

## Скоростная модель строения мантии под о-вом Суматра и сейсмичность района

© А. В. Кендзера, Л. Н. Заец, Т. А. Цветкова, А. Н. Островной, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина  
Поступила 25 апреля 2013 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

У межах побудованої тривимірної *P*-швидкісної моделі мантиї Південно-Східної Азії розглянуто швидкісну будову мантиї під о-вом Суматра та його оточенням з визначенням можливих передумов у глибинній будові мантиї для прояву землетрусів у регіоні. Модель отримано в результаті застосування методу тейлорового наближення для розв'язання задачі сейсмічної томографії часів приходу *P*-хвиль, запропонованого В. С. Гейком.

**Ключові слова:** мантия, швидкісна модель, Суматра, землетруси.

**Введение.** С начала 2012 г. у берегов Суматры (как Северной, так и Южной) зарегистрировано ряд землетрясений (таблица, рис. 1), среди которых наиболее разрушительное ( $M=8,6$ ) произошло 11 апреля 2012 г. у западного побережья Северной Суматры ( $2,311^{\circ}$  с.ш.;  $93,063^{\circ}$  в.д.). Эпицентр землетрясения находился в 435 км к юго-западу от Банда-Ачех, а гипоцентр — в Индийском океане на глубине 23 км. Спустя 125 мин произошел мощный афтершок магнитудой 8,2 в 615 км к юго-западу от Банда-

Ачех на глубине 16 км. Землетрясение стало 11-м по магнитуде с 1900 г.

Несмотря на то, что уже с давних времен ведутся многочисленные исследования, причины возникновения землетрясений полностью не изучены. Современные данные показывают, что основные источники тектонических деформаций и движений лежат не в самой литосфере, а в более глубоких недрах Земли и соотносятся со всей мантией вплоть до пограничного слоя с жидким ядром Земли.

Глубинные геодинамические процессы, происходящие в мантии, в значительной степени влияют на тектонические процессы Земли, в том числе и на сейсмичность. За последние 10—15 лет получено много данных, свидетельствующих о важной роли глубинных флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений [Копничев и др., 2003]. До настоящего времени одним из основных направлений изучения геодинамических процессов в земной коре и верхней мантии остается определение роли флюидов при тектонических движениях и подготовке землетрясений. Представлены различные модели сейсмогенеза, в основе которых рассматриваются флюидометаморфогенные процессы (модели Родкина, Ребецкого, Кисси-на), где предполагается определяющее влияние флюида и реакции дегидратации горных пород на процесс подготовки очага сильного землетрясения. При этом важнейшим показателем геодинамических процессов является природа резких и плавных изменений физических параметров на границах геосфер, а также вариаций самих границ по глубине [Добрецов и др., 2011].

Координаты эпицентра	Дата	Магнитуда
2,45°с.ш.×93,21°в.д.	10.01.2012	7,3
4,592°с.ш.×95,071°в.д.	30.03.2012	5
5,362°с.ш.×94,626°в.д.	17.04.2012	5,1
3,739°ю.ш.×102,162°в.д.	1.02.2012	5,6
4,381°ю.ш.×102,604°в.д.	4.03.2012	5,5
4,468°ю.ш.×101,171°в.д.	28.03.2012	5,2
4,417°ю.ш.×107,081°в.д.	7.06.2012	5
2,311°с.ш.×93,063°в.д.	11.04.2012	8,6
2,98°с.ш.×97,90°в.д.	23.06.2012	6,1



Рис. 1 Блоковая тектоническая схема Юго-Восточной Азии (по Cao Dinh Trieu (Institute of Geophysics, VAST, Cau Giay-Hanoi-Vietnam)): 1 — землетрясения, произошедшие в 2012 г.

Большую ценность на данном этапе имеют данные сейсмотомографии, позволяющие раскрыть глубинную неоднородность строения мантии в целом. Исследование скоростей распространения продольных волн в мантии показывает особенности структур и процессов, происходящих в ней, отражающие в большей мере реакцию среды на взаимодействие с восходящими потоками флюидов [Гуфельд, 2007]. В частности, в мантии формируются протяженные скоростные неоднородности, фиксирующие восхождение флюида на верхние уровни литосферы и представленные по данным сейсмотомографии в виде чередующихся зон с повышенными и пониженными скоростями (чередование зон разуплотнения и уплотнения). Согласно работе [Добрецов и др., 2001], эволюция активных зон Земли, включая коллизионно-складчатые пояса, может быть представлена как проявление двух независимых последовательностей про-

цессов. Первая серия включает в себя стадии развития складчатого пояса и одновременно последовательность взаимодействия литосферы с астеносферными течениями, а также взаимодействие плит. Стадии, входящие в эту серию, обусловлены конвективными течениями в астеносфере и утяжелением (эклогитизацией) субдуцирующей плиты. Все главные параметры (мощность литосферы и астеносферы, интенсивность и характер магнетизма и метаморфизма, тектоническая активность и рудообразование) закономерно изменяются при переходе от начальной стадии к поздней. Вторая серия формируется под воздействием мантийных плюмов на литосферу. Первичные плюмы поднимаются от границы ядро—мантия и имеют комбинированную термохимическую природу. Вторичные плюмы формируются под воздействием первичных плюмов на границе верхней и нижней мантии. Вторая серия не

зависит от первой и может накладываться на любую стадию первой серии. Чаще всего стадии второй серии проявляются в начальную океаническую стадию и коллизионную либо постколлизионную стадию на континентах.

Целью настоящей статьи является рассмотрение в рамках 3D  $P$ -скоростной модели мантии Юго-Восточной Азии скоростного строения мантии под Суматрой и ее окружением и выявление возможных предпосылок в глубинном строении мантии для проявления в данном регионе землетрясений.

**Анализ результатов.** 3D  $P$ -скоростная модель мантии Юго-Восточной Азии получена в результате применения метода тейлорового приближения для решения задачи сейсмической томографии, предложенного В. С. Гейко [Гейко, 2004]. Исходными данными для построения 3D  $P$ -скоростной модели мантии под Евразией и ее окружением служат времена вступления  $P$ -волн (наиболее устойчивые функционалы), представленные в бюллетенях ISC, начиная с 1964 г. Система источников (землетрясений) показана на рис. 2.

Решение представлено в виде вертикальных сечений (широтных и долготных) до глубины 2 500 км с шагом  $1^\circ$  в невязках относительно референтной одномерной модели, полученной вследствие решения задачи сейсмотомографии для Евразии [Гейко, 1997]. Был проведен анализ поведения скоростных неоднородностей на разных глубинах мантии и скоростных границ как показателей изменения геодинамических обстановок, а также следов прохождения флюидов (представленных в виде мантийных колонок), которые могут быть одной из причин, провоцирующих землетрясение.

Согласно химико-минералогической модели Ю. М. Пущаровского [Пущаровский, 1998], учитывающей результаты сейсмотомографии, в мантии Земли выделяются следующие слои:

- граница Мохо — 410 км (верхняя мантия);
- 410—650 км (переходная зона верхней мантии);
- 650—850 км (зона раздела 1);
- 850—1700 км (средняя мантия);
- 1700—2200 км (зона раздела 2);
- 2200—2900 км (нижняя мантия).

Как известно, сильные землетрясения могут происходить в любой точке Зондской зоны субдукции. Субдукционная система активна по крайней мере с середины третичного периода [Hamilton, 1979]. Процессы конвергенции на палеореконструкциях Юго-Восточной Азии

могут быть прослежены уже с раннего кайнозоя (55 млн лет назад) [Hall, 2002].

Зондская зона субдукции неоднородна по своему строению и делится на сегменты (рис. 3). Тектоническая структура о-ва Суматра прослеживается в центральном сегменте, который характеризуется повышенным тепловым потоком [Hall, 2002]. Этот сегмент приходится на область косоориентированной конвергенции Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит. Индонезийская переходная зона располагается на стыке крупных литосферных плит (Евразийской, Индо-Австралийской, Филиппинской) и принадлежит к обширной позд-

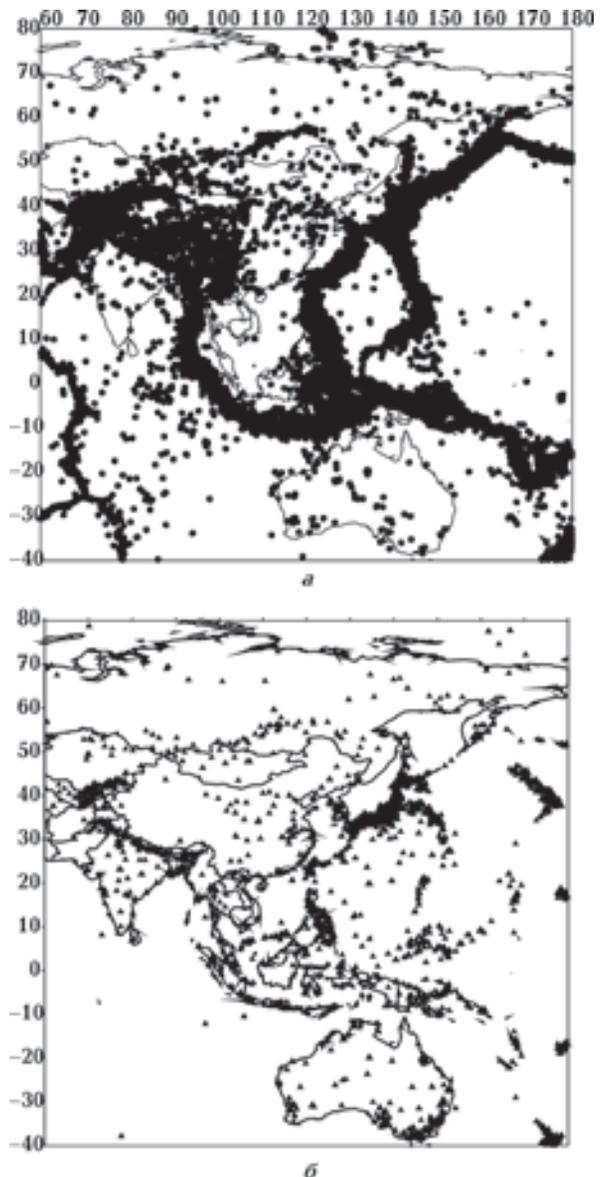


Рис. 2. Карта гипоцентров землетрясений (а) и сейсмических станций ISC (б) для Юго-Восточной Азии.

немезозойско-кайнозойской платформе, получившей в литературе название Сундаленда. В геологическом плане более древним является север Суматры — область мезозойской складчатости, тогда как южная часть представляет собой область кайнозойской складчатости.

Учитывая, что геологическая среда, согласно М. А. Садовскому [Садовский, 1986], — это открытая неравновесная диссипативная блочно-иерархическая структура, где на различных масштабных уровнях мантии идет непрерывный процесс ее реорганизации и на каждый уровень влияет смежный, нельзя игнорировать геодинамическую обстановку окружения, которая вносит свой вклад в нестационарность (в активизацию) мантии изучаемого региона. Так,

северо-западная часть блока Суматра граничит с блоком Паттани (северо-восток), а западная — с блоком Сиболга.

В мантии под блоком Паттани определенный интерес вызывает зона раздела 2 (рис. 4), представленная низкоскоростным слоем. Под скоростными мантийными структурами Индо-Австралийской плиты (блок Никобар) низкоскоростной слой наблюдается на глубине 1650—2150 км под блоком Филиппинская плита низкоскоростной слой зоны раздела 2 выходит из нижней мантии, а его кровля достигает 2050 км. Кровля этого же слоя под блоком Паттани занимает наивысшее положение по сравнению с окружающими мантийными скоростными структурами, поднимаясь до

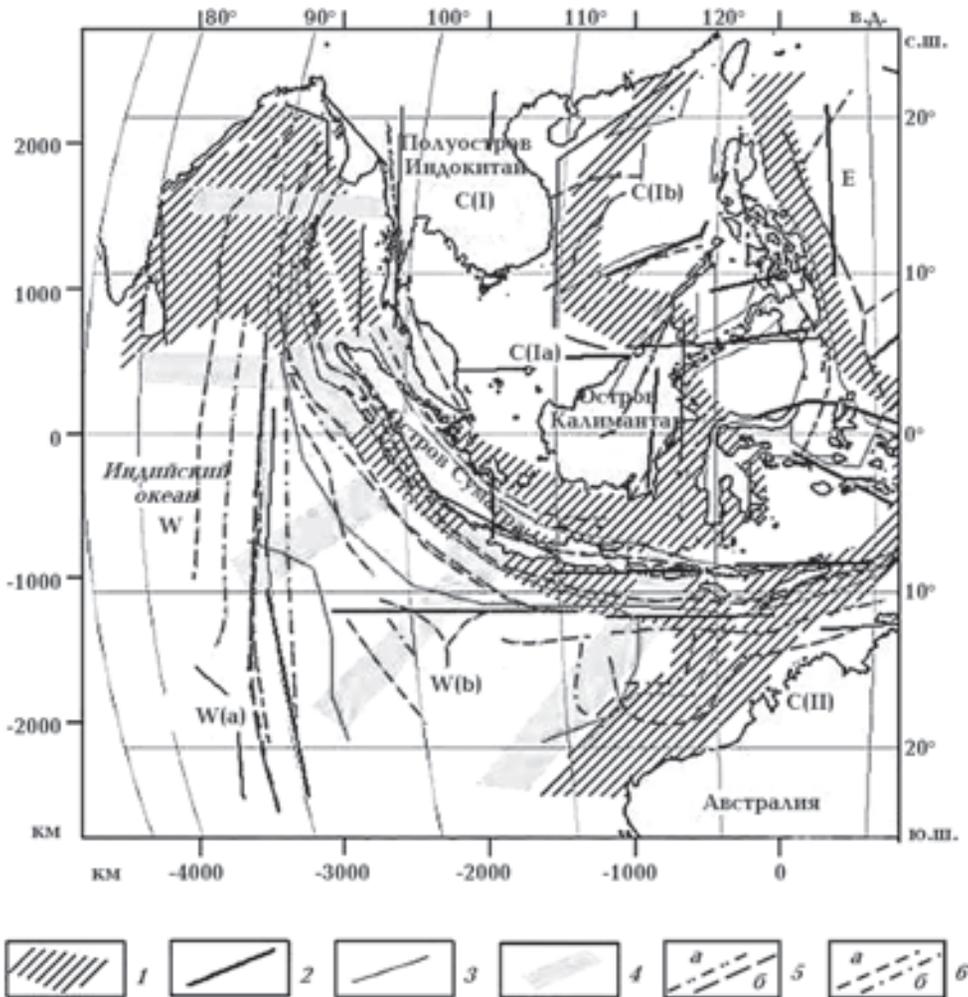


Рис. 3. Схема сегментации Зондской зоны субдукции на основе анализа гравитационного поля и дополнительной геолого-геофизической информации (по А. А. Антипову): 1—3 — градиентные зоны в полях низкочастотной компоненты гравитационного поля (1), среднечастотной компоненты (2), трансформант, рассчитанных по методу Саксова—Нигарда (3); 4 — границы сегментов, выделенных в Зондской зоне субдукции и на прилегающей к ней части Индо-Австралийской плиты; 5 — оси региональных аномалий силы тяжести по среднечастотной компоненте поля силы тяжести (а — положительные, б — отрицательных); 6 — оси положительных (а) и отрицательных (б) аномалий по высокочастотной компоненте гравитационного поля.

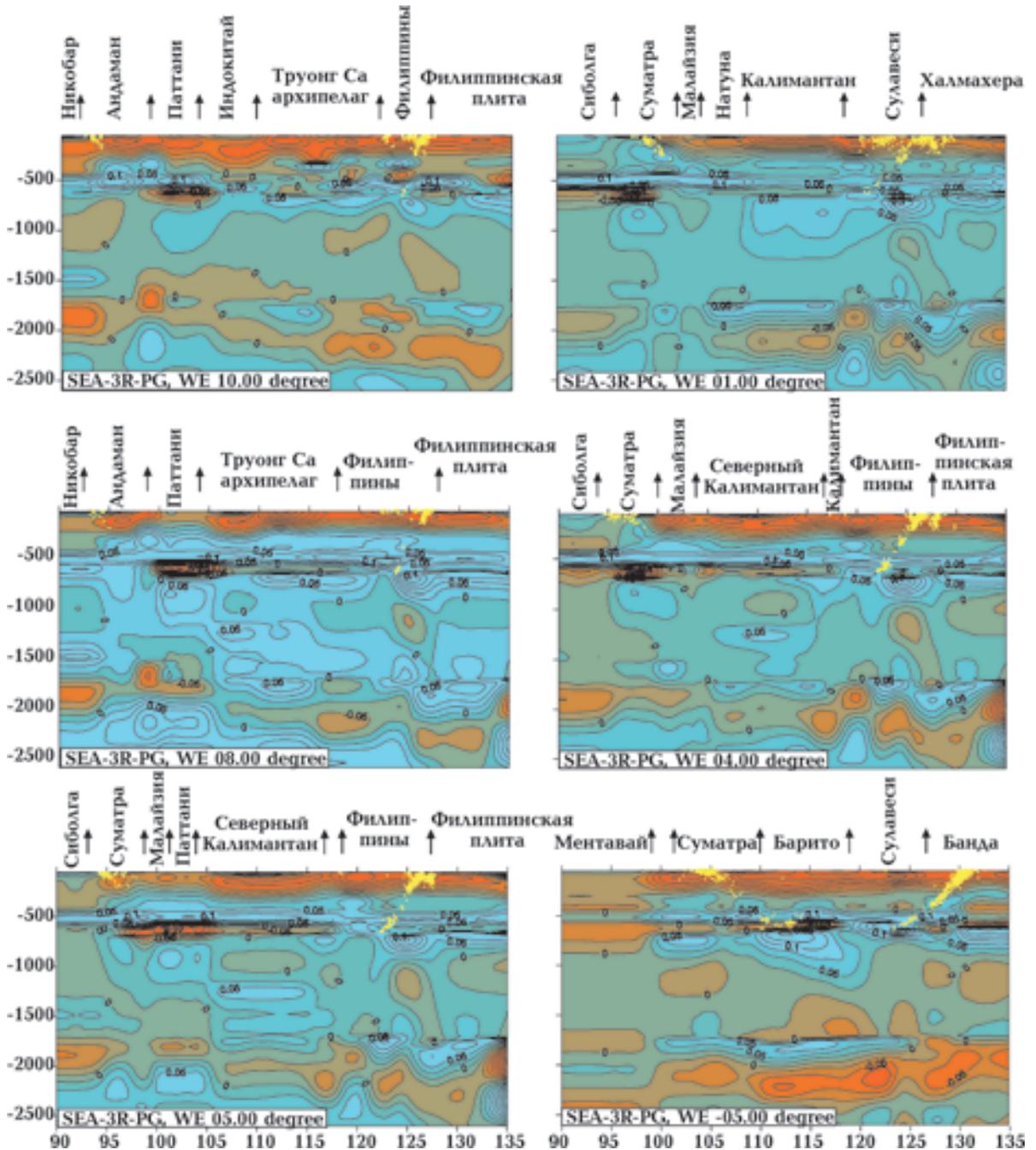


Рис. 4. Широтные сечения 3D *P*-скоростной модели мантии под Юго-Восточной Азией.

WE 10°).

Блок Сиболга характеризуется относительно молодой океанической литосферой по сравнению со всей субдукционной зоной [Антипов, Гайнанов, 2006]. Отсюда характерные скоростные особенности — обширная низкоскоростная область на фоне высокоскоростного окружения средней мантии блоков Ментавай и Никобар, охватывающая глубины 600—2250 км. Как у подошвы, так и у кровли

этой области выделяются низкоскоростные аномалии с невязкой  $-0,05$  км/с. С севера под блок Андаман на глубину 650—800 км погружается высокоскоростной слой, у северной границы блок Сиболга заканчивается низкоскоростной аномалией с небольшим внедрением последней в высокоскоростной слой (рис. 6 на с. 90, SN 93°).

На рис. 7 представлена схема поведения подошвы верхней мантии под Юго-Восточной

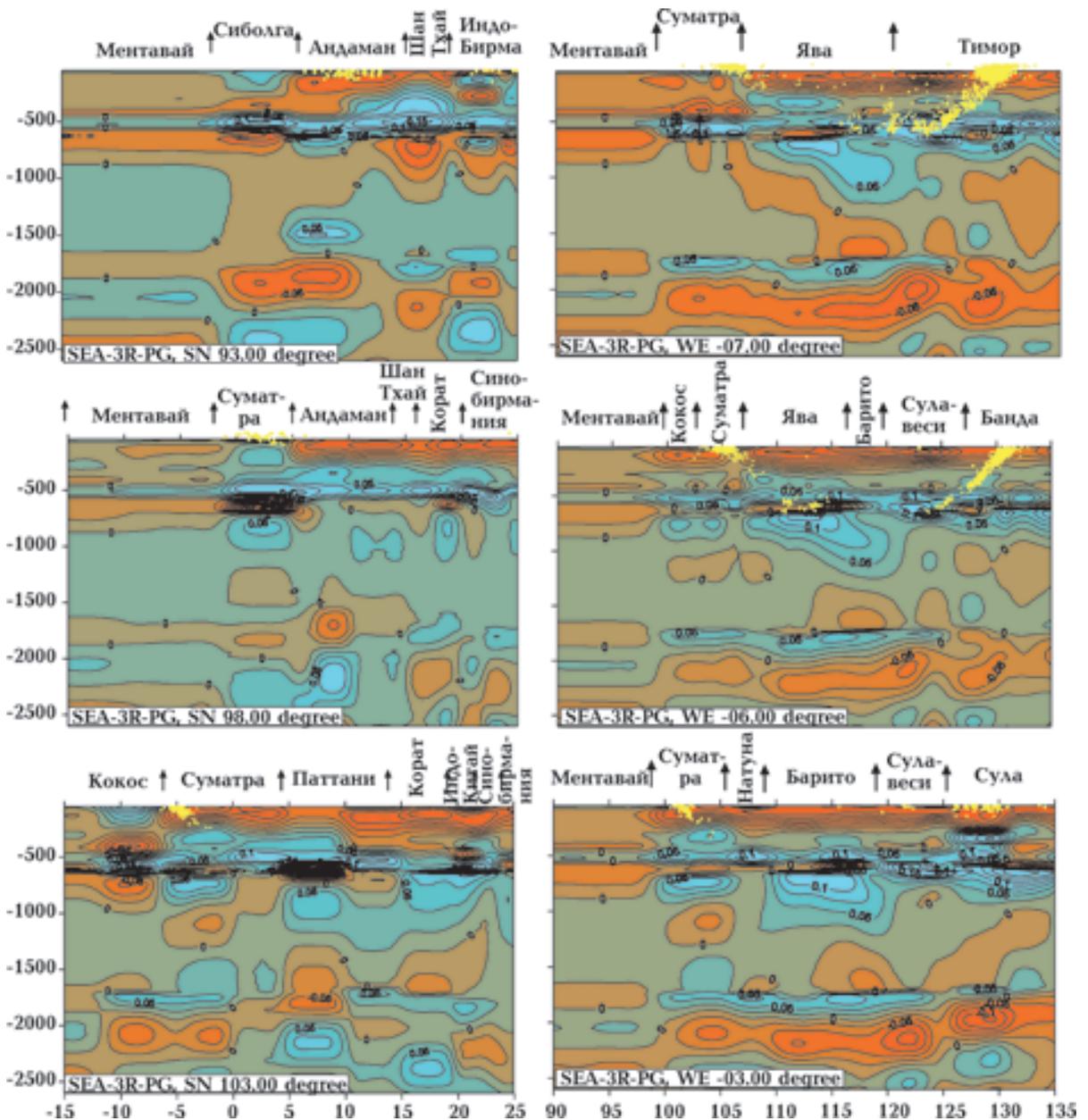


Рис. 6. Долготные и широтные сечения 3D  $P$ -скоростной модели мантии под Юго-Восточной Азией.

1 300 км, что может свидетельствовать о нестабильности в данной области. В свою очередь активизация геодинамической обстановки под блоком Паттани может оказывать влияние на мантийную область непосредственно под блоком Суматра.

Северная часть блока Суматра (стык блоков Суматра и Паттани, широтное сечение) в средней мантии подсекается высокоскоростным наклонным слоем (слэбом), который выделяется под блоком Паттани на глубине 750—1 150 км (см. рис. 4 и 5 на с. 91). В восточном направлении слэб погружается до границы с блоком Филип-

пины (1 450—1 600 км) и его окончание совпадает с границей распространения низкоскоростного слоя зоны раздела 1. Место погружения высокоскоростного слоя на поверхности коррелируется с землетрясениями. Непосредственно под блоком Суматра погруженный наклонный слой уменьшается до размера высокоскоростной аномалии. В то же время одновременно с исчезновением этого погружающегося слоя в средней мантии выделяются встречные наклонные высокоскоростные слои — с юга погружающийся под блок Калимантан (см. рис. 4, WE 04°), с севера — под блок Индокитай (см. рис. 4,

Азией, где выделяется область с ее повышенным положением по сравнению с окружающими структурами. Южная граница этой области совпадает с границей Индо-Австралийской плиты, на севере она проходит по восточной части блока Синобирмания, к западу блока Корат, северной части блока Паттани, южной части блока Индокитай, центральной части блока Труонг Са и делит на северную и южную часть блок Манила. Таким образом, подошва верхней мантии характеризуется более повышенным положением (300—475 км) в выделенной области по сравнению с положением подошвы верхней мантии, соответствующей скоростным мантийным структурам Индо-Австралийской плиты (475—575 км) (см. рис. 4, WE 05°). В эту область входит и блок Суматра (см. рис. 6).

В скоростном строении Юго-Восточной Азии выделяются области, где наблюдаются выходы низких скоростей с глубины 2 600 км и дальнейшее их распространение под структурами Юго-Восточной Азии. На рис. 8 представлена схема распространения низкоскоростного слоя, идущего со стороны блоков Халмахера и Сулла (на востоке — область влияния Тихоокеанских структур) и блоков Шан Тхай и Андаман. Как видно, большая часть землетрясений проецируется на границы областей распространения слоев, выделяемых на глубинах 1800—2200, 1100—2100 км.

Можно отметить, что здесь же (области 01° ю.ш.×1° с.ш.), в зоне раздела 2 с 99 по 100° в.д., идет четкое разграничение влияния скоростных структур со стороны тихоокеанских структур (распространение низкоскоростного слоя с востока) и Индо-Австралийской плиты (низкоскоростная область со стороны блока Сиболга) (см. рис. 4, WE 01°). И если граница влияния тихоокеанских скоростных структур выделяется фрагментарно только в этой области, то граница влияния Индо-Австралийской плиты прослеживается по всей нижней мантии. Особенно четко это проявляется в зоне раздела 2, где сходятся низкоскоростные слои зоны раздела 2 с запада (Индо-Австралийские скоростные структуры) и востока (слой, идущий со стороны тихоокеанских структур) по 99° в.д. в пределах 1° ю.ш.×1° с.ш.

Зона косо́й субдукции Индо-Австралийской плиты под структуры юго-восточной Азии выделяется в пределах 95—100° в.д.×0—5° с.ш. Непосредственно под блоком Суматра на глубине 50 км прослеживается тонкий низкоскоростной слой верхней мантии, под который

погружается под менее крутым наклоном (в отличие от Явы, где погружение более крутое) высокоскоростной слой со стороны блока Сиболга до глубины 350—600 км, где переходят в высокоскоростном слое переходной зоны верхней мантии. Погружение высокоскоростного слоя верхней мантии наблюдается до блоков Калимантан и Натунга.

Под зоной субдукции фиксируется разрыв низкоскоростного слоя зоны раздела 1 и его погружение в среднюю мантию, под блоком Натунга — понижение границы подошвы верхней мантии. Одновременно в средней мантии наблюдается встречное погружение высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии со стороны блоков Халмахера, Филиппины, которое простирается в среднюю мантию до западной границы блока Калимантан (см. рис. 4, WE 01°).

Началу погружения под блок Суматра высокоскоростного слоя верхней мантии соответствует мантийная колонка (99—105° в.д.×0—5° ю.ш.) (см. рис. 6, WE 03°), которая представляет собой чередование высоко- и низкоскоростных аномалий с максимальными значениями невязок 0,075 км/с на глубине 700—800 км, -0,075 км/с на глубинах 1850—1950 км, что может быть представлено как следы прохождения сверхглубинного флюида [Летников, 2001].

Под блоком Суматра в пределах этой колонки наблюдается приподнятость подошвы верхней мантии. Предполагаемое начало мантийной колонки формируется в области 7—6° ю.ш., где зона раздела 1 под блоком Суматра соединяется наклонным низкоскоростным слоем, который начинается на глубине 1350—1700 км под блоками Тимор, Ява, и достигает глубины 650 км под южной окраиной блока Суматра. В северном направлении он уменьшается, и его остатки наблюдаются в виде низкоскоростных аномалий под Суматрой на глубине 1000—1300 км, а под блоками Ява и Барито — с более низкоскоростной аномалией с невязкой -0,025 км/с на глубине 1300—1700 км (см. рис. 6, WE 07°).

**Юго-восточная часть блока Суматра.** Если для верхней мантии окружения Юго-Восточной Азии (Индо-Австралийская плита) характерны высокие скорости, то в мантийных скоростных структурах собственно Юго-Восточной Азии в верхней мантии преобладают низкие скорости. Начало распространения низкоскоростная область верхней мантии берет со стороны блока Тимор, продвигаясь и охватывая юго-восточную часть исследуемого региона, в то

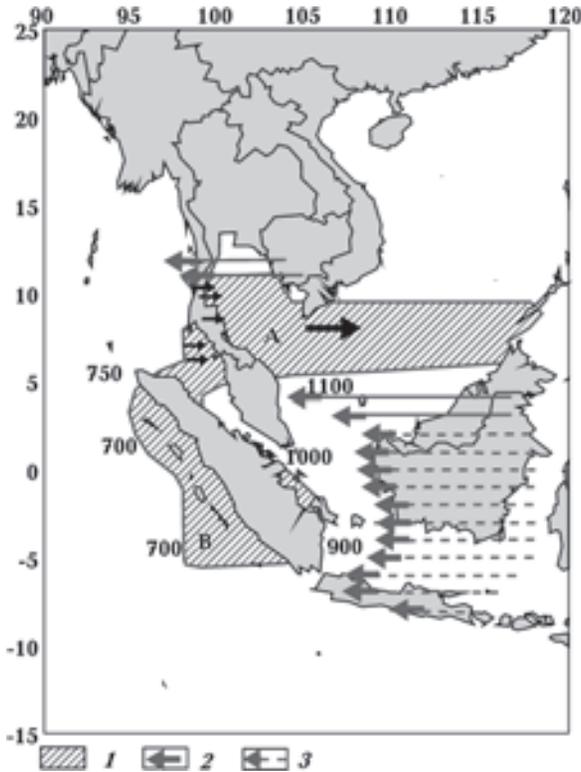


Рис. 5. Схема распространения высокоскоростного слоя, погружающегося со стороны блока Андаман: А — погружающийся слой; В — остаток высокоскоростного слоя в виде высокоскоростной аномалии, 1 — высокоскоростной слой, 2 — встречные наклонные слои, 3 — высокоскоростной слой, погруженный в среднюю мантию.

время как на северо-западе низкоскоростная область в верхней мантии распространяется со стороны блоков Бенгал, Индо-Бирманья, Шан Тхай. Уже под юго-восточной частью блока Суматра это довольно мощная низкоскоростная верхняя мантия (до 300 км на границе с блоком Кокос, ближе к 0° уменьшается до 200 км), и лишь на южной окраине выделяется фрагмент высокоскоростного слоя сейсмической литосферы — часть погружающегося высокоскоростного слоя верхней мантии, соответствующего Индо-Австралийской плите. В верхней мантии для границы блоков Кокос и Суматра характерен контраст невязок — под блоком Кокос выделяются высокоскоростные невязки 0,1—0,125 км/с, в то время как под блоком Суматра — низкоскоростные от –0,15 до –0,125 км/с. Контраст невязок наблюдается до глубины 1 000 км (см. рис. 6, SN 103°).

Низкоскоростная зона раздела 1, соответствующая Индо-Австралийской плите, выделяется на глубине 575—900 км, в сторону Южной Суматры скачкообразно утоняется, что свиде-

тельствует об активизации процессов в мантии под данным районом (см. рис. 4, WE 05°).

Средняя мантия под южной частью Суматры высокоскоростная, имеющая в кровле и подошве высокоскоростные аномалии с невязками 0,05—0,075 км/с. Под южной границей блока Суматра наблюдается очень тонкая, местами сформированная из отдельных низкоскоростных аномалий, низкоскоростная зона раздела 1, которая в северном направлении, расширяясь, формирует сплошной низкоскоростной слой.

Южная граница блока Суматра выделяется скоростной границей (6—7° ю.ш.) по области стыка низко- и высокоскоростных аномалий: в верхней мантии на глубине 50—250 км низкоскоростная область (с минимальной невязкой –0,125 км/с) и высокоскоростная область (0,125 км/с) на глубине 250—500 км — низкоскоростная аномалия (–0,125 км/с) и высокоскоростная (0,05 км/с), на глубине 700—1 000 км — высокоскоростная (0,075 км/с) и низкоскоростная (–0,075 км/с).

**Северо-западная часть блока Суматра.** Северная граница Андаман—Суматра в верхней мантии выделяется на стыке низкоскоростной (невязка –0,075 км/с) и высокоскоростной (не-

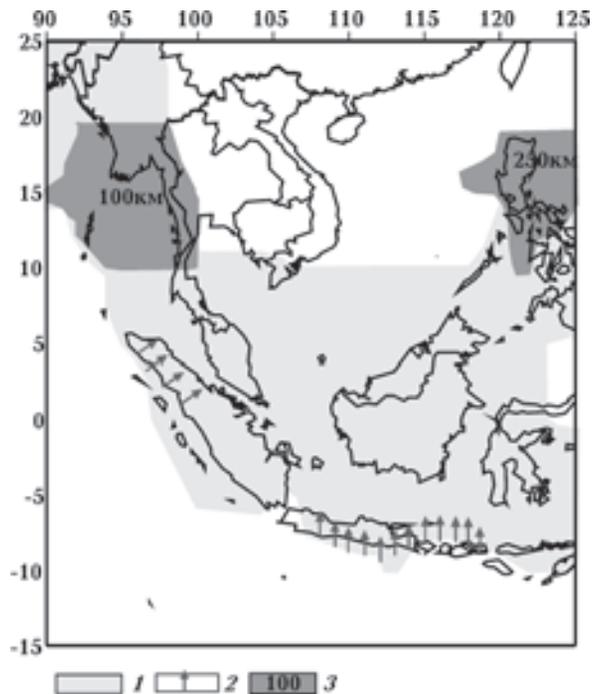


Рис. 7. Схема распространения приподнятой части подошвы верхней мантии: 1 — приподнятая часть подошвы верхней мантии, 2 — погружение высокоскоростных слоев, 3 — области минимальной глубины распространения подошвы верхней мантии (глубина 100 км).

вязка 0,025 км/с) областей. Наблюдается увеличение мощности переходной зоны верхней мантии от 100 км (блок Ментавай) до максимального значения 550 км (блок Шан Тхай). Под блоком Суматра мощность переходного слоя верхней мантии 200 км. Северо-западная окраина блока, как и блок Сиболга, характеризуется низкоскоростной средней мантией. Далее на восток с севера идет расширение высокоскоростной области в средней мантии. Область низких скоростей в средней мантии под блоком Суматра после 95° в.д. сменяется высокими скоростями, и лишь на глубине 1 200—1 600 км выделяются остаточные низкоскоростные аномалии. Таким образом, под северной частью блока проходит граница перехода от низкоскоростной средней мантии (блок Сиболга) к высокоскоростной средней мантии (блок Малайзия).

Как было указано во введении, определенная роль в представлении геодинамических процессов отводится сейсмическим границам. По результатам сейсмической томографии, в отличие от результатов ГСЗ, в основном четко выделяются скоростные сейсмические границы геосфер в мантии и, как правило, вопрос о выделении границ в пределах последних не рассматривается, что связано с определенными проблемами, возникающими при решении таких задач.

Основной вопрос связан с использованием крупнейших сейсмологических систем наблюдений, например ISC, NEIS, IRIS и др. Задача сейсмической томографии при этом решается для первых времен вступлений  $P$ - или  $S$ -волн, и пользователь не имеет доступа к последующим вступлениям ( $P$ - или  $S$ -волн, преломленных и отраженных), что затрудняет решение задачи о выделении сейсмических границ. Решение задачи сейсмической томографии для  $P$ -волн методами линеаризации проводится в предположении

$$n(x) \in C^2(D), \text{ либо } v(x) \in C^2(D),$$

где  $x=(x_1, x_2, x_3)$ ,  $z=x_3$  — глубина,  $D$  — замкнутая кривая, ограничивающая область исследования. Отсюда функция  $v(x)$  определяет градиентную среду и ее точки перегиба определяют преломляющие границы.

Метод тейлорового приближения нелинейности [Геуко, 2004] позволяет, в силу обращения годографов-сечений обобщенного поля времен, определить возможные сейсмические границы как точки перегиба множества функций скорости ( $v^k(z)$ ), где  $k$  — число годографов-сечений

исследуемой области. Использование в задачах сейсмической томографии времен, в том числе и первых вступлений  $P$ -волн и отсутствие данных о последующих вступлениях отраженных волн, заставляет нас оговаривать полученные точки перегиба как «возможные границы», сопоставляя их со скоростными неоднородностями. В то же время следует отметить, что традиционные представления результатов сейсмической томографии могут быть интерпретированы как конечно-разностные представления градиентной среды искомого решения при использованной системе наблюдений в заданном приближении нелинейности и использованном аппарате тихоновской регуляризации при численном решении задачи. Тогда полученные точки перегиба скоростных кривых уточняют скоростную характеристику скоростной среды, представляемую в виде изолиний невязок скорости относительно референтной модели.

Основные возможные сейсмические границы для мантии под Суматрой и ее окружением определены как 75±25 км, 175±25 км, 225±25 км, 450±25 км, 575±25 км, где 25 км — принятый шаг по глубине в графическом представлении модели (рис. 9), и согласованы с вертикальными сечениями. Распределение выделенных границ по площади и глубине позволяет выделить в мантии под Суматрой и ее окружением северную и южную подобласти. Раздел определяется юго-восточной границей зоны погружения.

На глубине 75 км в мантии под северной Суматрой возможные границы соответствуют зоне погружения наклонного, высокоскоростного слоя. Граница 175 км соответствует пограничной области высокоскоростной аномалии мантийной колонки (следа прохождения сверхглубинного мантийного флюида), граница 225 км — подошве верхней мантии, т. е. переходу от низкоскоростной верхней мантии к ее высокоскоростной переходной зоне. В интервале глубин 250—400 км отсутствуют как возможные границы, так и землетрясения. Граница 450 км определяется в переходной зоне верхней мантии. Области проявления сверхглубинных флюидов представлены на рис. 10 (детально см. работу [Заец, 2011]). Граница 575 км определяет подошву переходной зоны. Полученные результаты подтверждают представления о менее мощной верхней мантии исследуемого региона и мощности переходной зоны. Возможные выделенные границы 175±25 км и 475±25 км можно отнести к сейсмическим границам, соответствующим Исландскому и Афарскому плюмам [Vinnik et al., 2005].

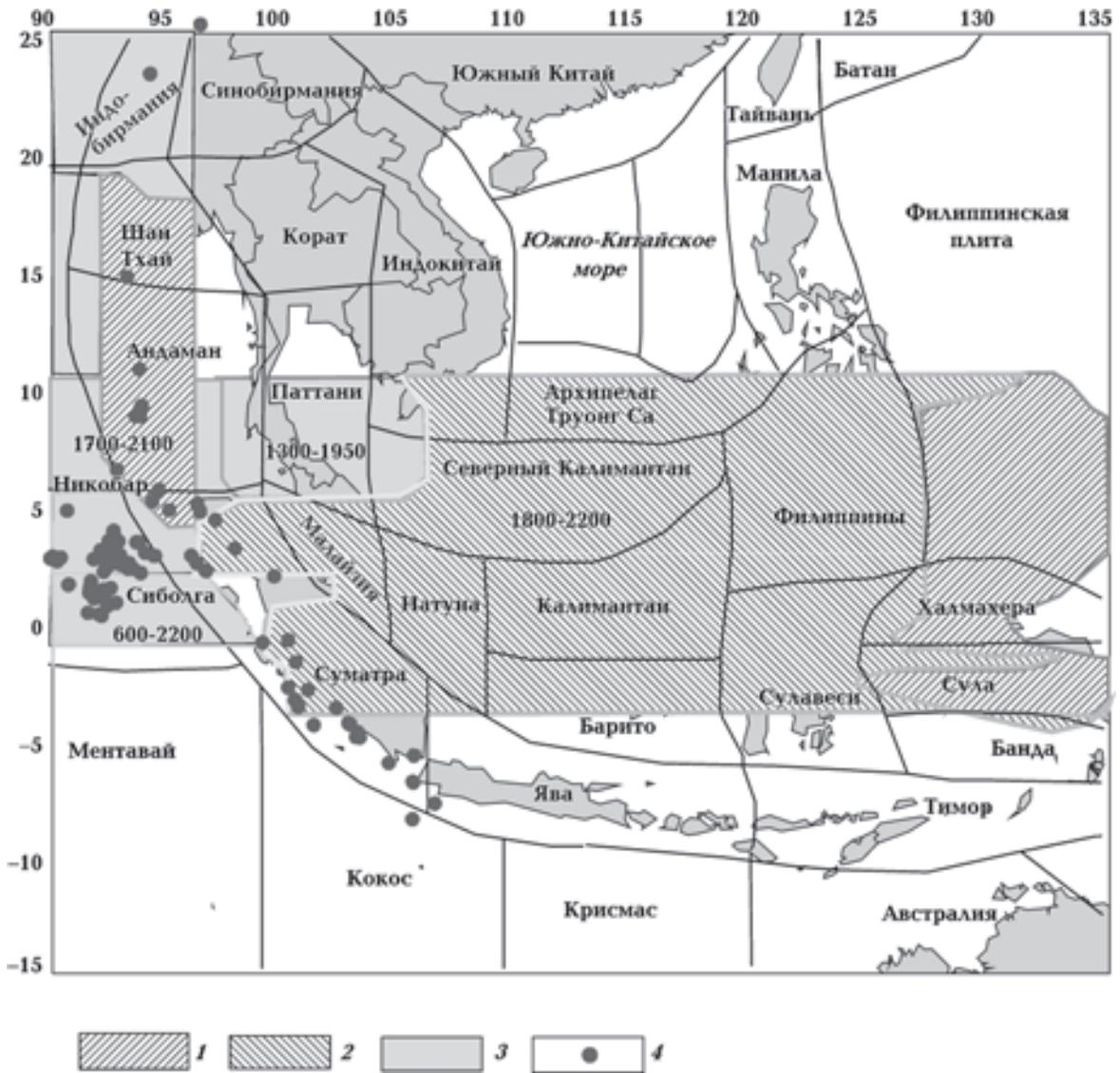


Рис. 8. Схема распространения выходов низких скоростей из нижней мантии: 1 — под Филиппинской плитой (с глубины 2600 км); 2 — под блоками Халмахера-Сула; 3 — под блоками Андаман и Шан Гхай; 4 — землетрясения за 2012 г.

Отсутствие резких изменений градиентов скорости и соответственно землетрясений на глубине 250—400 км подчеркивает необходимость более тщательного рассмотрения градиентных характеристик среды.

Выделенные границы подчеркивают наличие сформированных в мантии протяженных скоростных неоднородностей, фиксирующих прохождение флюида, подъем которого в разломных зонах может провоцировать землетрясение.

**Выводы.** Несмотря на большое внимание исследователей к вопросам глубинного строения, геодинамики данного региона, отдельные

аспекты проблем остаются предметом дискуссий. Использование томографических моделей дает возможность исследовать связь современных геодинамических обстановок с глубинным строением Земли. В нашем случае полученная на основе метода, предложенного В. С. Гейко, трехмерная  $P$ -скоростная модель мантии под Юго-Восточной Азией и ее окружением дает возможность сделать некоторые выводы о сейсмичности данного региона (Суматры), проанализировав глубинные процессы, оказывающие непосредственное или косвенное влияние на сейсмичность данного региона.

1. Анализ скоростного строения показыва-

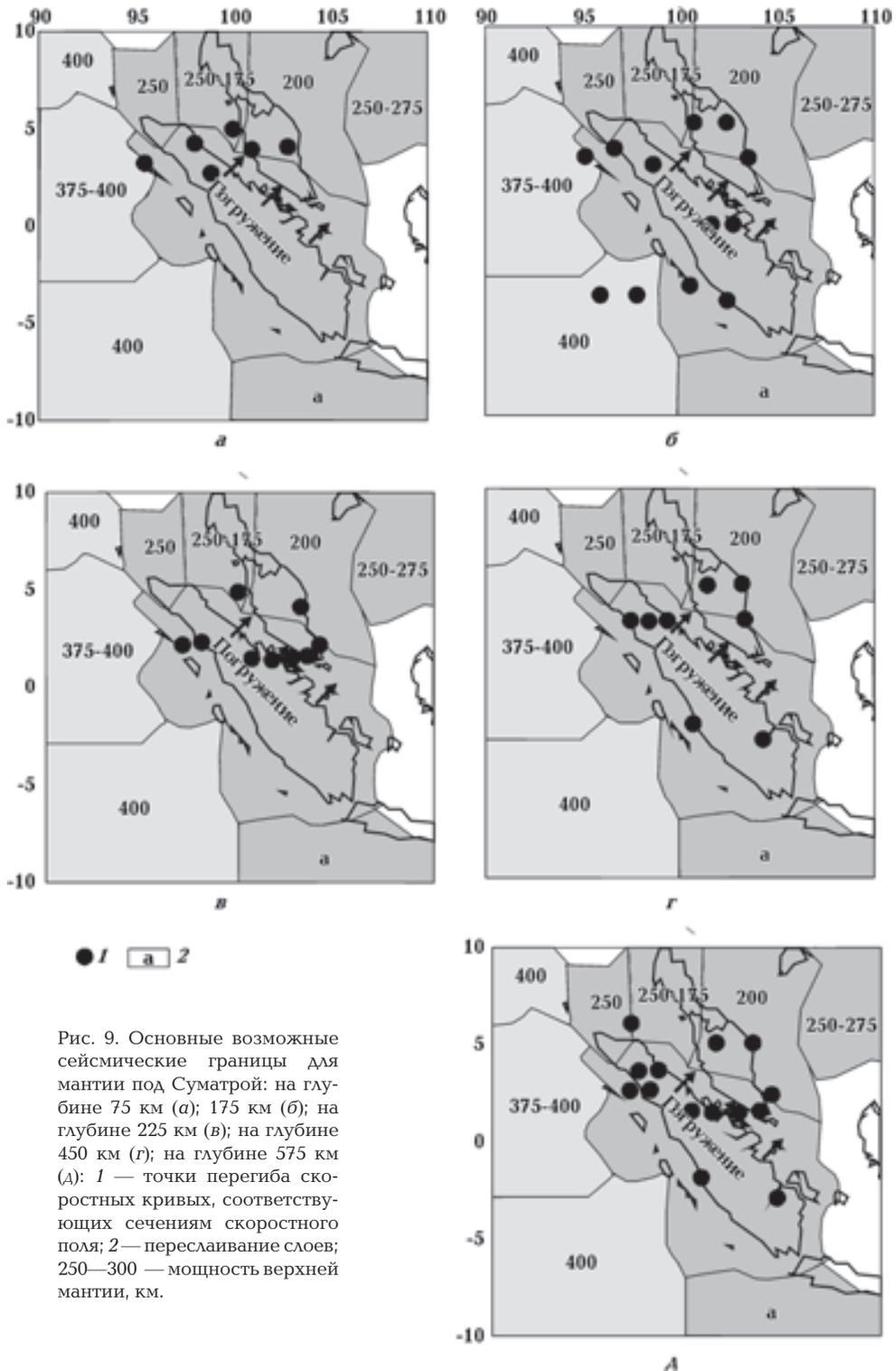


Рис. 9. Основные возможные сейсмические границы для мантии под Суматрой: на глубине 75 км (а); 175 км (б); на глубине 225 км (в); на глубине 450 км (г); на глубине 575 км (д): 1 — точки перегиба скоростных кривых, соответствующих сечениям скоростного поля; 2 — переслаивание слоев; 250—300 — мощность верхней мантии, км.

ет, что Суматра расположена на стыке областей распространения низкоскоростных слоев зоны раздела 2, выходящих из нижней мантии со стороны блоков Сула и Филиппины (на востоке) и блоков Шан Тхай и Андаман (север) (см. рис. 4 WE 01°, рис. 8).

2. На активизацию данного региона оказывают непосредственное влияние геодинамические обстановки прилегающих областей.

3. Начало погружения под блок Суматра высокоскоростного слоя верхней мантии (зона косо́й субдукции) выделяется мантийной ко-



Рис. 10. Мантийные скоростные колонки, выделяемые по данным сейсмической томографии в мантии под Юго-Восточной Азией: 1 — мантийные скоростные колонки 50 км (минимальная глубина) до 2500 км (максимальная глубина).

лонкой (след прохождения сверхглубинного флюида);

4. Выделенные границы в результате анализа градиентов скоростей являются дополнительным подтверждением активизации в данном регионе различных слоев мантии и подтверждает правильность выделенных нами ранее мантийных скоростных колонок.

Таким образом, в результате анализа трехмерной *P*-скоростной модели мантии под Юго-

Восточной Азией подтверждаются представления Ю. М. Пушаровского, что мантийные геосферы геодинамически представляют собой открытые неравновесные системы, в пределах которых под воздействием спонтанных энергетических факторов могут возникать закритические состояния, круто изменяющие ход конвективных процессов и тектонических преобразований [Пушаровский Ю. М., 1998; Пушаровский Ю. М., Пушаровский Д. Ю., 1999].

Список литературы

- Антипов А. А., Гайнанов А. Г. Особенности субдукции при встречном взаимодействии Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит: *Материалы XVII молодежной конференции «Геология и геоэкология Северо-Запада России»*. Петрозаводск: Изд. Карел. научн. центра РАН, 2006. С. 9—12.
- Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 3. С. 48—68.
- Гуфельд И. Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Научное издание. Королев: ЦНИИМаш, 2007. 160 с.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН «ГЕО», 2001. 408 с.
- Заец Л. Н. Скоростные границы в мантии Юго-Восточной Азии и Южного Китая. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 1. С. 62—71.
- Копничев Ю. Ф., Соколова И. Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня. *Физика Земли*. 2003. № 7. С. 35—47.
- Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза. *Геология рудных месторождений*. 2001. Т. 43. № 4. С. 291—307.
- Пуцаровский Ю. М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика. *Докл. РАН*. 1998. Т. 360. № 4. С. 518—522.
- Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геосферы мантии Земли. *Геотектоника*. 1999. № 1. С. 3—14.
- Саговский М. А. Автомодельность геодинамических процессов. *Вестник АН СССР*. 1986. № 8. С. 3—11.
- Geyko V. S. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 1. С. 3—32.
- Hall R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *J. Asian Earth Sci.* 20, 353—431.
- Hamilton W., 1979. Tectonics of the Indonesian region. USGS Prof. Paper. 1078.
- Vinnik L. P., Foulger G. R., Du Z., 2005. Seismic boundaries in the mantle beneath Iceland: a new constraint on temperature. *Geophys. J. Int.* 160, 533—538.

## Velocity model of the mantle structure under Sumatra and seismic activity of the area

© A. V. Kendzera, L. N. Zayets, T. A. Tsvetkova, A. N. Ostrovnoy, 2014

Within the framework of a three-dimensional P-velocity model of the mantle of the South-East Asia, the mantle velocity structure beneath Sumatra and its surroundings has been considered with the identification of possible premises in the deep structure of the mantle for manifestation of earthquakes in the region. The model has been obtained by application of the method of Taylor approximation for solution of seismic tomography problem of P-waves arrival time introduced by V. S. Geiko.

**Key words:** mantle, velocity model, Sumatra, earthquakes

### References

- Antipov A. A., Gajnanov A. G., 2006. Features counter interaction with subduction of the Indo-Australian and Eurasian tectonic plates: *Proceeding of the XVII Youth Conf. «Geology and Geo-Ecology Northwest Russia»*. Petrozavodsk: Karel. Sci. Center RAS, 9—12 (in Russian).
- Gejko V. S., 1997. Teylorovo approximation of the wave equation and the eikonal in inverse seismic problems. *Geofizicheskiy zhurnal* 19(3), 48—68 (in Russian).
- Gufel'd I. L., 2007. Seismic process. Physical and chemical aspects. Scientific publication. Korolev, 160 p. (in Russian).
- Dobrecov N. L., Kirdjashkin A. G., Kirdjashkin A. A., 2001. Deep Geodynamics. Novosibirsk: Siberian Branch of RAS «GEO», 408 p. (in Russian).
- Zaec L. N., 2011. Speed boundaries in the mantle of Southeast Asia and southern China. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(1), 62—71 (in Russian).

- Kopnichen Ju. F., Sokolova I. N.*, 2003. Spatio-temporal variations of the field S-wave absorption in the source areas of strong earthquakes Tien Shan. *Fizika Zemli* (7), 35—47 (in Russian).
- Letnikov F. A.*, 2001. Ultradeep fluid systems of the Earth and the problem of ore genesis. *Geologija rudnyh mestorozhdenij* 43(4), 291—307 (in Russian).
- Pushharovskij Ju. M.*, 1998. Seismotomography, tectonics and geodynamics of the deep. *Doklady RAN* 360(4), 518—522 (in Russian).
- Pushharovskij Ju. M., Pushharovskij D. Ju.*, 1999. Geosphere mantle. *Geotektonika* (1), 3—14 (in Russian).
- Sadovskij M. A.*, 1986. Scaling of geodynamic processes. *Vestnik AN SSSR* (8), 3—11 (in Russian).
- Geyko V. S.*, 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskij zhurnal* 26(1), 3—32.
- Hall R.*, 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *J. Asian Earth Sci.* 20, 353—431.
- Hamilton W.*, 1979. Tectonics of the Indonesian region. USGS Prof. Paper. 1078.
- Vinnik L. P., Foulger G. R., Du Z.*, 2005. Seismic boundaries in the mantle beneath Iceland: a new constraint on temperature. *Geophys. J. Int.* 160, 533—538.