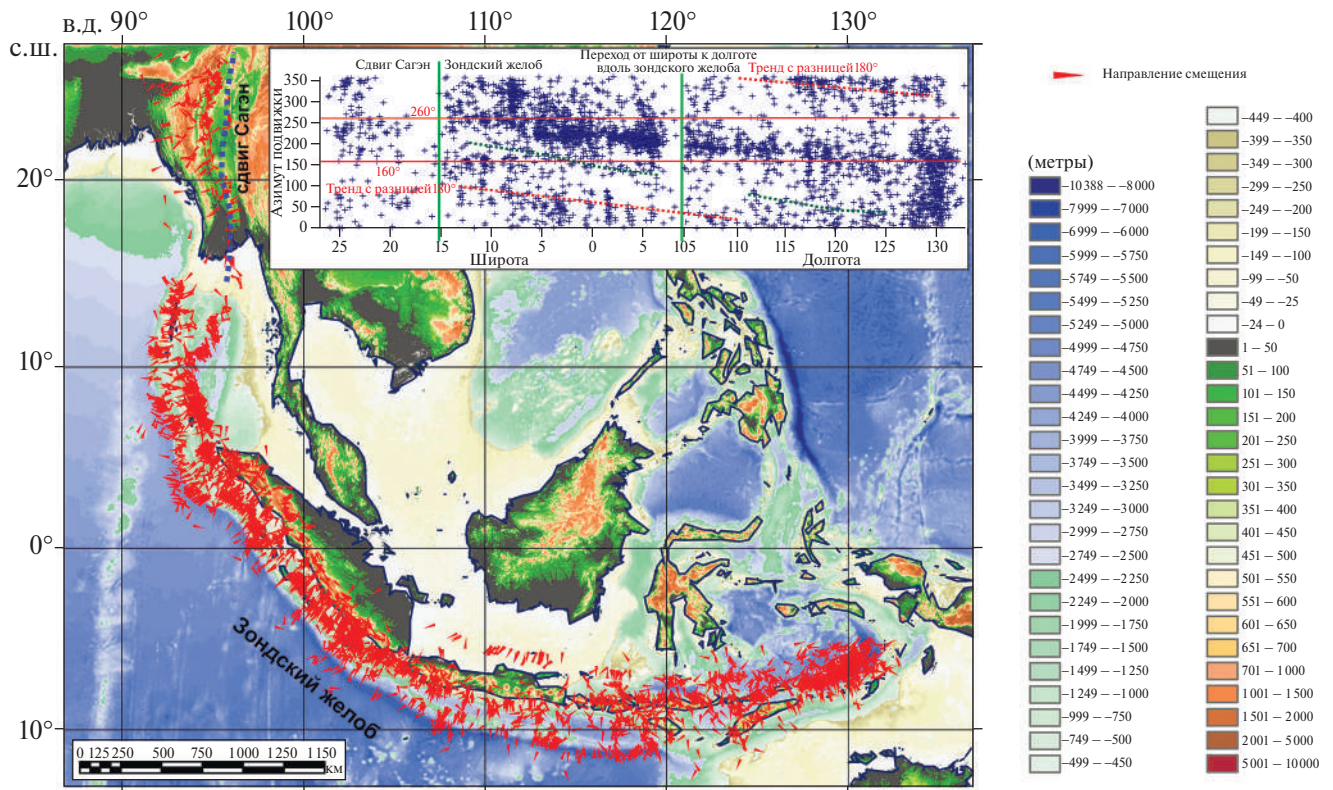


Рис. 2. Направления смещений вдоль плоскостей разрывов сильных землетрясений по данным каталога СМТ (по [24, 39]). На врезке: облако значений азимутов подвижки вдоль Зондского желоба и правого сдвига Сагэн.

зона, выделенная на юге Монголии, и реликты Монголо-Охотского океана. Толщи Солонкерской зоны с визейско–раннепермским возрастом офиолитов испытали складчато-надвиговые деформации в середине триаса, а развитие западной части Монголо-Охотского океана завершилось коллизией в юрское и местами — в нижнемеловое время [3, 9].

Толщи Солонкерской зоны образуют северную границу Катазии, вмещающей Северо-Китайскую и Южно-Китайскую докембрийские платформы и палеозоиды Юго-Восточного Китая.

На востоке тектонические зоны Тибета изгибаются и следуют на юг в Индокитай вдоль восточной окраины Индийского океана [3, 15] (см. рис. 3). Сутура Бангун протягивается вдоль правого сдвига Сагаинг до устья р. Иравати. Индосинийская сутура, продолжающая сутуру, отмеченную офиолитами Улан-ула и Юшу, через Юньнань, северо-западный Лаос, Таиланд и западную Камбоджу достигает полуострова Малакка. В этой зоне офиолиты вскрыты среди осадочно-вулканогенных пород триаса и верхнего палеозоя, которые сформировались в центре и на бортах глубоководного бассейна. Его замыкание в конце триаса сопровождалось интенсивными складчато-надвиговыми деформациями.

На складчатых комплексах несогласно залегают красноцветы нория–юры. Между продолжением сутуры Бангун и Индосинийской сутурой расположен Синобирманский массив, восточнее Индосинийской сутуры находится Индосинийский массив, продолжающийся на восток палеозоидами Юго-Восточного Китая, и на юге расположен юго-западный Калимантан, распространяющийся на южный шельф Южно-Китайского моря, и, вероятно, — Яванское море. На юго-западе Калимантана вскрыты кристаллические сланцы, перекрытые верхним палеозоем, а также мелководными отложениями юры и мела, и прорванные гранитоидами верхней юры и мела.

Мезозойские и более древние тектонические зоны Индокитая и Индонезийско–Филиппинского архипелага подверглись значительной переработке в кайнозое. На западе и юге региона протягивается Зондская дуга. На севере, в сегменте Мьянма, дугу образуют складчато-надвиговые Индобирманские цепи — аккреционная призма над наклоненной на восток зоной субдукции Индийской плиты. Цепи сложены породами верхнего мела и палеогена, деформированными в позднем олигоцене. Восточнее дуги находится Центрально-Бирманская впадина с кайнозойскими молассовыми толщами мощностью в несколько километров.

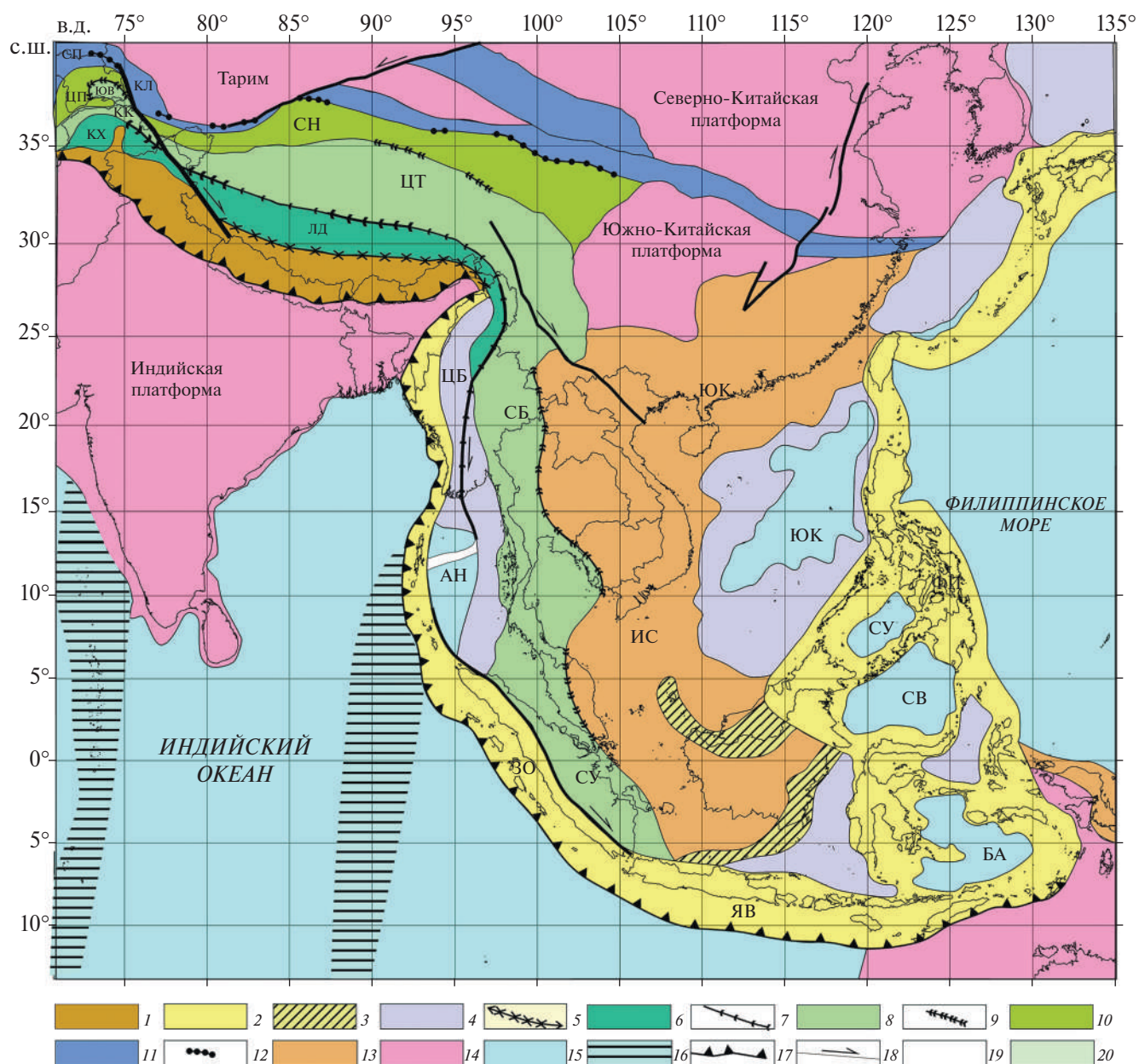


Рис. 3. Тектоническая карта основных структур Гималайско-Тибетского региона и Юго-Восточной Азии (по данным [3, 4, 13, 14, 15]).

Новейшие островные дуги: ЗО — Зондская, ФИ — Филиппинская, ЯВ — Яванская; моря: АН — Андаманское, БА — Банда, СВ — Сулавеси, СУ — Сулу, ЮК — Южно-Китайское; прогиб: ЦБ — Центрально-Бирманский; зона: ИЦ — Инда-Цангпо; северная активная окраина Неотетиса: КХ — Кохистан, ЛД — Ладакх; южная пассивная окраина раннего Мезотетиса: КК — Северный Каракорум, ЮВ — Нуристан и Юго-Восточный Памир, ЦТ — Цянтан, СБ — Синобирманский массив, СУ — Северо-Восточная Суматра; северная окраина раннего Мезотетиса: ЦП — Центральный и Юго-Западный Памир, СХ — Сунпань; поздние герциниды: СП — Северный Памир, КЛ — Куньлунь; палеозоиды: ЮК — Юго-Восточный Китай, ИС — Индосинийский массив; 1 — новейшее поднятие Гималаев; 2 — новейшие островные дуги (от основания дугового склона желоба до вулканической дуги включительно); 3 — островные дуги; 4 — новейшие задуговые бассейны (северное продолжение Андаманского моря, покрытое флювиальными осадками); 5 — сутура Неотетиса; 6 — северная активная окраина Неотетиса; 7 — зона сутур позднего Мезотетиса или задугового моря Неотетиса; 8 — южная пассивная окраина раннего Мезотетиса; 9 — зона сутур раннего Мезотетиса; 10 — северная окраина раннего Мезотетиса; 11 — сутуры позднего палеозоя; 12 — сутуры герцинского возраста; 13 — палеозоиды; 14 — докембрийские платформы и микроплиты с докембрийским фундаментом в палеозойских складчатых поясах; 15 — области с океанским типом земной коры; 16 — поднятия 70° и 90° в.д. в Индийском океане; 17 — крупнейшие новейшие надвиги и поддвижки во фронтальных частях островных дуг и Гималаев; 18 — крупнейшие новейшие сдвиги; 19 — рифтовые зоны в Андаманском море; 20 — границы тектонических провинций и зон

Индо-Бирманские цепи продолжают на юг цепью Андамано–Никобарских островов, образующих невулканическую часть дуги. Ее вулканическая часть представлена породами преимущественно андезитового состава на границе островов с задуговым Андаманским морем. В центре моря, где земная кора близка к океанической, выделена рифтовая зона, возникшая 10.8 млн лет назад [15]. Рифты сочетаются с трансформными разломами, при этом восточный разлом продолжается сдвигом Сагаинг, а западный разлом продолжен Центрально-Суматрийским правым сдвигом. Таким образом, Андаманское море является впадиной пулл-апарт.

Вулканическая дуга продолжается на островах Суматра, Ява и более восточных островах. На Яве вулканизм начался в середине миоцена. В восточном сегменте дуги южнее моря Банда к ней подходит подводная континентальная окраина Австралии. В составе дуги выделяется остров Тимор, где континентальная кора имеет мощность 60 км, кораллы плиоцена подняты на высоту 800 м [15].

Максимальная глубина очагов землетрясений возрастает к юго-востоку и составляет [24]:

- 150 км — под Бирмой;
- 200 км — под Андамано-Никобарскими островами;
- >300 км — под Суматрой;
- 600 км — под Явой.

В том же направлении глубина желоба возрастает от 4 до 8 км.

С востока регион исследований ограничен Марианской дугой с Филиппинским задуговым морем. Ближе к центру находится Филиппинская островная дуга над зоной субдукции океанской литосферы к западу. Территория между Филиппинской и Зондской дугами гетерогенна. Наряду с фрагментами континентальных блоков здесь выявлены офиолиты, вулканические дуги и глубоко-водные впадины разных эпох кайнозоя.

На севере Калимантана выделена аккреционная призма с мел–палеогеновым фпшшем, сопряженная с расположенной южнее магматической дугой и возникшая над зоной субдукции океанской литосферы к югу. Эта призма была дислоцирована в позднем эоцене при коллизии с континентом, расположенным севернее.

На северо-востоке Калимантана находится миоценовая вулканическая дуга, подстилаемая меловыми офиолитами. Она соединяется на востоке с Филиппинами и разделяет моря Сулавеси и Сулу. Моря Сулавеси и Банда окружены офиолитами и вулканическими дугами почти со всех

сторон. При этом впадины морей Сулу, Сулавеси и Банда характеризуются океанским типом коры.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для анализа вариаций скоростей сейсмических P -волн (δV_p) была выбрана сейсмоотографическая модель UU-P07 [16, 17, 36], рассчитанная по телесеismicким данным с пространственным разрешением ~ 100 км в сейсмоактивных зонах. Особенностью данной модели является 3D начальное приближение, начиная с которого производится расчет вариаций скоростей для адаптации к зарегистрированным сигналам сейсмических событий.

Длительное время в качестве начального приближения выбиралась радиально-симметричная PREM (preliminary reference Earth model) [31].

В 2000-х гг. многие рассчитываемые модели на низкочастотных сферических гармониках до $l = 20$ перестали сильно отличаться [19]. Это привело к идее введения в практику расчета 3D начальных приближений [17], что существенно улучшило качество расчетов δV_p и вычислительный результат используемых алгоритмов.

Модель UU-P07 использовалась нами для построения скоростных разрезов мантии вдоль профилей с произвольно заданной траекторией на поверхности, не находящейся на дуге большого круга между двумя точками на сфере. Также модель UU-P07 использовалась для объемного отображения мантийных структур в исследуемых районах путем сочетания ортогональных сечений мантии с фокусированием на ключевых объектах и заполнением пространства между сечениями частично прозрачной изоповерхностью с заданными значениями δV_p . Такое сочетание объемных элементов позволяет достаточно информативно отображать объемные неоднородности.

Данные сейсмичности мы использовали для получения информации о направлениях векторов подвижек вдоль плоскостей срыва сильных землетрясений и построения пространственного распределения этих векторов вдоль дуговых областей по данным каталога СМТ [24].

Традиционное отображение фокальных механизмов очагов адекватно показывает кинематический тип событий, но особенности направлений смещений по срывам при способе визуализации не выражены так, чтобы обеспечить их полноценное восприятие.

Каталог СМТ [24] содержит информацию об азимуте (strike), угле падения плоскости срыва

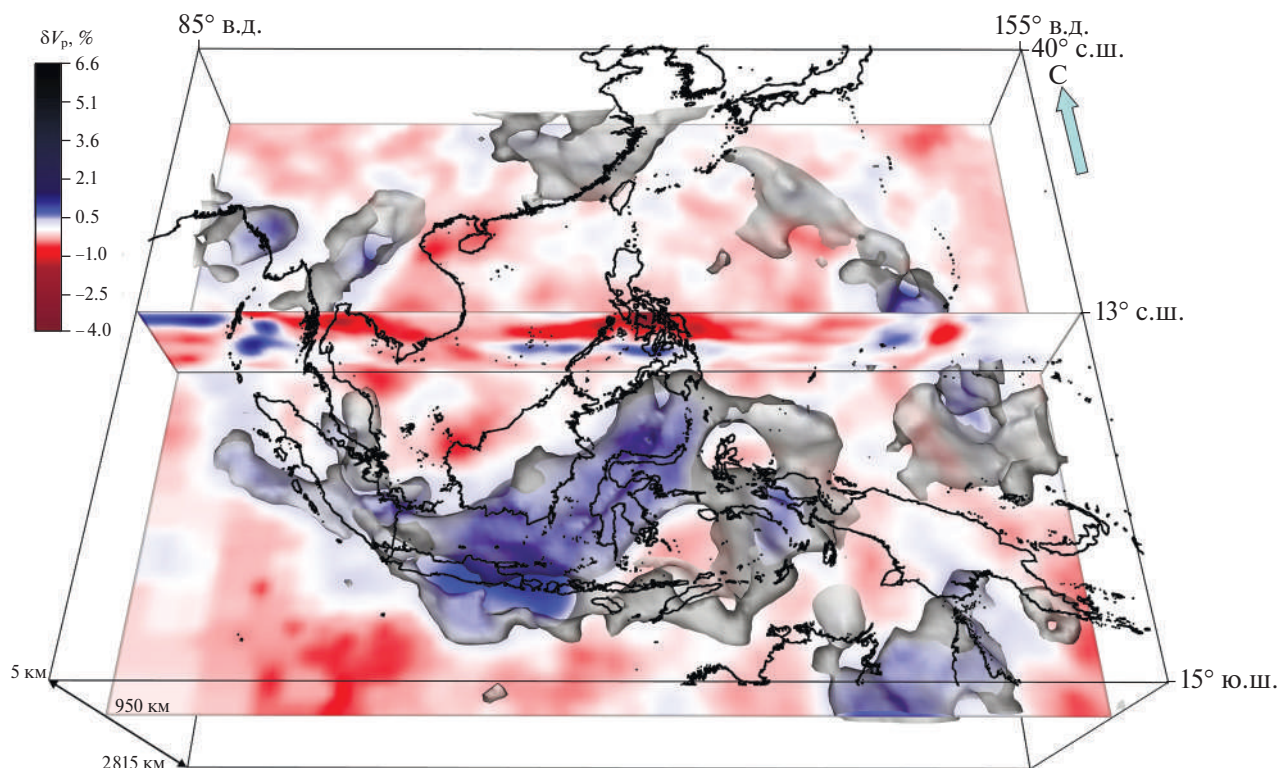


Рис. 4. Объемное распределение вариаций скоростей δV_p в Юго-Восточной Азии по данным модели UU-P07 [17, 26, 36].

Точка обзора расположена на юге и направление обзора ориентировано на глубину с поверхности. Изоповерхность показана для положительных значений вариации 0.33% с частичной прозрачностью.

(dip) — угол направления подвижки вдоль этой плоскости (rake) согласно системе отсчета по [1], отсчитываемый от значения азимута против часовой стрелки.

Данные этих параметров в каталоге СМТ [24] представлены для двух плоскостей смещения — основной и дополнительной. Различие азимутов направления смещений по этим плоскостям, рассчитываемых как разность угла азимута плоскости и угла направления подвижки, в проекции на поверхность составляет 180° .

Направления для дополнительной плоскости имеют ориентацию с физически и тектонически нереализуемым смыслом, при котором одновременно вдоль Зондской дуги существуют векторы смещений горных масс, сходящиеся к центру ее кривизны, и общий вектор движения субдуцируемой Индийской плиты, имеющий постоянное значение вдоль всего протяжения дуги.

В связи с этим для анализа направлений смещения масс при подвижках блоков коры и верхней мантии мы строили карты векторов подвижек по основной плоскости и провели их пространственное сопоставление с мантийными аномалиями скоростей δV_p .

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Сейсмотомографические данные

В 3D отображении δV_p пространственное распределение слэбов около Зондского желоба и в задуговой области в пределах границ планшета на рис.1 выглядит следующим образом (рис. 4).

Холодные объемы слэбов, отображаемые с точки обзора сверху и на юге по изоповерхности 0.33%, на глубинах ~ 950 км имеют максимальное латеральное распространение. Глубже изоповерхность заворачивает под слэб и не отображается с одной точки обзора. В задуговой области слэб выполаживается и приобретает форму, называемую стагнирующей.

Более мелкие фрагменты холодных объемов выделяются под северным сегментом Андаманской дуги до 950 км на всю глубину их максимального распространения. От слэба отходит стагнирующая ветвь на глубине переходного слоя мантии.

Холодный объем слэба наблюдается под Филиппинской дугой, где он смыкается на уровне переходного слоя с обширной субгоризонтальной холодной линзой, и Марианской дугой на глубине до 670 км.

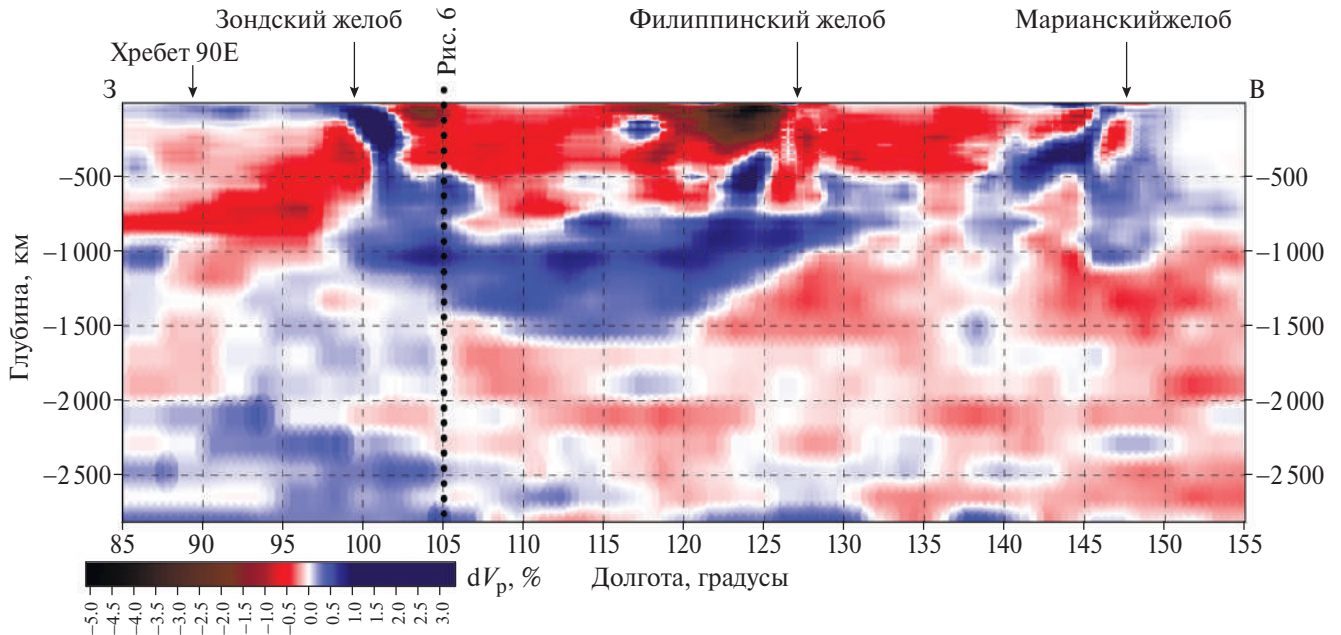


Рис. 5. Сейсмотомографический разрез вдоль субширотного профиля по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]). Положение профиля — см. рис. 1; пересечение с разрезом (пунктир) — см. рис. 6.

Мантийным плюмом является объем, который характеризуется пониженными для соответствующих глубин скоростями сейсмических волн, что интерпретируется как его разуплотнение и разогрев. Такие объемы в мантии выявлены в тылу Андаманской дуги и под Филиппинами. На срезе мантии глубиной 950 км холодный объем протягивается вдоль Индонезийской части дуги и прерывается горячими аномалиями Южно-Китайского моря, Филиппин и Андаманского моря.

Широтный разрез мантии, пересекающий все дуги района исследования, показывает, что самые горячие объемы находятся в верхней мантии выше 400 км под Южными Филиппинами и соседним с запада морем до Северного Калимантана, а также непосредственно в тылу Андаманской дуги. Горячие объемы идентифицированы в следующих местах (рис. 5).

“Горячие” объемы:

- перед Зондским желобом (объем погружается от желоба на запад под хребет 90° от верхов мантии до ~800 км);

- на глубинах до 500 км от Андаманской дуги до Филиппин и самой западной части Филиппинского моря.

“Холодные” объемы:

- субгоризонтальная холодная линза на глубинах от 700–800 км (800 км на западе и 700 км на востоке) до 1200–1500 км (наибольшее понижение подошвы линзы находится под краевым морем

западнее Филиппин, линза протягивается от Андаманской дуги до западного края Филиппинского моря, самые высокие скорости характерны для верхней части линзы);

- Андаманский слэб с небольшим по протяженности ($< 3^\circ$) стагнирующим ответвлением на уровне переходного слоя — слэб прослеживается до глубины 800 км вплоть до холодной линзы (см. рис. 4, см. рис. 5);

- Филиппинский слэб, наиболее резко выраженный на глубинах 300–700 км и соединяющийся на глубине 750 км с линзой;

- Марианский слэб, наиболее резко выраженный на глубинах 200–600 км и смыкающийся с линзой на глубине 700 км.

На субмеридиональном разрезе холодные объемы непосредственно внутри Зондской дуги выглядят так же, как на субширотном разрезе, но отчетливо виден разрыв в слэбе, через который к поверхности поднимаются плюмовые горячие объемы (см. рис. 5, рис. 6).

Севернее дуги горячая на глубину до 500 км верхняя мантия прослеживается до хр. Юннань. Наиболее горячей является верхняя мантия к востоку от Андаманской дуги и под Восточным Тибетом. Объем горячей мантии под Тибетом прослеживается на глубину не менее 1200 км.

На уровне переходного слоя мантии выделяются сравнительно небольшие линзы холодной

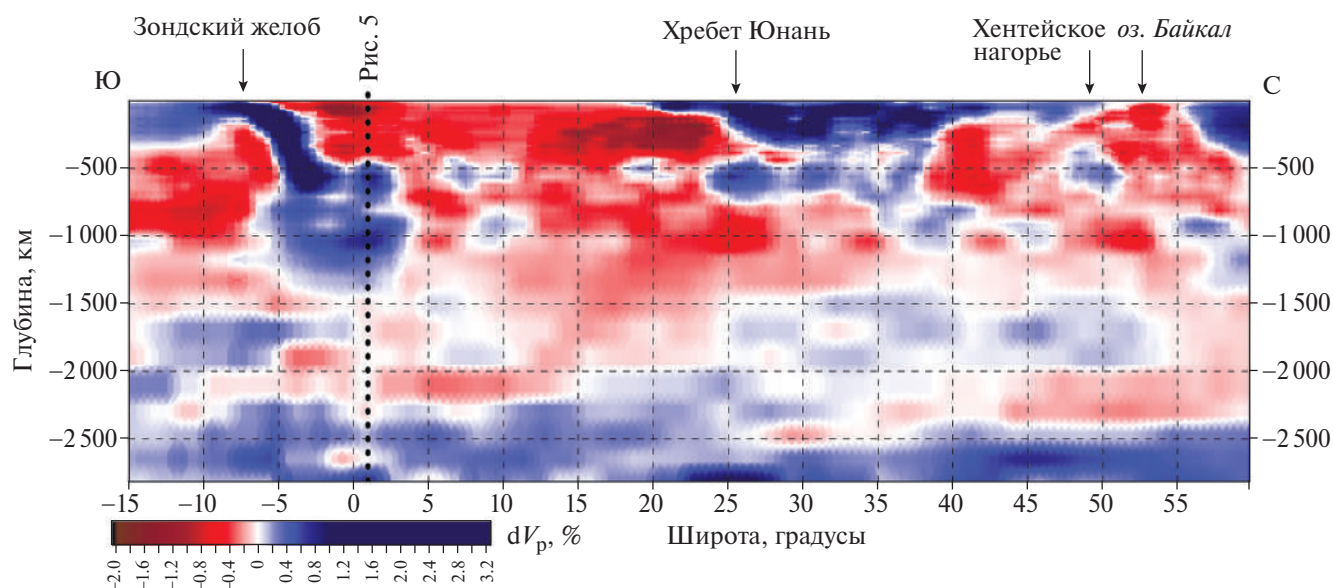


Рис. 6. Сейсмотомографический разрез вдоль субмеридионального профиля по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]). Положение профиля — см. рис. 1; пересечение с разрезом (пунктир) — см. рис. 5.

мантии. Далее на север верхняя мантия холодная на глубину до 350 км. Вблизи Хэнтэйского нагорья появляется и продолжается на север в Забайкалье горячая мантия ветвей Хангайского плюма [14].

Регион восточнее Зондского желоба является наиболее выраженным структурным ансамблем, содержащим холодные мантийные аномалии — типа слэб, включая стагнирующий, горячие аномалии типа плюма, разрыв в слэбе с проникновением горячих объемов в задуговые области растяжения и современного рифтогенеза. Этот район можно считать геодинамическим эталоном, сочетающим в себе все приведенные структуры.

В 3D-отображении δV_p пространственное распределение слэбов в Тибетско-Гималайском регионе и в Центральной Азии показано на рис. 7.

Холодные объемы слэбов с плоской кровлей, отображаемые с точки обзора вверху и на юго-востоке по изоповерхности 0.33%, на глубинах до ~1000 км имеют латеральное распространение, аналогичное Зондской задуговой области. Обширная область субгоризонтальных слэбов севернее Тибета имеет разрыв, в котором поднимаются плюмовые аномалии. Еще севернее к поверхности прорываются горячие аномалии Хангайского плюма и Хэнтэйского нагорья, вокруг которых наблюдаются отдельные холодные фрагменты положительных аномалий δV_p (см. рис. 7, севернее 40° с.ш.).

Еще один субмеридиональный разрез через Индостан и Центральную Азию показывает, что хо-

лодный объем Индийской платформы погружается под Гималаи и Южный Тибет до 700 км (рис. 8).

Наблюдается холодная верхнемантийная (50–200 км) линза между Тибетом и Хангайским плюмом и севернее его под Сибирской платформой (севернее 55° с.ш.) на глубину не менее 400 км.

“Горячие” объемы:

- Тибетский плюм — воронка до 750 км со слабо пониженными значениями δV_p на глубину до 1100 км и еще слабее пониженными — до 1700 км;

- Хангайский плюм — от Гобийского Алтая — корни находятся на юге на глубинах до 800 км и слабее выражены на глубинах до 1200 км, возможна глубинная связь плюма с ответвлением Тихоокеанского суперплюма.

Структура мантийных неоднородностей региона

Во внутренней части Зондской дуги обширная область стагнирующего слэба прерывается внедрением субширотных горячих объемов Южно-Китайского и в меньшей степени Андаманского морей, вдоль которых на поверхности развиваются современные рифтовые сегменты (см. рис. 1, см. рис. 4).

В работе [32] приводится точка зрения, согласно которой в район поступает тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе, ~40 млн лет назад он сформировал субширотное слабое звено, в которое переместился сфокусированный мантийный апвеллинг и расширил область рифтогенеза. Эта точка зрения поддерживается

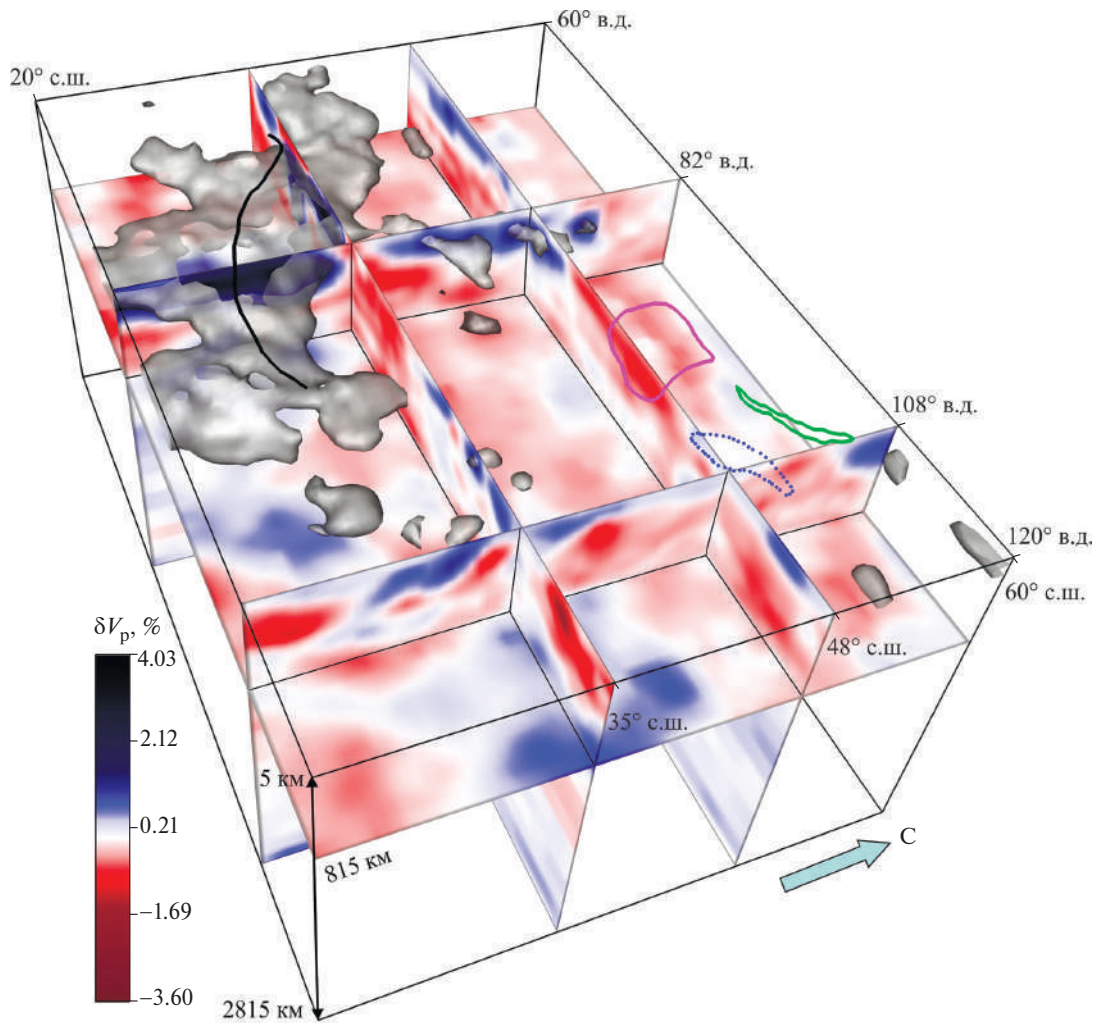


Рис. 7. Объемное распределение вариаций скоростей δV_p в Центральной Азии по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]).

Точка обзора расположена на юго-востоке и направление обзора ориентировано на глубину с поверхности; изоповерхность показана для положительных значений вариации 1.26% с частичной прозрачностью.

Показано: оз. Байкал (зеленый контур); Хангайское нагорье (контур фиолетовым); Хэнтэйское нагорье (синий контур); южный фланг Гималаев (линия черным).

возрастами палеорифтовых сегментов к востоку от задуговой области — ~42 млн лет, и к западу — ~32 млн лет (см. рис. 1).

Однако эта задуговая область должна сопровождаться латеральным смещением зоны мантийного апвеллинга в задуговое пространство и полной остановкой субширотного рифтогенеза вне его. Представляется, что другим механизмом, способным сформировать разрыв в плоском слэбе и запустить в нем вторичные (верхемантийные) плюмы, является ролл-бэк [6]. Не исключается ситуация, при которой возможно одновременное действие обоих механизмов.

Субширотный разрез мантии показывает плоскую кровлю стагнирующего слэба и его расслоенное строение в интервалах глубин от ~700 до

~1500 км (см. рис. 5). Пространство над кровлей слэба включает в себя локальные горячие объемы мантии, которые являются вторичными плюмами, часто фиксируемыми над стагнирующими слэбами и образующими локальные рифтовые сегменты [20] (см. рис. 1).

Слабая отрицательная вариация δV_p наблюдается в восточной части разреза вблизи ответвления Тихоокеанского суперплюма. В западной части разреза под хребтом 90° и далее на запад фиксируется довольно редкая конфигурация с горячим объемом мантии в интервалах глубин от 500 до 1000 км, который расположен в области минимума поверхности геоида в Индийском океане и известной зоны внутриплитных деформаций [28].

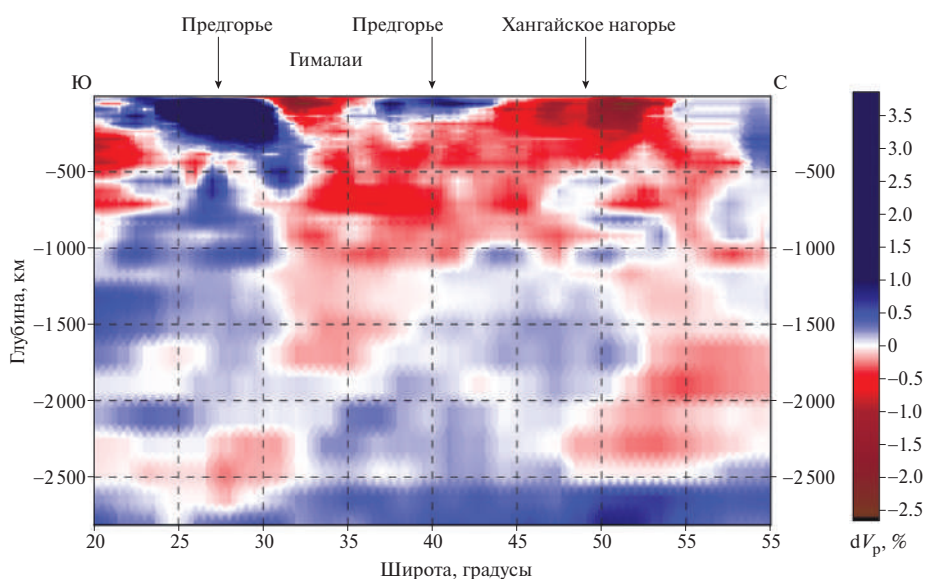


Рис. 8. Сейсмотомографический разрез вдоль субмеридионального профиля по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]). Положение профиля — см. рис. 9.

Подъем этого минимума разрывается слабем западной части Зондской дуги, но остается видимой его вероятная связь с горячими объемами в задуговом пространстве, согласно гипотезе о влиянии “мантийного ветра”, воздействующего на него через окно в слэбе [32].

Субмеридиональный разрез также подчеркивает расслоенность слэба в пространстве восточнее Зондского желоба (см. рис. 6). Кроме того, разрез иллюстрирует разрыв в слэбе и прорыв к поверхности горячих плюмовых объемов мантии. Эта зона прорыва имеет сложную конфигурацию. В ней наблюдаются признаки подъема горячих масс от глубины ~2000 км, которые являются западным ответвлением Тихоокеанского суперплюма.

В интервале глубин от 1000 до 500 км наблюдаются усиление отрицательных аномалий δV_p и их латеральная локализация, формирующая верхнемантийные вторичные плюмы [20]. Неясно, являются мелкие холодные аномалии δV_p в этом пространстве случайными вариациями, или это — фрагменты прорванного субгоризонтального слэба. Аналогичная картина наблюдается к северу от 40° с.ш. около Хентейского нагорья. В этой области также видна возможная связь с Тихоокеанским суперплюмом и горизонтальная переемычка с Тибетским плюмом.

Анализ строения верхней мантии, переходного слоя и верхов нижней мантии всего региона исследований позволяет выделить структурно упорядоченные объемы с пониженными и повышенными скоростями δV_p .

Среди объемов с пониженными скоростями (“горячих” объемов) различаются два типа:

- задуговые аномалии;
- внутримантийные плюмы.

Задуговые горячие объемы не распространяются глубже верхней мантии и ее переходного слоя, причем в переходном слое они имеют прерывистое распространение. Внутримантийные плюмы, Тибетский и Хангайский, ярко выражены на глубинах до 750–800 км, но их корневые части с менее сниженными скоростями сейсмических волн достигают глубин 1100–1700 км. Единого четко обособленного корня у каждого из плюмов не наблюдается. Возможно, это несколько слабо выраженных корня.

Строение области поддвига перед фронтом Гималаев и перед Зондской дугой сходно в том, что в обоих случаях холодные массы верхов мантии поддвигающейся плиты переходят в холодный субдцированный слэб, прослеженный до глубин 700 км (Гималаи) и 850 км (Зондская дуга). Но эти области существенно различаются строением их предфронтальных частей.

Перед фронтом Гималаев холодная верхняя часть мантии Индийской платформы, начинающаяся сразу ниже подошвы коры, возрастает в мощности с приближением к слэбу от 150 до 300 км.

Перед фронтом Зондской дуги холодная верхняя часть мантии поддвигающейся плиты Индийского океана не утолщается и имеет мощность ~100 км. Непосредственно перед зоной поддвига ее подстилает тело с резко пониженными δV_p ,

которое погружается на юго-запад под хребет 90° до глубин 750–850 км.

Северная часть Зондской зоны субдукции рассекает внутримантийный плюм, восходящий с глубины ~1150 км (см. рис. 6). Его наиболее глубокая часть (предполагаемый корень) находится севернее пересечения разрезов около п-ова Малакка (см. рис. 4, см. рис. 5).

Этот плюм (назовем его Индокитайским) соединяется на севере с восточной частью Тибетского плюма и продолжает на юг субмеридиональный ряд, представленный Тибетским и Хангайским плюмами.

НАПРАВЛЕНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ГОРНЫХ МАСС В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗОНДСКОЙ И ГИМАЛАЙСКОЙ ДУГ

Зондская дуга

Зондская дуга традиционно интерпретируется как область пододвигания литосферы Индийского океана (как части Индийской плиты) под юго-восточную окраину Азии и соседние задуговые бассейны. Согласно модельным построениям [18], на всем протяжении дуги плита пододвигается в северо-восточном направлении ~35°, пер-

пендикулярно к центральной части дуги. В таком случае, в этой части дуги должно происходить только пододвигание, а в краевых частях дуги, ориентированных косо к направлению движения плиты, поддвиг должен сочетаться со сдвиговым перемещением или замещаться им.

Чтобы проверить справедливость такой модели движения [18], мы использовали определения ориентировки подвижек в очагах землетрясений, произошедших в дуге в течение последнего полувека, примененный метод не позволяет отличить поддвиг от надвига, но указывает азимут подвижки (табл. 1, см. рис. 2).

Сопоставление азимутов установленных сейсмогенных перемещений выявило существенные отличия от указанной модели (см. табл. 1).

В сегменте 1 дуги, как следует из модели и согласуется с наличием активного правого сдвига Сагэн, простирающегося вдоль дуги, значительное место занимают правосдвиговые смещения с поддвиговой компонентой (см. табл. 1, сегмент дуги 1).

Однако, наряду с ними столь же значимо присутствуют надвиги или поддвиги со сдвиговой компонентой, азимуты падения которых варьируют от 210° до 250°, т.е. частично отличаются от азимута падения модельной плоскости поддвиги 215°.

Таблица 1. Направления сейсмогенных перемещений в Зондской дуге

№	Сегмент дуги	Простираение сегмента (°)	Перпендикуляр к простираению сегмента (°)	Преобладающие направления перемещений (°)	Кинематика перемещений
	1	2	3*	4**	5**
1	25°–18° с.ш.	0–10 = 180–190	90–100 = 270–280	340–350 (210–250)	Правый сдвиг с надвигом (надвиг со сдвигом)
2	15°–10° с.ш.	10–15 = 190–195	100–105 = 280–285	260–160 (70–100)	Надвиг с правым сдвигом (сдвиг с надвигом — встречный надвиг со сдвигом)
3	10°–5° с.ш.	345 = 165	75 = 255	200–250 (150–160); 350–300 (70–100)	Надвиг (сдвиг с надвигом); Правый сдвиг (встречный надвиг)
4	5° с.ш.– 6° ю.ш.	315–320 = 135–140	45–50 = 225–230	200–280 (30–70)	Надвиг (встречный надвиг)
5	105°–115° в.д.	280 = 100	10 = 190	190–200 (10–20)	Надвиг (встречный надвиг)
6	115°–120° в.д.	270 = 90	0 = 180	170–180 (350–10)	Надвиг (встречный надвиг)
7	120°–125° в.д.	80–85 = 260–265	350–355 = 170–175	170±10 (340–350)	Надвиг (встречный надвиг)
8	125°–133° в.д.	70–75	340–345 = 160–165	170±10; 50±20 (340–20)	Надвиг; левый сдвиг с поддвигом (встречный надвиг)

Примечание. * — Первые значения равенства показывают направление потенциального поддвиги внутрь дуги, вторые значения равенства обозначают направление потенциального надвига на плиту; ** — перемещения (надвиги), приводящие к подъему висячего крыла независимо от надвигания или пододвигания по разлому, в скобках даны редкие направления перемещений.

В сегменте 2 это отклонение дуги становится более заметным (табл.1, сегмент дуги 2).

Здесь присутствует сдвиг с поддвигом, соответствующий модели. Но решающее значение приобретает надвиг с азимутом падения плоскости 260° , что близко к нормали к простиранию сегмента 280° – 285° , но существенно отличается от модельного направления 215° .

В сегменте 3 также присутствует правый сдвиг, иногда с поддвиговой компонентой, соответствующий модели (см. табл.1, сегмент дуги 3).

При этом доминируют надвиги или подвиги с направлениями перемещений 200° – 250° , которые частично можно интерпретировать как подвиги с близким к модельному падению плоскости 215° , а частично как надвиги в направлении, близком к 255° — нормали к простиранию дуги.

В сегменте 4, где нормаль к простиранию дуги 45° – 50° близка к направлению модельного поддвига, доминируют надвиги или подвиги с азимутами перемещения 200° – 280° (см. табл.1, сегмент дуги 4).

Это в одинаковой мере можно интерпретировать и как соответствующее модели пододвигание Индийской плиты и встречное надвигание дуги, причем повышенное количество сейсмических событий можно объяснить сложением действия обоих факторов.

В сегменте 5 резко доминируют многочисленные сейсмические события надвигового типа с азимутами перемещения 190° – 200° (см. табл. 1, сегмент дуги 5).

Это заметно отличается от модельного направления поддвига и близко к нормали к простиранию сегмента 190° .

В сегменте 6 наблюдается такая же ситуация, при которой доминируют надвиговые землетрясения с азимутами перемещений 170° – 180° при нормали к простиранию сегмента 180° , что значительно отличается от модельного направления поддвига (см. табл. 1, сегмент 6 дуги).

В сегменте 7, где преобладают надвиги с азимутами перемещений $170^\circ \pm 10^\circ$ при нормали к простиранию сегмента 170° – 175° , это отличие еще более возрастает (см. табл.1, сегмент дуги 7).

В сегменте 8, ориентированном в направлении ЗЮЗ–ВСВ, ситуация изменяется (см. табл. 1, сегмент дуги 8).

Здесь доминируют надвиги с азимутами перемещений $170^\circ \pm 10^\circ$ при нормали к простиранию сегмента 160° – 165° . Наряду с ними значительную роль приобретают левые сдвиги с компонентой

пододвигания, азимуты перемещений которых составляет $50^\circ \pm 20^\circ$.

Во всех сегментах дуги, кроме сегмента 1, в подчиненном количестве присутствуют встречные (антитетические) надвиговые землетрясения, азимуты перемещений которых в каждом сегменте отличаются от доминирующих направлений примерно на 180° (см. табл. 1).

Таким образом, во всех сегментах дуги присутствуют следы сейсмических перемещений (сейсмического течения, по [11]), согласующиеся с моделью поддвига Индийской плиты под дугу. Они представлены сочетанием надвигов–поддвигов, которые можно интерпретировать как подвиг плиты в северо-восточном направлении $35^\circ \pm 10^\circ$, с правыми сдвигами в меридиональных северных сегментах 1 и 2 и левыми сдвигами в восточном сегменте 8, простиранием на восток–северо-восток (см. табл.1).

Однако наряду с этими перемещениями присутствуют следы надвигов–поддвигов в направлении, фронтальном к простиранию каждого сегмента дуги. Учитывая ее изгиб, эти перемещения можно интерпретировать как результат надвигания дуги на Индийскую плиту.

В сегментах 2 и 5–8 количество сейсмических событий с надвиговыми перемещениями превосходит количество событий, указывающих на подвиг Индийской плиты (см. табл.1).

В сегментах 3 и 4, где дуга простирается примерно нормально к направлению поддвига, отличить его от проявлений встречного надвигания используемым методом невозможно (см. табл. 1).

Однако существенное возрастание общего количества землетрясений с механизмами надвига–поддвига указывает, на сочетание кинематических типов сейсмических событий. Надвигание дуги сопровождается менее многочисленными перемещениями по антитетическим надвигам. На графике направлений перемещений они образуют пояс, примерно параллельный поясу надвигов и отличающийся от него на 180° .

Приведенные сейсмологические данные указывают на то, что в Зондской дуге наряду с поддвигом под нее Индийской плиты фиксируются поперечное укорочение дуги и ее повсеместное надвигание на Индийскую плиту.

Гималайская дуга

Гималаи образуют выпуклую на юго-западную дугу (рис. 9).

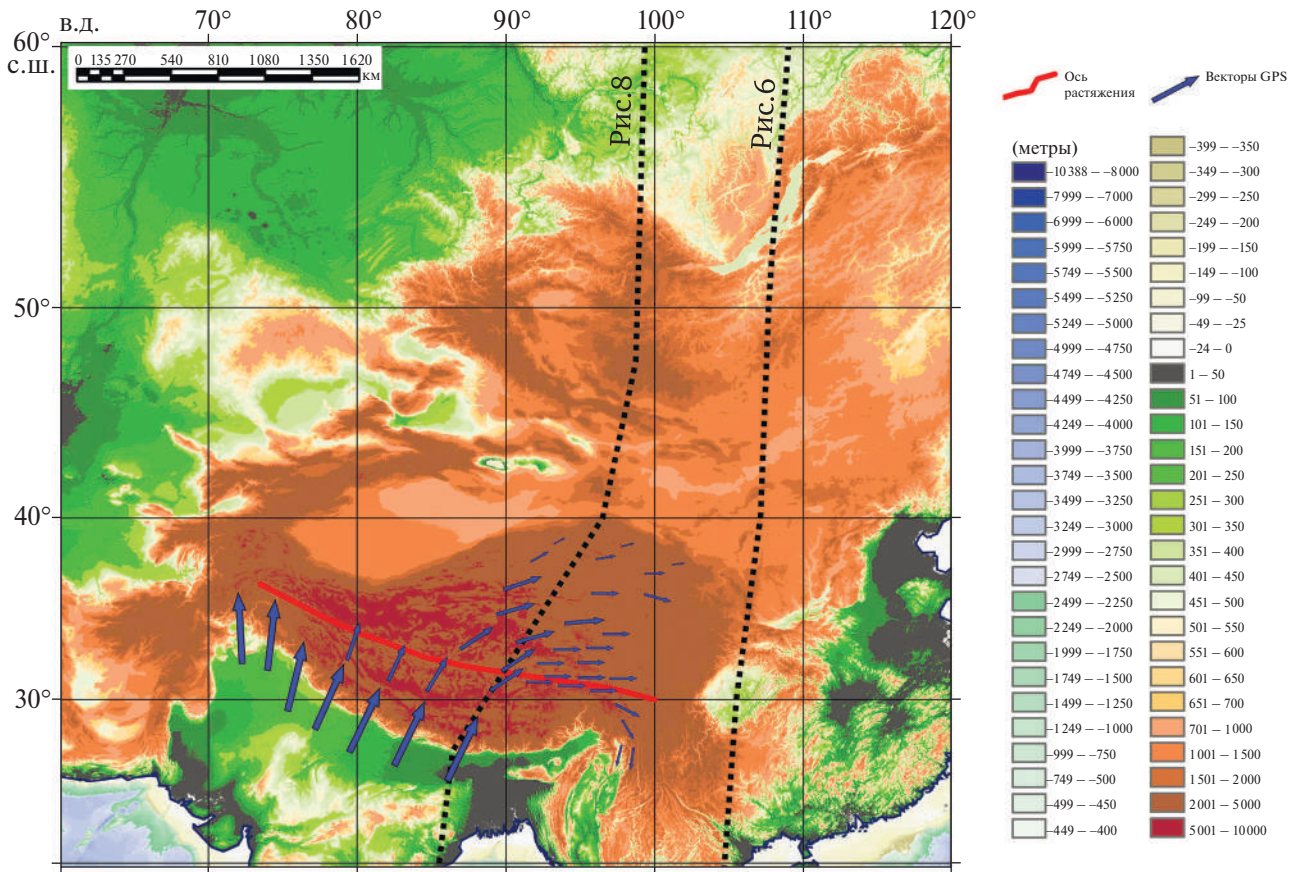


Рис. 9. Схема горизонтального движения литосферных плит и блоков в зоне коллизии Индостана и Тибета, построенная по данным GPS (по [22, 27, 39]).

Векторы движения (стрелки синим) имеют условный масштаб без точной калибровки по амплитуде. Положение разрезов (пунктир) — см. рис. 6, рис. 8; ось горизонтального растяжения и сдвига (линия красным), (по [2, 10, 37]).

Согласно модельным построениям, основанным, кроме постулатов плит-тектоники, на данных GPS измерений, Индийская платформа пододвигается под Гималаи. В центральной, наиболее протяженной части дуги направление северо-восточного пододвигания — 25°.

На северо-западном фланге дуги, вблизи Пенджабского синтаксиса, направление становится меридиональным, до север-северо-западного направления 350°.

На восточном фланге дуги происходят более сложные изменения, связанные с движением на север-северо-восток Ассамского клина Индийской платформы.

В Гималаях землетрясений намного меньше, чем в Зондской дуге, отчего картина распределения сейсмических перемещений более расплывчатая и прерывистая, тем не менее, некоторые тенденции улавливаются (рис. 10).

Больше всего землетрясений на северо-западе дуги и в районе Пенджабского синтаксиса. Здесь,

между 70° и 72° в.д., наибольшая часть перемещений происходит в направлении 200°–250° (20°–70°) и соответствует надвигу–поддвигу, перпендикулярному фронту дуги.

При направлениях 50°–70° перемещения приобретают правосдвиговую компоненту, связанную с движениями по Каракорумскому правому сдвигу. Наряду с этим присутствуют перемещения надвига–поддвигу в направлении 330°–350°, соответствующие модельным построениям.

Между 68° и 70° в.д. присутствуют также сопряженные перемещения в направлениях 100° и 280°–300°, отражающие движения на западном фланге синтаксиса.

На отрезке дуги 80°–88° в.д. доминируют перемещения в направлении 200° (20°), которые в равной степени можно интерпретировать как поддвиг Индийской платформы и надвиг Гималаев.

Между 90° и 96° в.д., на северо-западном фланге Ассамы, выделяются два направления перемещений (см. табл. 1):

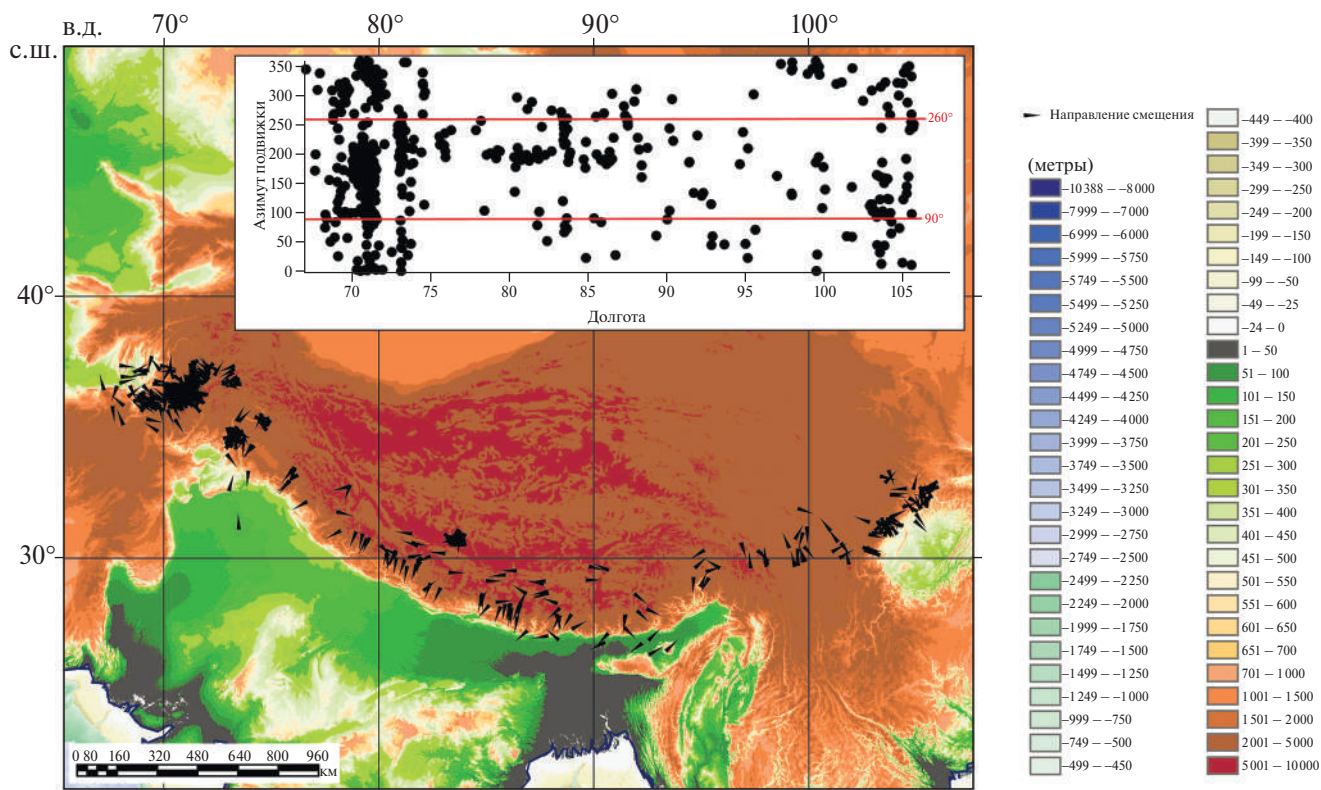


Рис. 10. Направления смещений вдоль плоскостей разрывов сильных землетрясений по данным каталога СМТ ([24, 39].

На врезке: облако значений азимутов подвижки вдоль фронта Гималаев.

– 210° – 240° (30° – 60°) направление, соответствующее продольному левому сдвигу;

– 120° – 140° (300° – 320°) направление, соответствующее надвику–подвижку, нормальному к фронту Ассама.

Между 97° и 100° в.д., севернее восточного фланга Ассама, выделяются два направления перемещений:

– 200° (20°) направление, которое можно интерпретировать как надвиг–подвиг, нормальный к фронту Ассама;

– $\sim 350^{\circ}$ (170°) направление, которое можно интерпретировать как правый сдвиг.

Таким образом, в Гималайской дуге выделяются два направления сейсмических перемещений. Первое направление соответствует модели подвига Индийской платформы, будучи осложнено переориентировкой сейсмического течения на Пенджабском и Ассамском флангах дуги. Второе направление объединяет перемещения, нормальные фронту Гималаев, и мы полагаем, что второе направление, как и в Зондской дуге, отражает надвигание Гималаев на Индийскую платформу.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Современная кинематика Зондской и Гималайской дуг

Согласно теории тектоники литосферных плит, вектор смещения вдоль конвергентной границы плит должен быть касательным к малым кругам на поверхности вращающегося сфероида относительно их полюса Эйлера [25].

Наблюдаемое в реальности распределение азимутов подвижек вдоль плоскостей срывов области Зондской дуги этому положению не соответствует (см. рис. 2). Они направлены вовне от центра кривизны дуги. На наш взгляд, это указывает на присутствие надвиговых процессов на фронте дуги, не связанных с субдуцирующей плитой, которые существенно усложняют реальную геодинамику.

В связи с этим отметим наблюдение А.Н. Мазаровича [7], сделанное для взаимодействующих литосферных плит в северо-западной части Тихого океана, где край континентальной литосферы надвинут на океаническое дно, при этом дугообразная форма островных гирлянд представляет собой проекцию прямолинейных плоскостей надвига на шаровой поверхности, имеющую

непрерывно форму дуги. Таким образом, генезис дуг обусловлен надвигом континентальной литосферы на океаническую.

Ориентация направлений подвижек вдоль Зондского желоба меняется веерообразно от его северо-западного края до юго-восточного края (см. рис. 2). В каждом сегменте желоба статистически значимое количество измеренных направлений имеет ориентацию, ортогональную желобу. Распределение азимутов вдоль простирания желоба показывает их регулярное изменение от зоны перехода от сдвига Сагэн к юго-восточной оконечности желоба от 260° до 160° соответственно (см. рис. 2, врезка).

Возникает разворот на $\sim 100^\circ$. Азимуты направлены на океаническую часть. Кроме того, основное облако азимутов имеет дублирование с разницей в 180° . Это показывает, что в дополнение к основным надвиговым смещениям существует наличие параллельной группы событий с антитетическими надвигами (см. рис. 2, врезка).

Между основным облаком и дублирующим с существенно меньшим количеством событий прослеживается цепочка с разницей азимутов в $\sim 90^\circ$, которая, вероятнее всего, отражает сдвиговое проскальзывание [25], возникающее при неортогональной ориентации вектора движения океанической плиты к желобу. На это указывает полное затухание этой цепочки в районе $\sim 105^\circ$, где вектор движения Индо-Австралийской плиты ортогонален желобу, и ее появление далее на восток (см. рис. 1).

Заметим также, что доминирующее надвижение, нормальное к фронту Зондской дуги и направленное в сторону пододвигающейся плиты, сочетается с обилием “горячих” и, соответственно, разуплотненных мантийных масс, связанных как с внутримантийным Индокитайским плюмом, так и с верхнемантийными образованиями плюмового типа, характерными для Андаманского задугового моря и контролирующих развитие в нем рифтовых структур. Растяжение задугового бассейна могло обусловить надвижение Зондской дуги.

Гималайская дуга является современной коллизионной границей Индостана и Евразийской плиты. Поле векторов GPS в районе дуги имеет веерообразный разворот от $\sim 355^\circ$ на западе дуги до $\sim 30^\circ$ на востоке с общей северной направленностью движения приповерхностных блоков [27, 22] (см. рис. 9).

Ориентация направлений подвижек в Гималайской дуге изменяется веерообразно от его се-

веро-западного края до юго-восточного края (см. рис. 10).

Несмотря на меньшее число сейсмических событий, наблюдается такая же картина изменения азимутов подвижек вдоль простирания дуги, как и вдоль простирания Зондской дуги (см. рис. 2).

На каждом сегменте желоба азимуты имеют ориентацию, ортогональную желобу. Распределение азимутов вдоль простирания желоба показывает их регулярное изменение от 70° до 105° с.ш. (см. рис. 10, врезка).

Происходит разворот на $\sim 170^\circ$ (от 260° до 90°). Азимуты надвижения направлены на Индостан. Кроме того, основное облако азимутов имеет дублирование с разницей в 180° , так же как и вдоль Зондской дуги, показывая наличие небольшого числа событий с антитетическими надвигами (см. рис. 10, врезка).

В тылу, севернее Гималайской дуги, расположены Тибетский внутримантийный плюм и область растяжения Тибетского плато [2, 10, 13, 37]. Возможно, что здесь, также, как в Зондской дуге, современное надвижение связано с задуговым растяжением.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На юго-востоке Азии восточнее северной части Зондской дуги выделен Индокитайский внутримантийный плюм, восходящий с глубины ~ 1150 км. Он продолжает на юг субмеридиональный ряд подобных плюмовых образований, представленных севернее Тибетским и Хангайским внутримантийными плюмами.

Вместе с тем, между Зондской и Марианской островными дугами выделяется обширная область высокоскоростной мантии на глубинах от ~ 700 до ~ 1500 км. Эту область можно рассматривать как объединение стагнирующих сегментов субдуцированных слэбов отдельных зон субдукции региона. Разрезы мантии показывают плоскую кровлю объединенного стагнирующего слэба и его слоенное строение. Область стагнирующего слэба прерывается внедрением субширотных “горячих” объемов Южно-Китайского и в меньшей степени Андаманского морей.

Одним из возможных механизмов, обеспечивающих такое строение мантии, является тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе. Другим механизмом, способным сформировать разрыв в плоском слэбе и запустить в нем вторичные (верхнемантийные) плюмы,

является ролл-бэк. Возможно одновременное действие обоих механизмов. Пространство над кровлей слэба состоит из локальных горячих объемов мантии, которые являются вторичными плюмами, часто фиксируемыми над стагнирующими слэбами и содержащими локальные рифтовые сегменты.

3D-отображение δV_p в районе Тибета и Центральной Азии содержит структурные стили, сходные с эталонным районом Зондской дуги. Наблюдается обширная область субгоризонтальных фрагментов слэбов разного латерального размера и разрыв, в котором устанавливаются плюмовые аномалии глубинного и вторичного происхождения. Ветви Хангайского плюма, не имеющего корней глубже 1000 км, но с горизонтальными перемычками с Тибетским плюмом прослеживаются на север до оз. Байкал.

Между Зондской и Марианской островными дугами обнаружена слабая отрицательная вариация δV_p , возможно, отражающая ответвление Тихоокеанского суперплюма. Аналогичная картина наблюдается к северу от 40° с.ш. около Хентейского нагорья. В этой области выявлена возможная связь Хангайского внутримантийного плюма с Тихоокеанским суперплюмом и Тибетским внутримантийным плюмом.

Векторы подвижек горных масс по большинству плоскостей срывов при землетрясениях в Зондской дуге направлены вовне от центра кривизны дуги. Это указывает на то, что в Зондской дуге наряду с поддвигом под нее Индийской плиты имеет место поперечное укорочение дуги и ее повсеместное надвигание на Индийскую плиту, с поддвигом плиты не связанное. Надвигание дуги сопровождается более редкими перемещениями по антитетическим надвигам. По направлениям перемещений они образуют пояс, примерно параллельный поясу надвигов и отличающийся от него на 180° (см. рис. 2, врезка).

В Гималайской дуге выделяются две группы сейсмических перемещений:

– первая группа перемещений – согласно векторам GPS, подвижки направлены в сторону Тибета и соответствуют модели поддвига Индийской платформы, которое имеет веерообразное распределение в связи с переориентировкой поддвига на Пенджабском и Ассамском флангах дуги.

– вторая группа направлений объединяет перемещения, нормальные фронту Гималаев. Вторая группа, как и в Зондской дуге, вероятно, отражает надвигание Гималаев на Индийскую платформу.

Субмеридиональный разрез через Индостан и Центральную Азию показывает, что центральная часть Тибета содержит внутримантийный плюм, расширяющийся к поверхности, и зону растяжения над ним. Сходная конфигурация наблюдается в эталонной области Зондской дуги, в тылу которой доминируют объемы верхней мантии с пониженными скоростями P -волн, сопровождающиеся образованием рифтов Андаманского моря. Проведенное сравнение дает оценку роли надвиговых процессов в зонах субдукции, дополняющих многофакторное взаимодействие в геодинамически активной обстановке.

В результате проведенного исследования мы предполагаем, что задуговая отрицательная вариация δV_p отражает приповерхностное расширение верхнемантийного горячего объема с формированием надвигов Зондской и Гималайской дуг и зон растяжения в их тылу. В местах проявления таких плюмов образуются локальные рифтовые сегменты, иногда развивающиеся в спрединговые системы.

ВЫВОДЫ

1. На юго-востоке Азии, восточнее северной части Зондской дуги, выделен Индокитайский внутримантийный плюм, восходящий с глубины ~1150 км. Он продолжает на юг субмеридиональный ряд подобных плюмовых образований, представленных севернее Тибетским и Хангайским внутримантийными плюмами.

Вместе с тем, во внутренней части Зондской дуги обширная область стагнирующего слэба прерывается внедрением субширотных горячих объемов Южно-Китайского и в меньшей степени Андаманского морей. Одним из возможных механизмов, обеспечивающих данное строение мантии, является тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе.

Другим механизмом, способным сформировать разрыв в плоском слэбе и запустить в нем вторичные (верхемантийные) плюмы, является механизм ролл-бэк. Возможно одновременное действие обоих механизмов в реальности.

2. Разрезы мантии показывают плоскую кровлю стагнирующего слэба и его расслоенное строение в интервалах глубин от ~700 до ~1500 км. Пространство над кровлей слэба состоит из локальных горячих объемов мантии, которые являются вторичными плюмами, часто фиксируемыми над стагнирующими слэбами и образующими локальные рифтовые сегменты.

Также наблюдаются слабые отрицательные вариации δV_p вблизи ответвления Тихоокеанского суперплюма. Аналогичная картина наблюдается к северу от 40° с.ш. около Хентейского нагорья. В этой области также имеется возможная связь с Тихоокеанским суперплюмом и горизонтальная переемычка с Тибетским плюмом.

3. 3D-отображение δV_p в районе Тибета и Центральной Азии содержит структурные стили, сходные с эталонным районом Зондской дуги. Наблюдается обширная область субгоризонтальных фрагментов слэбов разного латерального размера и разрыв, в котором устанавливаются плюмовые аномалии глубинного и вторичного происхождения. Ветви Хангайского плюма без корней глубже 1000 км, но с горизонтальными переемычками с Тибетским плюмом, прослеживаются на север до оз. Байкал.

4. Векторы подвижек горных масс вдоль плоскостей срывов Зондской дуги направлены вовне от центра кривизны дуги. Это указывает на присутствие надвиговых процессов на фронте дуги, не связанных с субдуцирующей плитой Азимуты подвижек, кроме основного поля значений, имеют дублирование с разницей 180° , связанное с антитетическими надвигами, которые также ортогональны ориентации желоба на каждом его сегменте.

5. Надвигание дуги сопровождается немногочисленными перемещениями по антитетическим надвигам. По направлениям перемещений они образуют пояс, почти параллельный поясу надвигов и отличающийся от него на 180° . Приведенные сейсмологические данные указывают на то, что в Зондской дуге, наряду с поддвигом под нее Индийской плиты, фиксируются поперечное укорочение дуги и ее повсеместное надвигание на Индийскую плиту.

6. Веерообразный разворот азимутов подвижек вдоль Гималаев направлен на Индостан. Веерообразный разворот векторов GPS вдоль Гималаев направлен на Тибет. Это показывает, что главный индикатор тектонической активности, которыми являются сейсмические события, имеет при подвижках вдоль срывов направление смещения масс на юг от задуговой области растяжения в пределах Тибета с формированием надвиговых деформаций.

7. В Гималайской дуге выделяются два направления сейсмических перемещений. Первое направление соответствует модели поддвига Индийской платформы, будучи осложнено переориентировкой сейсмического течения на Пенджабском и Ассамском флангах дуги. Второе направление объединяет перемещения, нормаль-

ные фронту Гималаев, которое, как и в Зондской дуге, отражает надвигание Гималаев на Индийскую платформу.

8. Субмеридиональный разрез через Индостан и Центральную Азию показывает, что центральная часть Тибета содержит плюм в зоне растяжения, расширяющийся к поверхности. Поскольку такая же конфигурация плюма в области разрыва слэба видна и в эталонной области Зондской дуги, сделаем предположение, что именно эта мантийная аномалия формирует расширение горячего объема около поверхности с формированием надвигов вдоль дуг и зон растяжения в их тылу. В местах проявления таких плюмов образуются локальные рифтовые сегменты, иногда развивающиеся в спрединговые системы.

Благодарности. Авторы благодарны рецензенту А.И. Кожурину (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия), анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена на средства проекта Российского научного фонда № 22-17-00049 “Неотектоника и активная тектоника северной части Центральной Азии”.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. — Т. 1. — Теория и методы. — М.: Мир, 1983. 360 с.
2. Алексеев Р.С., Ребецкий Ю.Л. Модель эволюции литосферы Гималайско-Тибетского орогена // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. Т. 52. № 4. С. 89–107.
3. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.
4. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. — Под ред. А.А. Моссаковского. — М.: Геос, 2006. 215 с. (Тр. ГИН РАН. 2006. Вып. 570).
5. Жао Д., Пираино Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
6. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.
7. Мазарович А.Н. Основы геологии СССР. — М.—Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1938. 544 с.

8. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
9. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.Д., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
10. Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Поле современных тектонических напряжений Средней и Юговосточной Азии // Геодинамика и тектофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 257–290. Doi:10.5800/GT2014510127
11. Ризниченко Ю.В. Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34–47.
12. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплум и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
13. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77.
14. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.
15. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
16. Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V. When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. B05423. P. 1–19.
17. Amaru M. Global travel time tomography with 3D reference models. — PhD Thesis — Geol. Departm., Utrecht Univ., Germany. 2007). 174 p. (in German).
18. Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochem., Geophys., Geosyst. G³. 2011. Vol. 12. N. 11. P. 1–13.
19. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem., Geophys., Geosyst. 2002. Vol. 3. P. 1–48. Doi: 10.129/2001GC000168
20. Cloetingh S., Koptev A., Lavecchia A., Kovács I.J., Beekman F. Fingerprinting secondary mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2022. Vol. 597. Art.117819. P. 1–16.
21. Gaetani M. The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous // Sediment. Geol. 1997. Vol. 109. P. 339–359.
22. Gan W., Molnar P., Zhang P., Xiao G., Liang S., Zhang K., Li Z., Xu K., Zhang L. Initiation of clockwise rotation and eastward transport of Southeastern Tibet inferred from deflected fault traces and GPS observations // GSA Bull. 2021. Vol. 134. No. 5-6. P. 1129–1142. Doi: 10.1130/B36069.1
23. Graham S.E., Loveless J.P., Meade B.J. Global Plate Motions and Earthquake Cycle Effects // Geochemistry Geophysics Geosystems G³. 2017. Vol. 19. P. 2032–2048.
24. Global CMT Catalog. 2018, www.globalcmt.org/CMTsearch.html (Accessed October 31, 2018).
25. Guzman-Speziale M. Oblique plate convergence along arcuate trenches on a spherical Earth. An example from the Western Sunda Arc // Acta Geophysica. 2023. P. 1–21. Doi: 10.1007/s11600-023-01163-9. p.1
26. Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // Tectonophysics. 2015. Vol. 658. P. 14–45.
27. Hao M., Li Y., Zhuang W. Crustal movement and strain distribution in East Asia revealed by GPS observations // Nature Sci. Rep. 2019. Vol. 9. Art. 16797. Doi: 10.1038/s41598-019-53306-y
28. *Intraplate Deformation in the Central Indian Ocean Basin.* — Ed. by Yu.P. Neprochnov, G.D. Rao, C. Subramaniam, K.S.R. Murthy, (Geol. Soc. of India. 1998. Vol. M-39), 250 p.
29. Káráson H., Van Der Hilst R.D. Constraints on mantle convection from seismic tomography. — In: *The History and Dynamics of Global Plate Motions.* — Ed. by M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. Van Der Hilst, (AGU, Geophys. Monogr. Ser. 2000. Vol. 121), P. 277–288. Doi: 10.1029/GM121p0277
30. Searle M.P. Geology and Tectonics of the Karakorum Mountains. — Ed. by B. F. Windley, (Wiley & Sons, Chichester, UK. 1991), 358 p.
31. Su W.J., Dziewonski A.M. Simultaneous inversion for 3D variations in shear and bulk velocity in the mantle // Phys. Earth Planet. Interior. 1997. Vol. 100. No. 1–4. P. 135–156.
32. Suo Y., Dong H., Liu L., Peng D., Li Y., Liu J., Dai L., Cao X., Li S. Landward mantle flow associated with the Pacific subduction system opened the South China Sea // Research Square. 2022. Doi: 10.21203/rs.3.rs-2332418/v1
33. Susilo S., Meilano I., Abidin H.Z., Sapiie B., Efendi J., Wijanarto A.B. Velocity field from twenty-two years of combined GPS daily coordinate time series analysis. — AIP Conf. Proc. 2016. Art.1730.040003. P. 1–4. Doi: 10.1063/1.4947393
34. Todrani A., Speranza F., D’Agostino N., Zhang B. Post-50 Ma Evolution of India–Asia collision zone from paleomagnetic and GPS data: Greater India indentation to eastward Tibet low // Geophys. Res. Lett. 2021. Vol. 49. P. 1–16. Doi: 10.1029/2021GL096623
35. Toyokuni G., Zhao D., Kurata K. Whole-mantle tomography of Southeast Asia: New insight into plumes and slabs // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2022. Vol.127. No.11. P. 1–29. Doi: 10.1029/2022JB024298
36. Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // Tectonophysics. 2018. Vol. 723. P. 309–448.
37. Wang L., Barbot S. Three-dimensional kinematics of the India–Eurasia collision // Nature communications: Earth & Environment. 2023. Vol. 164. No. 4. P. 1–13. Doi: 10.1038/s43247-023-00815-4
38. Wang M., Shen Z.K. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. Vol. 125. No. 2. P. 1–22. Doi: 10.1029/2019JB018774
39. GEBCO 30” Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebco.net>) (Accessed February 23, 2022)

Arc Tectonic Elements and the Upper Mantle Structure of the Central and Southeastern Asia: Seismic Tomography and Seismicity Data

Sokolov S. Yu.^{1,*}, Trifonov V. G.¹

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld.7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

**e-mail: sysokolov@yandex.ru*

Analysis of the upper mantle plumes spatial distribution in the inner part of the Sunda arc shows a number of plume bodies interrupting the stagnating slab framed from the south by the sinking slab of the Sunda Arc. Possible mechanisms providing this structure of the mantle are (i) sublatitudinal toroidal mantle flow through a gap in a flat slab and (ii) roll-back capable of forming a gap in a flat slab and launching upper mantle plumes in it without deep (>1000 km) roots. The space above the slab top surface consists of local hot mantle bodies, which are secondary plumes and often form local rift segments. The three-dimensional mapping of δV_p in the Tibet and Central Asia region contains structural styles similar to the Sunda Arc region. There is a region of subhorizontal fragments of slabs and a gap in which plume anomalies of deep and secondary origin are established. The vectors of the movements of rock masses along the shape of the Sunda Arc detachment planes, detected from seismic events, are directed outward from the center of the curvature of the arc in which secondary upper mantle plumes are concentrated. This indicates the presence of thrust processes at the arc front that are not associated with the subducting plate. Thrusting at the arc is accompanied by less number of events along antithetical thrusts. The fan-shaped orientation of azimuth movements along the Himalayas is directed to Hindustan. This shows that the main indicator of tectonic activity — seismic events — has a direction of rock mass displacement to the south from the back-arc stretching region within Tibet with the formation of thrust deformations during movements along the detachment planes. In the Himalayan arc, as well as the Sunda Arc, two directions of seismic movements are distinguished. The first direction corresponds to the model of the Indian Plate subduction. The second direction combines the displacement of the thrusts on the Indian Plate.

Keywords: Himalayas, Sunda Arc, Indian Plate, directions of rock masses displacement, focal seismic mechanisms, mantle plumes, plate thrusting