

Землетрясение в Аквиле и особенности трехмерного *P*-скоростного строения мантии под Адриатической плитой и ее окружением

© *В. И. Старостенко, А. В. Кендзера, И. В. Бугаенко, Т. А. Цветкова, 2011*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 21 апреля 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

У статті наведено зв'язок поверхневого (корового) землетрусу, який відбувся 6 квітня 2009 р. у м. Аквіла в Італії, та глибинних мантийних процесів під цим регіоном, що проаналізовані на основі тривимірної *P*-швидкісної моделі мантиї до глибини 2500 км. Землетрус приурочений до області, що характеризується в мантиї наявністю субвертикальної зони поділу, в якій чергуються (по латералі) ділянки з високими і низькими швидкостями.

Confinement of the surface (crustal) earthquake happened on April 25 2009 in the area of the city Aquila in Italy to deep mantle processes under this area has been shown, which have been analyzed on the basis of three-dimensional *P*-velocity model of the mantle up to the depth of 2,500 km. This earthquake is confined to the area, which is characterized by certain sub-vertical dividing zone in the mantle where alternation (along the lateral) of the areas with high and low velocities takes place throughout all the depths.

Введение. Основным свойством геофизической среды является ее неоднородность. Системы связей, определяющиеся конкретными наборами параметров, таких как плотность, электропроводность, упругие параметры, пористость, проницаемости для флюидов, представляют реальную физическую структуру среды. Отсюда понятна необходимость рассмотрения задач о делимости геофизической среды как по отдельным физическим параметрам, так и по их совокупностям. Такие представления развиваются особенно ярко в геофизических и геологических задачах, связанных с геодинамикой и геоэнергетикой. Для геологической среды понятие блоковости было четко определено в работах Л. И. Красного [Красный, 1967, с. 117; 1998, с. 17]: «Геоблоками следует называть крупные региональные структуры, размером (800—1400 км)×(1500—2200 км), т. е. общей площадью около 1—5 млн кв. км, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма и отсюда — определенными формационными рядами и соответственно типовым набором минералогических областей». Переход от континуальной (сплошной) геофизической среды к дискретной (блоковой) привел к понятию открытой неравновесной блоково-иерархической

системы [Садовский, 1979; 1999], непосредственно связанной с проблемами прогноза землетрясений. Существовавшие наработки в этой области [Добровольский, 1991] можно оценить как фундамент, на основе которого были сформулированы основные положения предложенной теории. «Принципиальная возможность предсказания основывается на том факте, что землетрясение не является внезапным событием, а готовится более или менее продолжительное время и этот процесс раскрывает себя в различных физических явлениях — предвестниках землетрясений» — таким образом [Добровольский, 1991, с. 7] была сформулирована задача прогноза землетрясения как обратная задача подготовки землетрясения. Обзор современного состояния проблемы хорошо представлен в таких работах как [Гольдин, 2004; Стаховский, 2007; Гуфельд, 2008 и т. д.]. К настоящему времени количество рассматриваемых предвестников велико. Однако задача так и не решена, по-видимому, прежде всего, из-за отсутствия единой физико-математической модели, связывающей в одно целое пространство предвестников и возникновение процессов в среде и очаге, что является крайне сложной задачей нелинейной геофизики. Далее необходимо от-

метить, что все описанные результаты получены для коровых процессов (вещество в твердой фазе). И. П. Добровольским [Добровольский, 1991] был поставлен вопрос о том, что является более существенным в процессе подготовки землетрясения: качественные и количественные характеристики земной коры либо решающим становится характер мантийных перемещений, которые являются причиной коровых перемещений.

Подход к открытой неравновесной, блоково-иерархической системе предполагает существование и выделение как коровой, так и корово-мантийной и мантийной делимости по совокупности физических параметров. Для скоростной модели коры по *P*-волнам такая работа была проделана Ю. К. Шукиным [Юдахин и др., 2003]. Решение такой задачи для скоростной модели мантии требует выделения скоростных особенностей, которые могут быть основой для определения делимости мантии.

Задачи, связанные с характеристиками мантии, получили значительный стимул в своем развитии, исходя из разработанных в последние 20 лет методов решения задач сейсмической томографии. Прежде всего появились попытки связать поведение границы Мохоровича как с возможной блоковой структурой коры [Teng et al., 2003], так и определиться в связях с сейсмогенными зонами [Трипольский и др., 2009]. Тем не менее остается вопрос о том, как глубоко в мантии проявляются скоростные характеристики (и какие), связанные с коровыми землетрясениями.

Изучению скоростных структур мантии Средиземноморья посвящено множество работ [Spakman et al., 1993; De Jonge et al., 1994; Wortel, Spakman, 2000; Marone et al., 2004; Piromallo, Morelli, 2003; Faccenna, 2003; Hafkenscheid et al., 2006; Schmid et al., 2008; Koulakov et al., 2009 и др.], основной акцент в которых сделан на исследовании задуговых бассейнов и связанных с ними зон субдукции.

Данная статья посвящена изучению скоростного строения мантии под Адриатической микроплитой и ее окружением (рис. 1) в свете произошедшего 6 апреля 2009 г. в районе г. Аквила (Италия) разрушительного землетрясения, механизм которого представлен в работе [Pondrelli, 2010]. Землетрясения в Центральной Италии вызывают большой интерес у специалистов. В 2009 г. вышел специальный выпуск журнала «Tectonophysics», посвященный землетрясению 1997 г. в области Умбра-Маркской зоны, где дан подробный

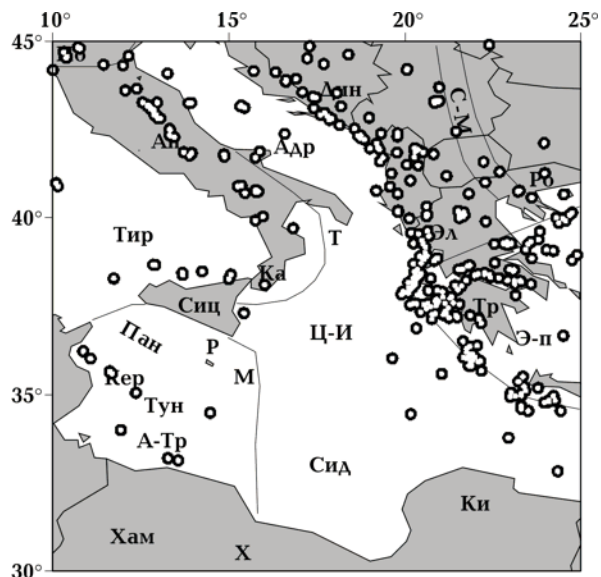


Рис. 1. Тектоническая схема Западного Средиземноморья (по [Хаин, 1984; 2001; Богданов и др., 1994] упрощенно) с вынесенными землетрясениями с $M \geq 5$, глубиной до 50 км за период 1973—2009 гг. [Earthquake ..., 2009]: А-Тр — прогиб Аштард-Триполитани, Адр — Адриатическая микроплита, Ап — Аппенины, Дин — Динариды, Ка — Калабрия, Кер — свод Керкена, Ки — поднятие Киринаики, М — поднятие Медины, Пан — прогиб Пантеллерия, По — впадина По, Р — поднятие Рагуза, Ро — Родопский массив, С-М — Сербо-Македонский массив, Сид — впадина Сидра, Сиц — о-в Сицилия, Т — прогиб Таранто, Тир — Тирренское море, Тр — зона Триполица Элленид, Тун — Тунисская микроплита, Х — грабен Хона, Хам — впадина Хамада, Э-п — Эгейская микроплита, Эл — Эллениды, Ц-И — Центрально-Ионическая впадина.

геолого-геофизический обзор материалов по Центральной Италии [Tectonophysics ..., 2009]. Следует отметить, что все итальянские землетрясения с $M > 5$, в том числе и Аквильское 2009 г., являются коровыми (за исключением землетрясений в Тирренском море) [Earthquake ..., 2009]. В настоящей статье на основании анализа полученной трехмерной *P*-скоростной модели мантии под Средиземноморьем делается попытка увязать проекцию на глубину очага Аквильского землетрясения 2009 г. не только с коровыми структурами, но и со скоростным строением мантии под гипоцентром данного землетрясения, оценить до какой глубины в мантии сохраняются признаки коровых землетрясений (проекции очагов коровых землетрясений), связанных с Адриатической плитой и ее окружением.

Данные. Скоростное строение мантии данного региона представлено в рамках трехмерной *P*-скоростной модели мантии Евразии [Гейко и др., 2007б], полученной методом Тейлорова приближения решения задачи

сейсмической томографии, предложенного В. С. Гейко [Гейко, 1997; Geuko, 2004]. По отношению к методам классической линейаризации, преимуществом использованного метода является независимость от выбора одномерной референтной скоростной модели. При графическом представлении результатов в качестве референтной модели рассматривается обобщенная средняя скорость, полученная вследствие решения задачи сейсмической томографии для мантии под Евразией [Geuko, 2004]. Решение представлено на равномерной сетке $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times 25$ км, что и определяет разрешающую способность модели [Geuko, 2004].

В качестве исходных используются данные о временах прихода первых вступлений P -волн на станции мировой сейсмологической сети за период с 1964 по 2004 г., опубликованные в бюллетенях International Seismological Centre (ISC). Были выбраны землетрясения, удовлетворяющие следующим требованиям: 1) магнитуда $\geq 4,5$; 2) глубина гипоцентра ≤ 50 км; 3) количество станций, зарегистрировавших землетрясение, не менее 300. Описание использованных системы наблюдений и методики представлено в работе [Гейко и др., 2007а].

Результаты. На рис. 2 представлены горизонтальные сечения трехмерной P -скоростной модели верхней мантии исследуемого региона до глубины 175 км. На глубине 50 км исследуемая область является низкоскоростной, за исключением крайних северо-восточной (северо-западный шельф Черного моря, Добруджа, Карпаты) и южной (северная часть Африканской плиты и прилегающая часть Средиземного моря) частей. При общем низкоскоростном фоне на данной глубине под Адриатической микроплитой выделяются две более высокоскоростные подобласти, разделенные низкоскоростной областью ($15\text{--}16^\circ$ в. д.), а также более высокоскоростная область под впадиной По (до 7,9 км/с). На общем низкоскоростном фоне указанные более высокоскоростные подобласти окружены следующими низкоскоростными подобластями: под Апулией (скорость до 7,725 км/с), под Эленидами (до 7,7 км/с), под южной частью Динарид (до 7,725 км/с), под северной частью Адриатической микроплиты (до 7,65 км/с), под областью, включающей центральную часть Аппенин и северо-восточную часть Тирренского моря (до 7,725 км/с) и между двумя более высокоскоростными подобластями Адриатической микроплиты (до 7,75 км/с).

Южная, более высокоскоростная, подобласть (до 7,925 км/с) под Адриатической микроплитой с юго-запада ограничена мантийной областью под Апулией («каблуком» и «шпорой» Аппенинского полуострова с прилегающей с северо-востока частью Адриатического моря), с северо-востока — мантийной областью под Динаридами и северной частью Эленид. Северная, более высокоскоростная подобласть под Адриатической микроплитой, характеризуется скоростью до 7,85 км/с. Примечателен факт приуроченности землетрясения 6 апреля 2009 г. в районе г. Аквила с магнитудами $M_w=6,3$, $m_b=5,9$, $MS=6,2$ [Earthquake ..., 2009] к границе (между изолиниями 7,8 и 7,825 км/с) между северной более высокоскоростной подобластью под Адриатической микроплитой и более низкоскоростной на общем низкоскоростном фоне областью под центральной частью Аппенин и северо-восточной частью Тирренского моря.

С глубиной более высокоскоростные на общем низкоскоростном фоне подобласти мантии под Адриатической микроплитой трансформируются и их конфигурация условно может быть выделена по изолинии 7,95 км/с на глубине 75 км, по 8,025 км/с — на 100 км, по 8,125 км/с — на 150 км, по 8,075 км/с — на 125 км (см. рис. 2).

Южная, более высокоскоростная на общем низкоскоростном фоне на глубине 50 км, подобласть мантии под Адриатической микроплитой на глубине 75 км распространяется в юго-восточном направлении южную часть Апулии, под восточную часть Центрально-Ионической впадины, южную часть Динарид и под Элениды (до границы с зоной Триполица Эленид на юге и до Сербо-Македонского массива на востоке). В юго-восточной части подобласти на указанной глубине выделяется высокоскоростная аномалия с максимальным значением скорости 7,85 км/с, которая наблюдается как высокоскоростная область до глубины 150 км (с небольшими изменениями конфигурации и со смещением в восточном направлении к северной границе зоны Триполица Эленид). В свою очередь, с юга наблюдается погружение высокоскоростной Африканской плиты под Эгейскую микроплиту в северо-северо-западном направлении, которое прослеживается до глубины 350 км до Северо-Эгейского прогиба [Гейко и др., 2007а]. Мантия под зоной Триполица Эленид на глубине 100—150 км служит своеобразным низкоскоростным перешейком между низкоскоростными

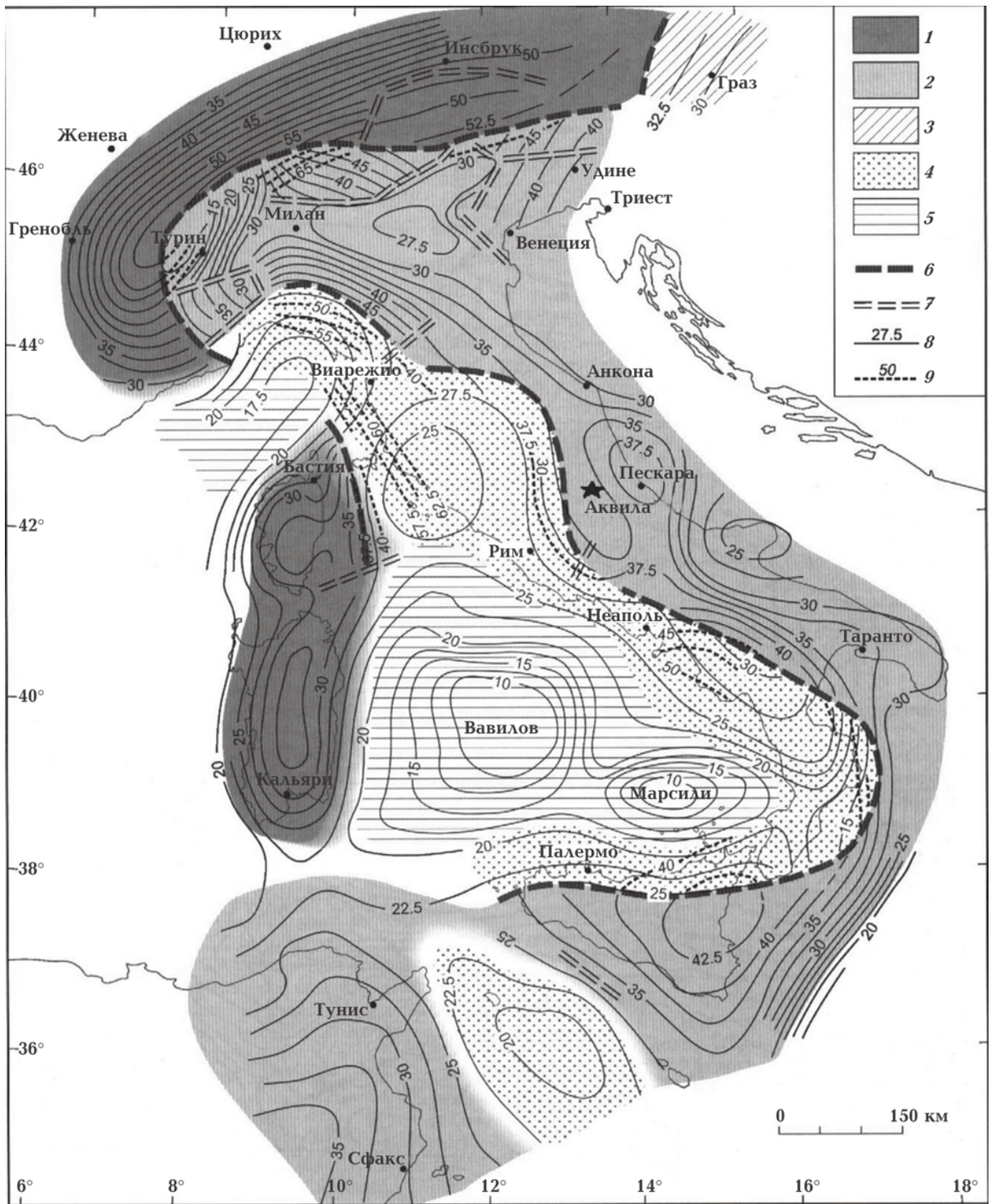


Рис. 3. Контурные линии глубины границы Мохо (контурный интервал 2,5 км) и коровых областей (из [Cassinis et al., 2003]); 1—5 — типы коры (1 — Европейская плита; 2 — Афро-Адриатическая плита; 3 — Стирийский и Паннонский бассейны; 4 — Лигурийская, Тоскан-Передтирренская переходная кора (то же самое для прогиба Пантеллерия (Сицилийский канал)); 5 — океаническая-субокеаническая кора); 6 — верхненадвиговый фронт границы Мохо; 7 — линии разрыва в верхней мантии; 8 — контурные линии глубины Мохо, км; 9 — контурные линии глубины Мохо (субдуктирующей).

на данных глубинах структурами мантии под Западным и Восточным Средиземноморьем. Распространение в юго-восточном (со сторо-

ны южной части мантии под Адриатической микроплитой) и северо-западном (мантия под Африканской плитой) направлениях к мантии

под зоной Триполица Эленид подтверждается и направлением главных деформаций верхней мантии Эгейского региона, в данном случае сжатия под зоной Триполица Эленид [Гарагаш и др., 2001; Шевченко и др., 2001]. Данной мантийной области в коре соответствует субширотная область (особенно в северной части зоны Триполица Эленид в районе Коринфского залива), которая характеризуется скоплением поверхностных землетрясений с $M \geq 5$ (см. рис. 1).

На глубине 75 км северная, более высокоскоростная на общем низкоскоростном фоне, часть мантии под Адриатической микроплитой распространяется в северном (под Альпы) и западном (под впадину По) направлениях. При этом, как и в случае мантии под южной частью Адриатической микроплиты, в указанной подобласти наблюдается высокоскоростная область мантии под впадиной По и северной частью мантии под Адриатической микроплитой (под Альпами), которая прослеживается до глубины 100 км. На глубине 75 км сохраняются (с некоторым смещением в западном направлении) низкоскоростной перешеек между более высокоскоростными подобластями мантии под Адриатической микроплитой и низкоскоростная область мантии под центральной частью Аппенин и северо-восточной частью Тирренского моря. Начиная с глубины 100 км, эти особенности скоростного строения мантии не наблюдаются.

Из вышеперечисленного следует, что по скоростным характеристикам мантия под Адриатической микроплитой состоит из двух частей: 1) северной (мантия под Северными Аппенинами и прилегающей частью Альп); 2) южной (мантия под Динаридами и Эленидами). При этом по горизонтальным сечениям (см. рис. 2) наблюдается определенный наклон в северо-западном направлении мантии под северной частью Адриатической микроплиты и в юго-восточном — под южной.

На рис. 3 показана глубина залегания границы Мохо для территории Италии и ее окружения. Видно, что граница Мохо северной части Адриатической микроплиты, как и мантия, имеет северо-западный наклон (от 25 км в Адриатическом море до 45 км в Северных Аппенинах и на севере Адриатической микроплиты). Авторами [Cassinis et al., 2003; Cassinis, Solarino, 2006] показано, что с увеличением глубины граница Мохо, относящаяся к Адриатической микроплите, распространяется под Аппенины. На рис. 3 показан скачок, отделяющий границу Мохо, относящуюся к

Адриатической микроплите, от границы Мохо, относящейся к Тоскано-Перитирренской переходной коре. Вдоль этой границы на Аппенинах наблюдается большинство поверхностных землетрясений с $M > 5$ (см. рис. 1). Землетрясение 6 апреля 2009 г. в районе г. Аквила приурочено к границе между двумя аномалиями глубин Мохо: в области Тоскано-Перитирренской переходной коры с глубиной до 25 км и в области центральной части Адриатической микроплиты с глубиной до 37,5 км. Следует отметить, что аномалия глубины Мохо в области Тоскано-Перитирренской переходной коры соответствует (с небольшим сдвигом) низкоскоростной аномалии, выделенной ранее на глубине 50—75 км в мантии под центральной частью Аппенин и северо-восточной частью Тирренского моря (см. рис. 2). При этом пределы распространения границы Мохо для северной части Адриатической микроплиты практически совпадают с границами распространения выделенной в верхней мантии более высокоскоростной подобласти, относящейся к северной части Адриатической микроплиты.

За период с 1973 по 2009 г. в исследуемом регионе произошло девять коровых землетрясений с $M \geq 6$, из которых шесть выделены на территории Италии, а три — в восточном окружении Адриатической плиты (таблица) [Earthquake ..., 2009]. Проанализируем, насколько данные землетрясения увязываются с глубинным скоростным строением мантии. На рис. 4 представлены долготные, а на рис. 5 — широтные вертикальные сечения трехмерной P -скоростной модели мантии, соответствующие глубинам 50—2500 км, расположенные под проекциями гипоцентров данных землетрясений в окрестности $\pm 0,25^\circ$ от гипоцентра землетрясения (вертикальная линия). Основные скоростные характеристики мантии исследуемого региона следующие: низкоскоростная верхняя мантия до глубины 250—450 км, высокоскоростная переходная зона верхней мантии до 700—1400 км, квазиоднородная, низкоскоростная средняя мантия до 1750 км, высокоскоростная зона раздела-II до 2000—2300 км и низкоскоростная нижняя мантия. При этом в выделенных выше неоднородных скоростных слоях присутствуют аномалии скорости, инверсные относительно фоновой. Следует отметить, что в данной области между переходной зоной верхней мантии и средней мантией, в отличие от мантии, например, под Восточно-Европейской платформой [Цветкова и др., 2010], не выделяется зона раздела-I.

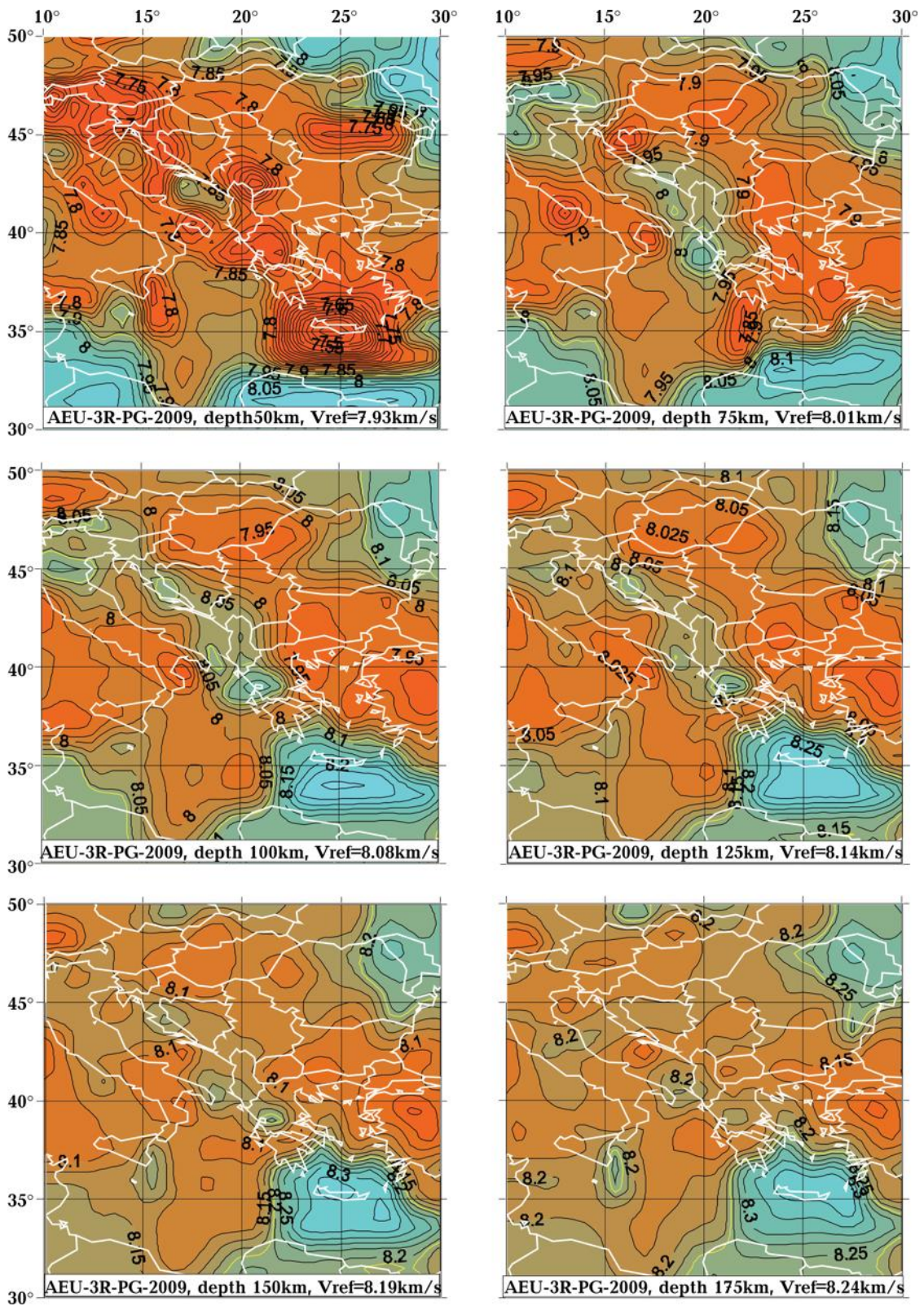


Рис. 2. Горизонтальные сечения трехмерной P-скоростной модели верхней мантии до глубины 175 км. Изолиния референтной скорости для указанной глубины представлена желтым цветом.

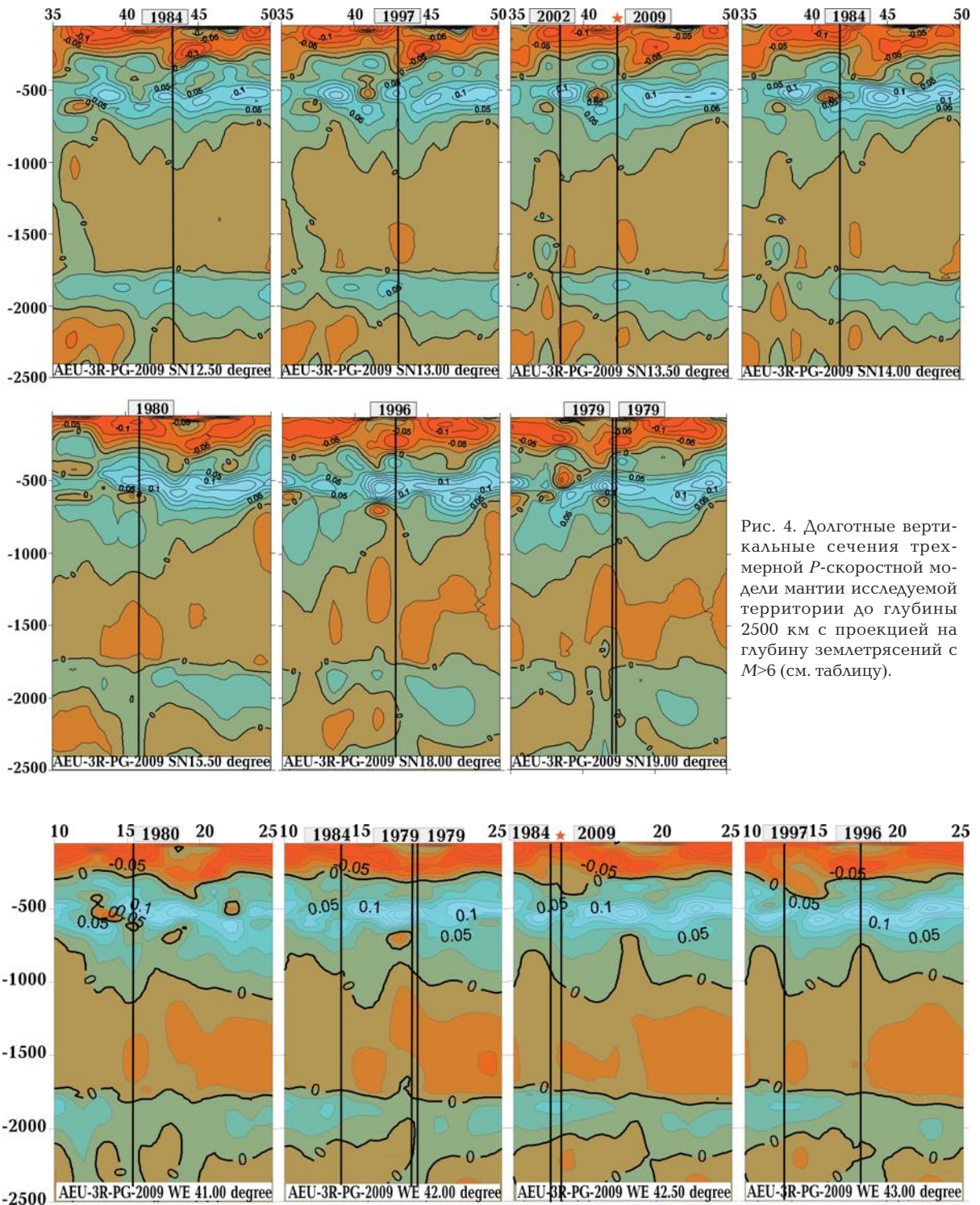


Рис. 4. Долготные вертикальные сечения трехмерной P -скоростной модели мантии исследуемой территории до глубины 2500 км с проекцией на глубину землетрясений с $M > 6$ (см. таблицу).

Рис. 5. Широтные вертикальные сечения трехмерной P -скоростной модели мантии исследуемой территории до глубины 2500 км с проекцией на глубину землетрясений с $M > 6$ (см. таблицу).

По данным сечениям видно, что Аквильское землетрясение 2009 г. приурочено к скоростным неоднородностям в мантии, образующим условную зону раздела на всем протяжении

глубин мантии. Проекция гипоцентра землетрясения соответствует цепочка низкоскоростных аномалий как в верхней мантии и переходной зоне верхней мантии, так и в

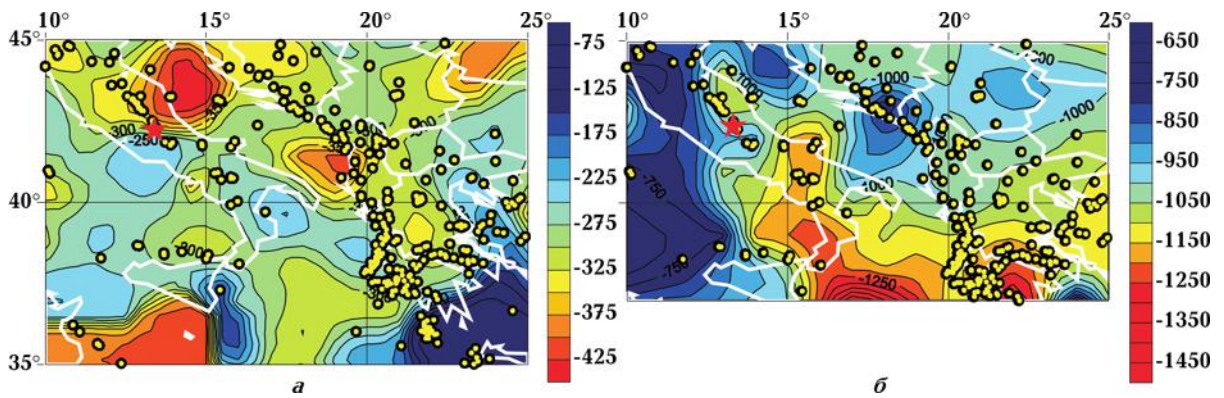


Рис. 6. Глубина подошвы: *а* — низкоскоростного слоя верхней мантии, *б* — высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии. Вынесены поверхностные землетрясения с $M \geq 5$, глубиной до 50 км за период 1973—2009 гг. [Earthquake ..., 2009].

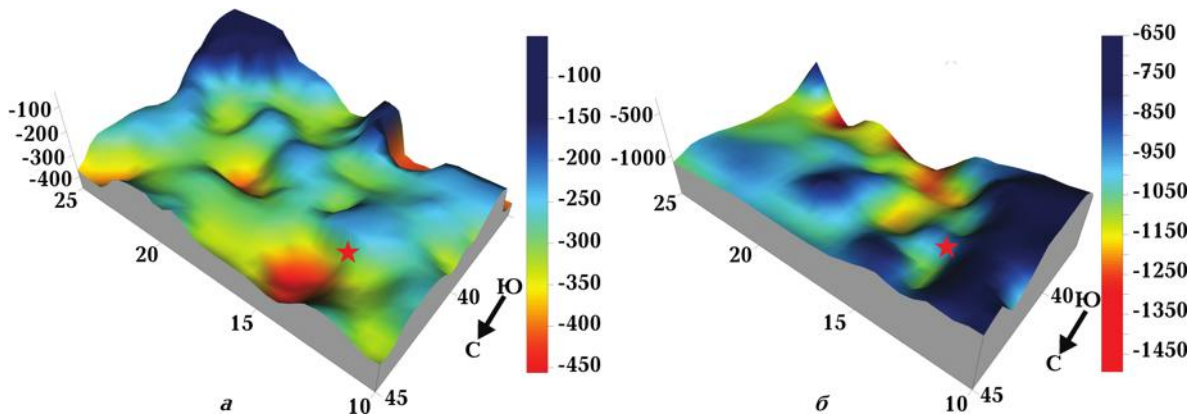


Рис. 7. Рельеф подошвы: *а* — низкоскоростного слоя верхней мантии, *б* — высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии.

средней и нижней мантии, при этом наблюдается резкий скачок кровли и подошвы переходной зоны верхней мантии, а также контакт высокоскоростных и низкоскоростных областей на глубинах 200—400 и 500—600 км (см. рис. 4). Исходя из вышесказанного выделенную субвертикальную скоростную границу в мантии будем считать условной зоной раздела. Остальные восемь землетрясений с $M \geq 6$ также приурочены (в пределах разрешающей способности модели) к определенным выше зонам раздела в мантии. Следует отметить, что в работах [Starostenko et al., 2008; Старостенко и др., 2011] также была показана приуроченность высокомагнитудных ($M \geq 7$), притом цунамогенных, землетрясений Зондской дуги к вертикальным границам в мантии до глубины 2600 км.

Интересным фактом является и то, что на долготных сечениях (см. рис. 4) под восемью из девяти данных землетрясений в высокоскоростной переходной зоне верхней мантии

в окрестности скоростной зоны раздела расположены низкоскоростные аномалии.

На основании вертикальных сечений были построены схемы залегания подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии и высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии исследуемого региона (рис. 6), а также их трехмерное изображение, развернутое на 96° для лучшей визуализации области, над которой произошло Аквилское землетрясение (рис. 7). Проекция в мантии гипоцентра Аквилского землетрясения на рис. 6, 7 обозначена красной звездочкой. На рис. 6, *а* показана подошва залегания низкоскоростного слоя верхней мантии. Видно как распространение высокоскоростного слоя Африканской плиты под Эгейскую микроплиту, так и делимость Адриатической микроплиты на две части. Выделенные выше по горизонтальным сечениям две части мантии под Адриатической микроплитой находят свое отражение и в подошве низкоскоростного слоя верхней мантии. Фоновая глубина подо-

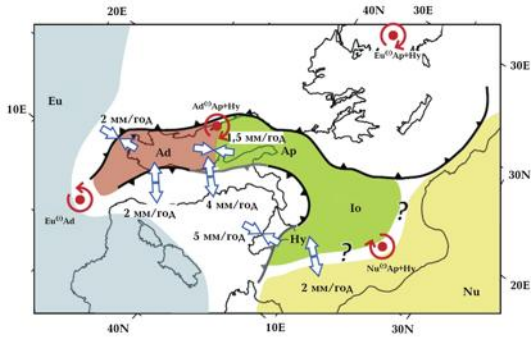


Рис. 8. Сейсмотектонический обзор микроплит Адриатического выступа, по [D'Agostino et al., 2008]. Адриатический выступ делится на две микроплиты: Ad и Ap+Io+Nu. Черные линии с треугольниками показывают активные зоны субдукции/коллизии, серые — неактивные. Ad — Адриатическая микроплита, Ap — Апулийский выступ, Nu — плато Хиблеан, Io — Ионическое море, Nu — Нубийская плита, Eu — Евразийская плита.

швы низкоскоростного слоя для данного региона — 275—325 км. Глубина залегания подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии под северной частью Адриатической микроплиты определяется до 450 км, под южной — до 400 км. Это может быть связано с указанным распространением на глубину в северо-западном направлении северной части, и в юго-восточном — восточной части мантии под Адриатической микроплитой. Более глубокое залегание подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии наблюдается под Тунисской микроплитой и Мизийской плитой.

Обращает внимание присутствие в подошве низкоскоростного слоя области, которая характеризуется глубиной 300 км и делит Адриатическую плиту на две части, и которая распространяется в мантии под центральную часть Аппенин. Конфигурация этой области

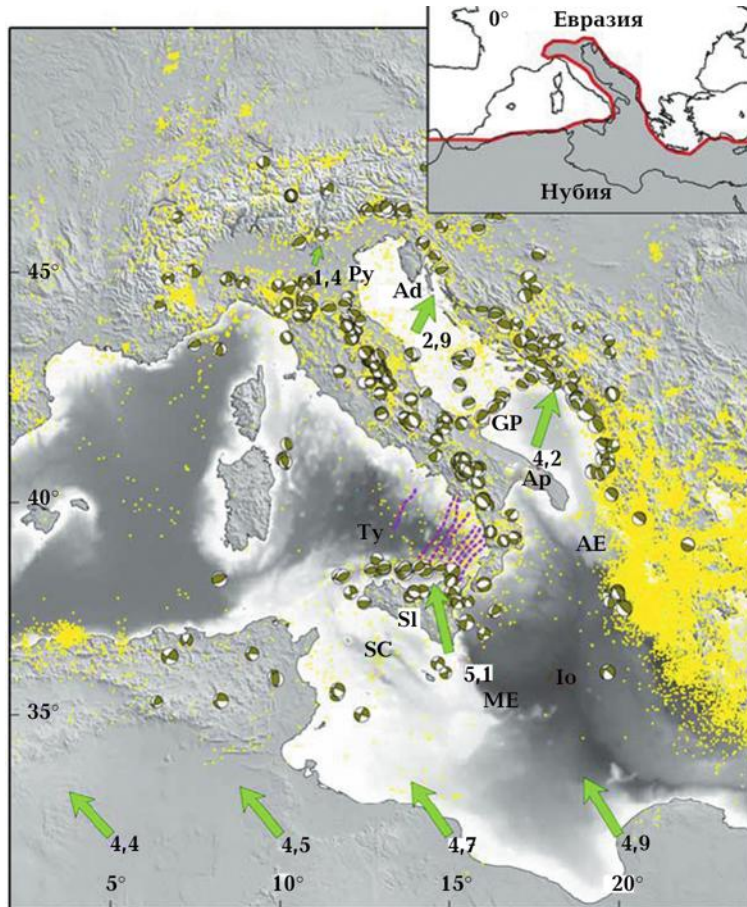


Рис. 9. Сейсмотектонические параметры Центрального Средиземноморья из [D'Agostino et al., 2008]. Фокальные механизмы ($d \leq 50$ км) регионального центроидного тензорного (RCMT) момента по [Pondrelli et al., 2006], показывающиеся вместе с сейсмичностью за период 1973—2006 гг. ($M=3,5$, глубина 50 км (желтые точки)) из NEIC (<http://neic.usgs.gov>). Зеленые стрелки представляют скорости, мм/год, относительно Евразии. Вкладка показывает упрощенную карту плитовой границы Нубийской плиты и Адриатического выступа. Ad — Адриатическое море, Ap — Апулия, AE — Апулийский эскарп, GP — выступ Гаргано, Io — Ионическое море, ME — Мальтийский эскарп, PV — впадина По, Sc — Сицилийский канал, Ty — Тирренское море.

Землетрясения исследуемой территории за период с 1973 по 2009 г. ($M \geq 6$, глубина до 50 км) [Earthquake ..., 2009]

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина, км	Магнитуда
1979	04	15	42,10	19,21	10	6,9
1979	05	24	42,26	18,75	8	6,3
1980	11	23	40,91	15,37	10	6,5
1984	04	29	43,26	12,56	11	6,1
1984	05	07	41,76	13,90	10	6,0
1996	09	05	42,80	17,94	10	6,0
1997	09	26	43,08	12,81	10	6,4
2002	09	06	38,38	13,70	5	6,0
2009	04	06	42,33	13,33	8	6,3

созвучна выделенной в горизонтальных сечениях на глубине 50—75 км (см. рис. 2) области, делящей по скоростным характеристикам Адриатическую плиту на две части. Над ней также происходят поверхностные землетрясения (см. рис. 1), что также является подтверждением раздела Адриатической микроплиты на две части.

Подобное деление Адриатической микроплиты на две части сделано в работе [D'Agostino et al., 2008] на основании данных GPS (рис. 8, 9), однако в ней авторы северную часть Адриатической микроплиты выделяют как Адрию, а южную — как Апулию, объединяя ее при этом с Ионическим морем и плато Хиблеан (см. рис. 8). При этом данные землетрясения от указанной выше области распространяются в западном направлении под Аппенины (достигая области Аквильского землетрясения 2009 г.). Подошва низкоскоростного слоя в области под Аквильским землетрясением характеризуется резким скачком: от 250 км под центральной частью Аппенин до 450 км под северной частью Адриатической микроплиты (см. рис. 6, а, 7, а).

Проекция Аквильского землетрясения на глубину подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии показывает, что оно пространственно расположено над резкой границей подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии между более глубинной (до 450 км) северной частью Адриатической микроплиты и менее глубинной (до 250 км) областью под центральной частью Аппенин и северо-восточной частью Тирренского моря (см. рис. 6, а, 7, а). На горизонтальных сечениях 50—75 км показано, что проекция Аквильского землетрясения на данных глубинах соответствует скоростной границе между этими областями.

На рис. 6, б показана подошва высокоскоростного слоя переходной зоны верхней

мантии исследуемой территории, находящаяся пределах от 700 км под западной частью Тирренского моря до 1450 км под Центрально-Ионической впадиной. Наблюдается делимость мантии под Адриатической микроплитой на две части. Сохраняется область раздела между двумя частями мантии под Адриатической микроплитой. Появляется инверсность по отношению к подошве залегания низкоскоростного слоя верхней мантии: если подошва залегания низкоскоростного слоя верхней мантии под двумя частями Адриатической микроплиты находилась на большей глубине по сравнению с общим фоном, то здесь подошва характеризуется глубиной до 850 км. При этом наблюдается пространственное смещение на северо-восток (относительно подошвы низкоскоростной верхней мантии) подошвы высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии под северной и южной частями Адриатической микроплиты. По подошве переходной зоны выделенная в верхней мантии область, включавшая северную часть Адриатической микроплиты, может быть поделена на юго-западную (глубина до 1050 км) и северо-восточную (глубина до 850 км) части.

Проекция гипоцентра Аквильского землетрясения (см. рис. 6, б, 7, б) располагается на скачке глубины подошвы высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии: от 950 км (область под центральной частью Аппенин) до 1050 км (юго-западная подобласть северной части Адриатической микроплиты).

Выводы. Пространственное расположение Аквильского землетрясения соответствует разноразмерной по глубине области пересечения:

- границе Мохо северо-западного простижения (скачек глубин между Адриатической континентальной и Тоскано-Перитирренской переходной корой);

- области мантии северо-восточного направления, разделяющая мантию под Адриатической микроплитой на две части по скоростным характеристикам верхней мантии и переходной зоны верхней мантии.

Проекция гипоцентра землетрясения, произошедшего 6 апреля 2009 г. в г. Аквила, приурочена к мантийной области, характеризующейся такими глубинными характеристиками:

- экстремумами: рельефа границы Мохо, подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии, подошвы высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии;
- выделенной условной вертикальной зоной раздела, прослеживающейся до глубины 2500 км;
- областью, разделяющей северную и южную части мантии под Адриатической мик-

роплитой (которая распространяется и под Аппенинами), выделяемой как по поверхностным землетрясениям, так и по скоростным характеристикам мантии.

Следует отметить, что выявленные свойства, связывающие коровый очаг землетрясения с *P*-скоростной моделью мантии под указанной областью, характерны для мантии не только под Центральной Италией, но и под всем Средиземноморским регионом. Эти свойства, в целом, не являются прогнозными для землетрясений. В тоже время они еще раз подтверждают то, что подготовка землетрясения, само землетрясение и процессы, происходящие после землетрясения, связаны с глубинными мантийными процессами. Это приводит к необходимости выявления и учета не только коровых, но и мантийных предвестников.

Список литературы

- Богданов Н. А., Короновский Н. В., Ломизе М. Г., Чехович В. Д., Юцис В. В. Тектоническая карта Средиземного моря. — Москва: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1994.
- Гарагаш И. А., Ковачев С. А., Кузин И. П. Особенности напряженного состояния литосферы Эллинской дуги в районе Крита по данным микроземлетрясений // Физика Земли — 2001. — № 9. — С. 27—40.
- Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 3. — С. 48—68.
- Гейко В. С., Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. 3-D *P*-скоростное строение верхней мантии Восточного Средиземноморья // Геофиз. журн. — 2007а. — 29, № 4. — С. 13—30.
- Гейко В. С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмограмма Евразии // Фундаментальные проблемы геотектоники: Тез. докл. — Москва: ГЕОС, 2007б. — С. 163—167.
- Гольдин С. В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. — 2004. — № 10. — С. 37—54.
- Гуфельд И. Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. — Москва: ЦНИИМаш, 2008. — 160 с.
- Добровольский И. П. Теория подготовки тектонического землетрясения. — Москва: 1991. — 219 с.
- Красный Л. И. Геоблоки // Геотектоника. — 1967. — № 5. — С. 103—127.
- Красный Л. И., Блюман Б. А. Геоблокная делимость и неоднородности литосферы Земли // Отечественная геология. — 1998. — № 1. — С. 17—25.
- Саговский М. А. Автомодельность геодинамических процессов // Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. — Москва: Наука, 1999. — С. 171—177.
- Саговский М. А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. — 1979. — 247, № 4. — С. 829—831.
- Старостенко В. И., Кендзера А. В., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Цунамогенное землетрясение у побережья Северной Суматры (26 декабря 2004 г.) // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 2. — С. 3—15.
- Стаховский И. Р. Самоподобная сейсмогенерирующая структура земной коры: обзор проблемы и математическая модель // Физика Земли. — 2007. — № 12. — С. 35—47.
- Трипольский А. А., Кендзера А. В., Фаруфулак Л. В., Мычак С. В. Анализ тектонических и геолого-геофизических условий в пределах платформенной части территории Украины с целью размещения сейсмологических станций // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 5. — С. 115—128.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. — Москва: Недра, 1984. — 344 с.

- Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). — Москва: Науч. мир, 2001. — 606 с.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная P-скоростная модель мантии под Феннокандией. Ч. II // Геофиз. журн. — 2010. — **32**, № 1. — С. 60—77.
- Шевченко В. И., Добровольский И. П., Лукк А. А. Напряженно-деформированное состояние литосферы Эгейского сектора Средиземноморского подвижного сектора // Физика Земли. — 2001. — № 12. — С. 52—63.
- Югахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. — Екатеринбург: УрО РАН, 2003. — 299 с.
- Cassinis R., Scarascia S., Lozej A. The deep crustal structure of Italy and surrounding area from seismic refraction data. A new synthesis // Boll. Soc. Geol. It. — 2003. — **122**. — P. 365—376.
- Cassinis R., Solarino S. Seismicity and crustal structure in the Italian region: a new review using a synthesis of DSS results and updated catalogues of earthquakes // Boll. Geofis. Teor. Appl. — 2006. — **47**, № 3. — P. 481—496.
- D'Agostino N., Avallone A., Cheloni D., D'Anastasio E., Mantenuto S., Selvaggi G. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors // J. Geophys. Res. — 2008. — **113**, B12413. — DOI: 10.1029/2008JB005860.
- De Jonge M., Wortel M., Spakman W. Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: the Mediterranean region // J. Geophys. Res. — 1994. — **99**, № B6. — P. 12,091—12,108.
- Earthquake Hazards Program: Rectangular Area Earthquake Search // USGS/NEIC. — 2009. — http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html.
- Faccenna C., Jolivet L., Piromallo C., Morelli A. Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle // J. Geophys. Res. — 2003. — **108**(B2), 2099. — P. 1—13. — DOI: 10.1029/2001JB001690.
- Geyko V. S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 2. — С. 3—32.
- Hafkenscheid E., Wortel M., Spakman W. Subduction history of the Terhyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstruction // J. Geophys. Res. — 2006. — **111**, B08401. — P. 1—26. — DOI: 10.1029/2005JB003791.
- Koulakov I., Kaban M. K., Tesauro M., Cloetingh S. P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data // Geophys. J. Int. — 2009. — **179**, № 2. — P. 345—366.
- Marone F., Van der Lee S., Giardini D. Three-dimensional upper-mantle S-velocity model for the Eurasia-Africa plate boundary region // Geophys. J. Int. — 2004. — **158**, № 1. — P. 109—130.
- Piromalo C., Morelli A. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area // J. Geophys. Res. — 2003. — **108**(B2), 2065. — DOI: 10.1029/2002JB001757. — P. 1—13.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G. The Italian CMT data set from 1977 to the present // Phys. Earth Planet. Int. — 2006. — **159**. — P. 286—303. — DOI: 10.1016/j.pepi.2006.07.008.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Morelli A., Ekström G., Olivieri M., Boschi E. Seismic moment tensors of the April 2009, L'Aquila (Central Italy), earthquake sequence // Geophys. J. Int. — 2010. — **180**, № 1. — P. 238—242.
- Schmid S., Van der Lee S., Van Decar S. J. C., Engdahl E. R., Giardini D. Three-dimensional S velocity of the mantle in the Africa-Eurasia plate boundary region from phase arrival times and regional waveforms // J. Geophys. Res. — 2008. — **113**, B03306. — DOI: 10.1029/2005JB004193.
- Spakman W., Van der Lee S., Van der Hilst R. D. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // Phys. Earth Planet. Int. — 1993. — **79**. — P. 3—74.
- Starostenko V. I., Kendzera A. V., Bugaienko I. V., Zaiets L. N., Tsvetkova T. A. Tsunamogenic earthquake of 26.12.2004 (North Sumatra). VAG International symposium 2008 (7—9 November 2008, Hanoi, Vietnam) // J. Geology, Ser. B. — № 31—32. — P. 45—53.
- Tectonopsysics, special issue: Ten Years after the Umbra-Marche Earthquake, Central Italy // Tectonopsysics. — 2009. — **476**. — P. 1—369.
- Teng J., Zeng R., Yan J., Zhang H. Depth distribution of Moho and tectonic framework in eastern Asian continent and it's adjacent ocean areas // Science in China (series D). — 2003. — **46**, № 5. — P. 441—445.
- Wortel M., Spakman W. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region // Science. — 2000. — **290**. — P. 1910—1917.