

УДК 551.243(262.46)

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ КИПРСКОЙ ДУГИ И СИНАЙСКОЙ ПЛИТЫ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АН СССР

© 2021 г. Д. А. Ильинский^{1,2, *}, О. Ю. Ганжа^{1, **}, К. А. Рогинский¹

¹Институт океанологии РАН им. П.П. Шишова, Москва, Россия

²ИП Ильинский А.Д., Москва, Россия

*e-mail: dilinskiy61@mail.ru

**e-mail: ganzhaoy@mail.ru

Поступила в редакцию 29.06.2020 г.

После доработки 04.08.2020 г.

Принята к публикации 30.09.2020 г.

Добавление полученных ранее, но вновь обработанных морских и наземных сейсмических данных к современной геолого-геофизической информации о регионе дает правильную локализацию и понимание взаимодействия Синайской, Анатолийской и Африканской плит в Восточном Средиземноморье. В работе рассмотрен наземно-морской длинный сейсмический профиль, отработанный с донными и наземными автономными регистраторами в 1989–90 гг. экспедицией Академии наук СССР. В качестве источника сейсмических сигналов использовались наземные взрывы и морской пневмоисточник. В результате новой обработки данных определены северная и западная границы Синайской плиты; показано отсутствие субдукции в юго-западной части Кипрской дуги; уточнено строение земной коры и верхней мантии океанической коры Африканской и Синайской плит и континентальной коры о. Кипр.

Ключевые слова: Кипрская дуга, Восточное Средиземноморье, глубинное сейсмическое зондирование

DOI: 10.31857/S0030157421030047

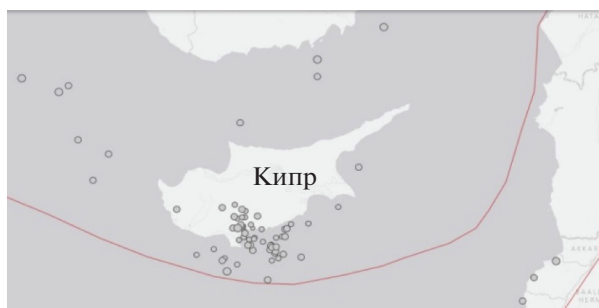
ВВЕДЕНИЕ

Восточное Средиземное море является районом с активными тектоническими движениями, и здесь в настоящее время происходит столкновение литосферных плит, выражающееся в наблюдаемых аномалиях геофизических полей и имеющейся сейсмической активности. Кроме того, за последние 20 лет появилось много геодезических данных, непосредственно измеряющих относительные движения плит [7, 14, 18]. Движение Африканской плиты на север приводит к поглощению реликтовых остатков коры древнего океана Тетис, которым является сейчас Средиземное море. Однако зоны поглощения в Средиземном море развиты не везде, особенно в восточной его части. Единственная доказанная зона поглощения в Восточном Средиземноморье — это Критская дуга, которая сейчас активна и имеет все классические признаки зоны субдукции. К ним относятся: землетрясения, образующие зону Заварицкого—Беньефа—Вадати, глубоководный желоб, островная дуга в виде о. Крит и ряда других островов Эллинской дуги от Ионического моря на западе до Додеканисского архипелага на востоке, анома-

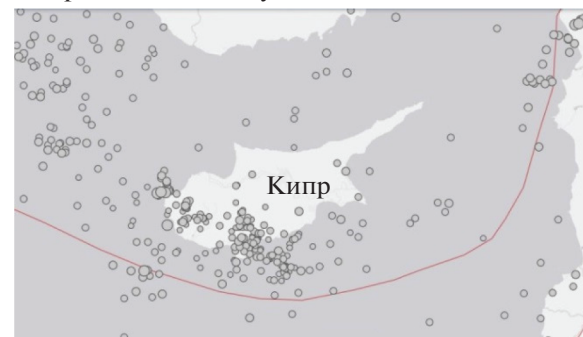
лии гравиметрического и магнитного полей и активный вулканизм в задуговом бассейне. Характерные структурные элементы строения земной коры для зон субдукции обнаружены сейсмическими исследованиями для Эллинской дуги. Это аккреционная призма, задуговый бассейн (Критское море), два вида земной коры — Африканская океаническая, погружающаяся под Крит, и континентальная кора самого о. Крит [16]. Эллинская дуга занимает по протяженности около 1000 км, а самая восточная ее часть переходит в скользящее движение по разлому на юго-востоке от о. Крита в районе желобов Плиния и Страбона и дальше по направлению к Анатолийской плите.

Если же двигаться от Эллинской дуги на восток к о. Кипр (еще на 300 км), то на всем этом пути признаков зоны субдукции нет. Сама Кипрская дуга (зона землетрясений, опоясывающая с юга о. Кипр) также не имеет признаков зоны Беньефа. По данным геологической службы США (USGS) за последние 40 лет очагов землетрясений глубже 40 км в этом районе не найдено, нет также никакой зависимости распределения глубины землетрясений от расстояния от оси предполагаемой зоны субдукции (обычно от оси же-

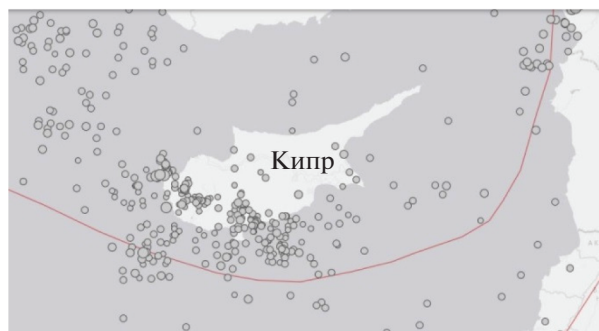
Распределение для глубин 0–5 км



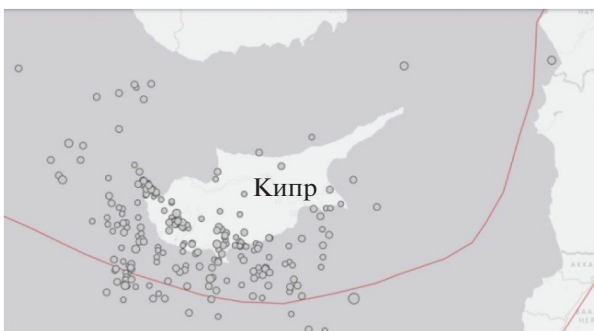
Распределение для глубин 5–10 км



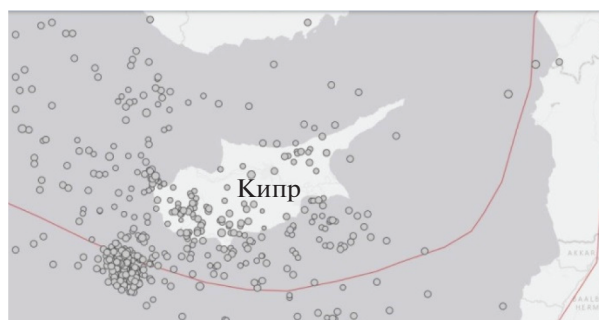
Распределение для глубин 10–15 км



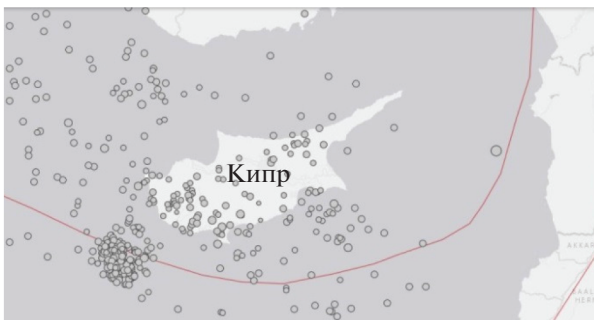
Распределение для глубин 15–20 км



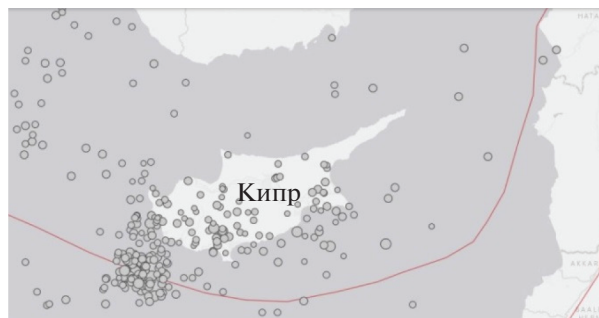
Распределение для глубин 20–25 км



Распределение для глубин 25–30 км



Распределение для глубин 30–35 км



Распределение для глубин 35–40 км

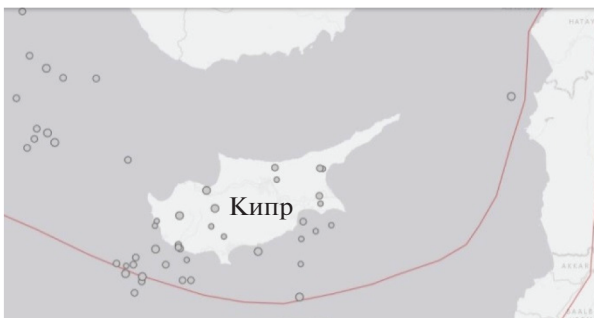


Рис. 1. Распределение землетрясений по данным геологической службы США (USGS) в квадрате 33°–37° с.ш., 31°–36° в.д. с 1980 г. по настоящее время (40 лет).

лоба, которого здесь нет). На рис. 1 и 2 представлено распределение землетрясений и их глубина в Кипрской дуге за последние сорок лет по данным USGS.

Этот факт также отмечен в публикации [23]: “Распределение землетрясений не дает наличия или местоположения зоны субдукции между плитами (Африканской и Анатолийской)”.

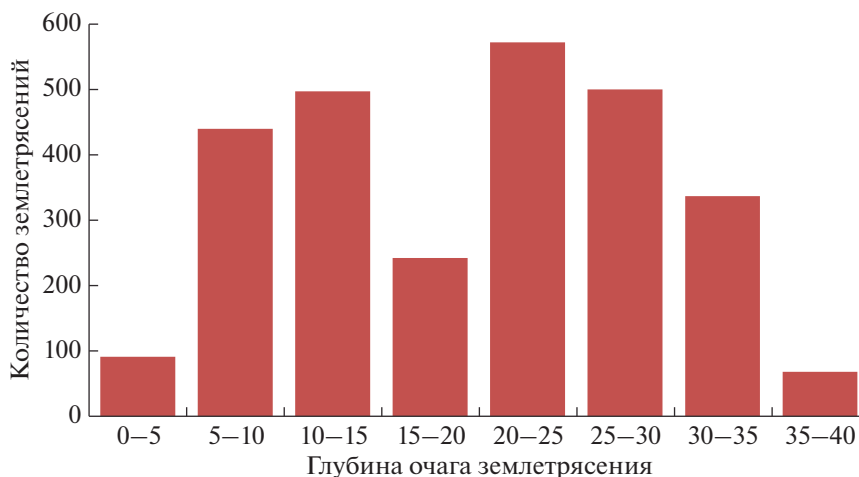


Рис. 2. Распределение землетрясений по глубинам очага по данным USGS в квадрате 33° – 37° с.ш., 31° – 36° в.д. с 1980 г. по настоящее время (40 лет).

Нет в наличии на Кипрской дуге и глубоководного желоба, как это обычно бывает в зонах субдукции перед континентальной окраиной или островной дугой. Для этого достаточно сравнить рельеф дна моря к югу от Кипра и к югу от Крита. Если же предположить, что, в связи с высокой скоростью осадконакопления, желоб быстрее засыпается, чем образуется его прогиб, то, возможно, это будет видно на геологических разрезах и достаточно посмотреть на сейсмические данные, чтобы это обнаружить. К сожалению, разрезы, полученные методом общей глубинной точки (ОГТ) с буксируемой косой [13], выполненные поперек предполагаемой зоны субдукции, не показывают никаких признаков засыпанного желоба. Осадочные слои со стороны океанической плиты древнего Тетиса практически горизонтально подходят с юга и юго-востока к о. Кипр и мгновенно обрываются, переходя в кору континентального типа, без выраженной стратификации осадков (отсутствие каких-либо отражений).

Длина Африканского побережья в Восточном Средиземноморье по прямой, считая от Эллинской дуги и до Израиля, составляет около 1500 км. По 500-километровой полосе фронта движущейся на север Африканской плиты должен наблюдаться избыток материала, но этого не происходит. Можно предложить несколько вариантов объяснения этой проблемы. Например, предположить, как это делается в ряде публикаций [23], что в восточном направлении от Крита к Кипру субдукция “затихла” или остановилась, но это не решает проблему избыточного поступающего материала от Африканской плиты. Где следы палеосубдукции, раз сейчас она затихла, значит, она была раньше и когда? Можно было бы предположить, что северо-восточный угол Африки почти не движется на север, а ее скорость движения на

север нарастает в западном направлении, что отчасти отражают современные геодезические наблюдения GPS [7]. С другой стороны, по наблюдениям GPS вся Анатолийская платформа движется на запад, где она соединяется с Греческой плитой и они вместе движутся на юг, и в районе Крита под них подныривает движущаяся на север Африканская плита. С севера Анатолийскую плиту отделяет Северо-Анатолийский разлом, являющийся правосторонним сдвигом, а с юга эту плиту ограничивает левосторонний сдвиговый разлом, находящийся на Кипрской дуге (рис. 3). Механизмы землетрясений, произошедших на Кипрской дуге, также имеют сдвиговый характер, особенно наиболее сильные из них (Пафос, 1996, $M_w = 6.8$).

Поскольку Африка все-таки движется на север, то характер зоны столкновения Африканской плиты с Анатолийско-Греческой меняется кардинально с запада на восток. Классическая зона субдукции Эллинской дуги, выходящая на побережье Турции, переходит через зону неопределенности в Средиземном море, картируемую широким разбросом землетрясений без выраженной пространственной ориентации, в Кипрскую дугу — левосторонним сдвиговым разломом. Изменение характера столкновения подразумевает наличие субмеридионального разрыва в Африканской плите, именно поэтому в ряде работ для того, чтобы согласовать разнонаправленные движения Африки, была попытка ввести в научный оборот новую Синайскую микроплиту — осколок большой Африканской плиты (рис. 3). Эта квазитреугольная по форме плита хорошо картируется на суше, ограничиваясь на востоке разломом Мертвого моря, на севере — Кипрской дугой, а на юго-западе ограничивающий ее разлом проходит через Синайский перешеек и Суэцкий канал (Суэц-

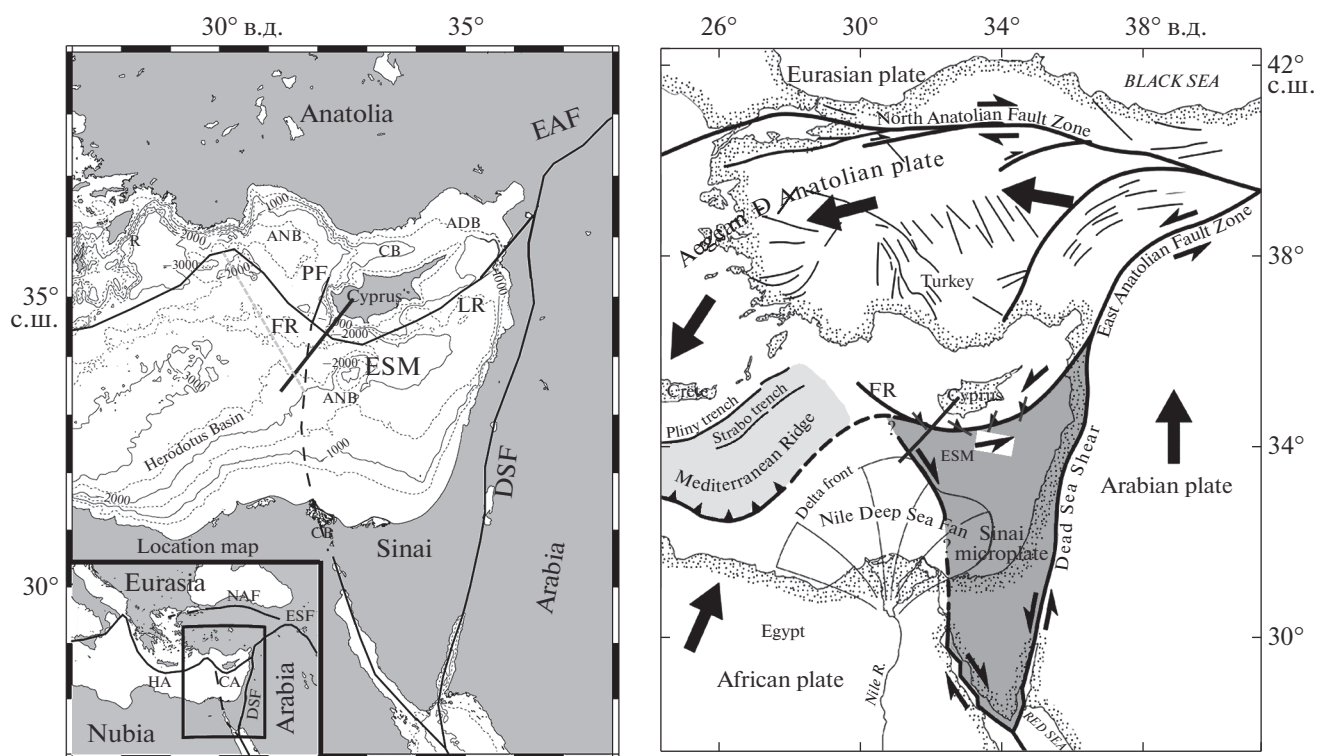


Рис. 3. Батиметрическая карта Восточного Средиземноморья (а), показывающая морфологию морского дна и основные тектонические элементы в регионе [22]. Граница вдоль западной дуги, на которой отсутствуют сейсмологические данные, основана на батиметрии и данных морского ОГТ [22]. Вставка — карта местоположения, показывающая тектонические плиты, микроплиты и их границы. Движение плит и полученная морская граница Синайской плиты (б) по данным многолучевого эхолотирования и одноканальной сейсмоки [17]. Синим цветом показан изучаемый профиль ГСЗ. DSF — разлом Мертвого моря; EAF — Восточный Анатолийского разлом; NAF — Северо-Анатолийского разлом; CA — Кипрская дуга; HA — Эллинская дуга; PF — разлом Пафоса; ECM — подводная гора Эратосфен; FR — возвышенность Флоренции; ANB — Анатолийский бассейн; KB — Киликийский бассейн; АБР — Аданский бассейн; LR — хребет Ларнака; R — Родос.

кий рифт), уходя далее на север в море, где его следы теряются (рис. 3). В работе [22] авторы при картировании этого разлома на севере изменяют направление его простирания, для того, чтобы соединить его с локальным разломом Пафоса, отделяющим Кипр от Средиземного моря. Однако в более ранней публикации [17] его морское продолжение определено с помощью многолучевого эхолота и одноканального сейсмического профилирования. Возможно, разлом нужно продлить до стыка Критской дуги с Турцией в районе 30° в.д. (зеленый пунктир на рис. 3а). Ответ на этот вопрос могут дать только дальнейшие морские сейсмические исследования.

В публикации [17] авторы по геофизическим данным выделили Синайскую плиту, но ее северное ограничение взяли из старой литературы (рис. 3б) и зону Кипрской дуги обозначили зоной поддвига (субдукции), следов которой не найдено. Если же предположить, что эта зона субдукции является левым сдвиговым разломом, то движение плит в Восточном Средиземноморье получит логичное объяснение: окружающие плиты

просто скользят вдоль границ Синайской плиты, а она сама остается на месте. При такой конфигурации решается проблема лишнего материала от движущейся на север Африканской плиты без необходимости выдумывать зону субдукции в районе Кипрской дуги.

В настоящей статье мы покажем новые результаты, которые получаются после более тщательной обработки и интерпретации старых “винтажных” данных глубинного сейсмического зондирования, полученных в ходе выполнения проекта “Тетис” 1989–90 гг. Академией наук СССР. Мы представим новые результаты по профилю 6 (рис. 4).

Мотивацией для обработки и получения новой версии строения земной коры стала неудовлетворенность в полученном ранее приблизительном результате, опубликованном в [6, 11]. Мы считаем и покажем в статье, что качество полученных данных позволяет провести более аккуратную обработку и интерпретацию этих данных с гораздо лучшим результатом. С другой стороны, старые данные были получены накануне открытия эры

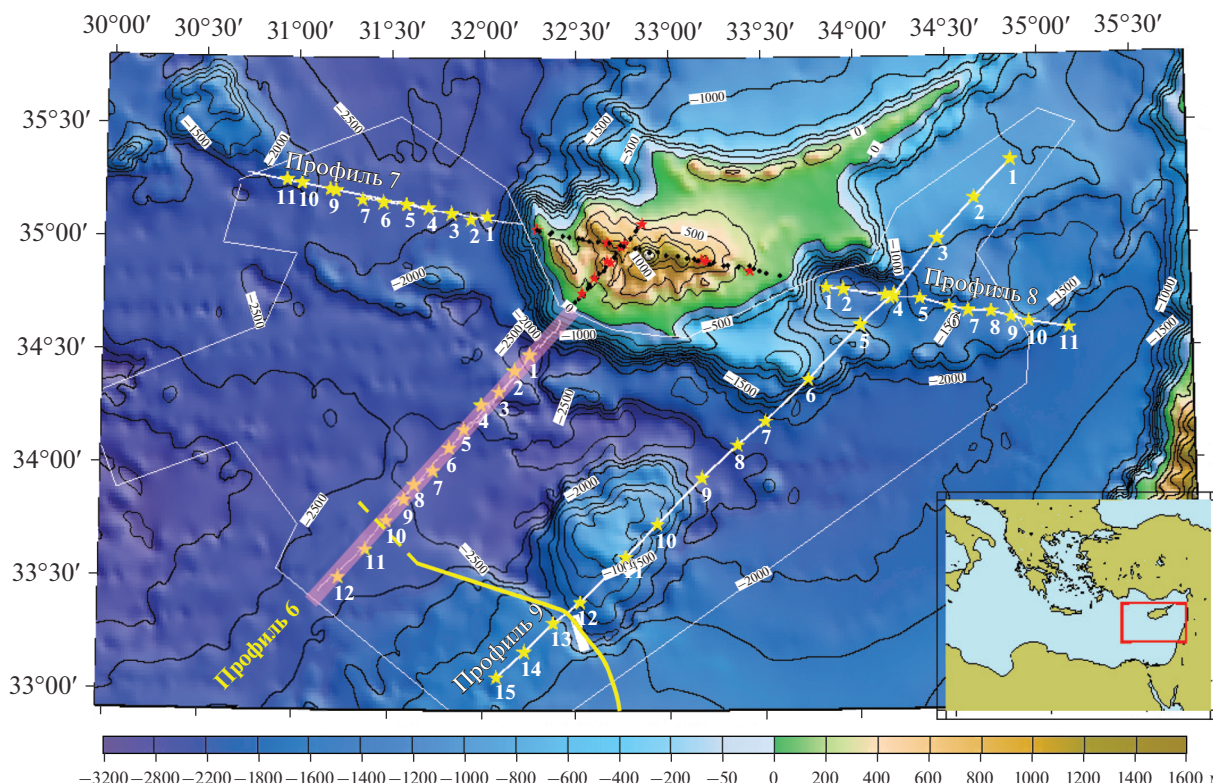


Рис. 4. Геофизические работы 1989–1990 гг. в Восточном Средиземноморье АН СССР: белые сплошные линии — профили отстрела пневмоисточником, желтые звездочки — позиции донных станций, черные точки — положение сухопутных станций на о. Кипр, красные звездочки — пункты взрывов на о. Кипр; белый сплошной контур — границы полигона измерений набортной гравиметрической съемки [19]; желтая линия — положение границы Синайской микроплиты (по [18]) и ее пересечение с рассматриваемым в статье профилем № 6 (подсвечен фиолетовым тоном).

навигации GPS и цифровой регистрации на донных станциях. Донные станции тогда имели аналоговую регистрацию на магнитную ленту с ограниченным динамическим диапазоном. Однако качество полученных 30 лет назад данных, в целом, не сильно уступает современным данным, которые получаются с помощью точной навигации GPS, многокомпонентной цифровой регистрации данных с огромным динамическим диапазоном, с точнейшей службой времени. В настоящее время прогресс затронул и технологию наблюдений с донными станциями, они стали компактными, длительной автономности, их можно применять в большом количестве, и их использование теперь требует гораздо меньше трудозатрат, меньшего числа персонала, минимально занимает судовое время [3, 12, 15].

В проведенном эксперименте 1989–90 гг. значительную часть занимали сухопутные работы. Мы соединили морской и сухопутный профиль и получили строение земной коры от центральной части о. Кипр через Синайскую микроплиту до древней океанической коры Африканской плиты. Секрет получения хороших данных состоял в большом опыте и мастерстве исполнителей работ

под руководством С.М. Зверева, когда, даже имея в руках ограниченные и несовершенные инструменты для исследования, были получены высококачественные данные, имеющие ценность и 30 лет спустя.

Еще одна причина обращения к старым данным состоит в том, что в районе профилей 6 и 7 (рис. 4) за последние 30 лет не было получено новых данных глубинного сейсмического зондирования. Современные публикации по геологической интерпретации строения региона [11, 23] по-прежнему ссылаются на работу, выполненную в 1978 г. под руководством Янниса Макриса [15]. Поэтому любые ранее полученные данные имеют ценность и требуют более внимательной обработки и интерпретации.

На примере обработки старых “винтажных” данных мы также хотим показать информационный потенциал, содержащийся в донных сейсмических данных на длинных профилях. В ряде стран, в том числе и в России, за последние 10 лет пропал интерес к исследованиям строения Земли по этой технологии. Сейчас в Российской академии наук и, в частности, в Институте Океанологии им. П.П. Ширшова (ИО РАН), мы имеем са-

мые передовые технологии для морских работ по изучению глубинного строения Земли, современные донные сейсмические станции можно применять на длинных профилях, можем получать гораздо более детальную и глубинную информацию о строении земной коры морей и океанов, возрожден научный флот, хотя и в гораздо меньшем объеме, значит, есть возможность проводить такие исследования.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА И ПОЛУЧЕННЫЕ ДАННЫЕ

На рис. 4 показана общая схема исследований, проведенных Академией наук СССР в 1989–90 гг. вокруг о. Кипр. Было отработано 4 морских и 2 сухопутных профиля. Субширотные морские профили 7 и 8, находящиеся к западу и востоку от о. Кипр, были соединены сухопутным профилем в один длинный профиль длиной 460 км. В настоящей статье мы покажем результаты по юго-западному профилю № 6 (рис. 4) и его сухопутному продолжению на о. Кипр через массив Троодос. Общая длина сухопутно-морского профиля составляет 225 км, на сухопутную часть приходится 45 км.

16 сейсмических автономных наземных станций были расставлены через 3 км на всем протяжении сухопутной части профиля (черные точки на рис. 4). Для освещения строения о. Кипр были произведены 5 взрывов, равномерно распределенных по профилю через 11 км (красные звездочки на рис. 4). Взрывы производились в скважинах глубиной от 40 до 70 м. Сбор данных по всем профилям осуществлялся в две кампании по 1 мес. в 1989 и 1990 гг. В первый год вес заряда составлял 560 кг в каждом из 5-ти пунктов взрыва, использовалось меньшее количество сухопутных станций (6, расставленных через 9 км). После анализа данных первого года, во второй год использовалось большее количество станций — 16 через 3 км и более крупный групповой заряд в каждой точке излучения. Для каждого взрыва были пробурены 5 скважин с общим весом заряда 1500 кг. Это обеспечило лучшее распространение сейсмической энергии по профилю.

Синхронно с наземными работами проводился и сбор данных на море, также за 2 кампании по одному месяцу через 1 год. В 1989 г. работы проводились на научно-исследовательском судне “Академик Борис Петров”, а в 1990 г. — на НИС “Академик Николай Страхов”. Каждый год на профиле были задействованы только 6 донных станций, расположенных через 25 км друг от друга. Во второй год те же 6 станций расположили посередине между станциями первого года, таким образом, что был получен морской профиль из 12 станций, с расстояниями между ними в среднем 12.5 км. В качестве источника из-

лучений были использованы одиночные воздушные пушки высокого давления (120–130 бар) с очень большим объемом рабочей камеры (в 1989 г. — 120 л, а в 1990 г. — 240 л). Глубина буксировки источника — 40–45 м, при этом обеспечивался максимум спектральной плотности сигнала: для объема 120 л — на частоте 8.4 Гц, а для объема 240 л — на частоте 7.15 Гц. Поскольку использовались только штатные компрессоры НИС, то их производительности хватало на то, чтобы проводить отстрел источником с камерой объемом 120 л через 4 мин, а объемом 240 л — через 8 мин. При средней скорости судна с работающим источником 4 узла расстояние между излучениями составляло 480 и 960 м соответственно.

Необходимо отметить, что излучения пневмоисточника принимали наземные станции, а наземные взрывы записывались донными станциями.

Определение координат излучений/станций на суше и на море производилось следующим образом: на суше для точек расстановки станций и произведения взрывов использовался геодезический сервис геологической службы Кипра; для привязки местоположения судна использовалась спутниковая система “Transit”, обсервации (приемы координат) проходили в среднем каждые 2 ч, в промежутках между обсервациями положение судна определялось по штурманской прокладке, измерению скорости движения (с помощью Доплера-лага); после завершения съемки проводилась специальная процедура определения координат в каждый момент времени с помощью сплайн аппроксимации координат только спутниковых точек обсервации.

Предварительная обработка аналоговых данных требовала дополнительных усилий по сравнению с современными цифровыми данными, получаемыми непосредственно в момент регистрации сейсмических волн. Необходимо было оцифровать сейсмические данные, записанные на магнитную ленту. Для этого использовались магнитофоны воспроизведения, аналогово-цифровые преобразователи (АЦП) как отдельные устройства и соответствующие программы на компьютере, управляющие АЦП и вводом данных. Привязка ко времени и компенсация неравномерности скорости магнитофонов записи и воспроизведения осуществлялась оцифровкой специального кодированного временного канала на магнитной ленте, куда записывались сигналы точных кварцевых часов донной станции при сборе данных. После проведения всех предварительных процедур данные получались в формате SEG-Y в виде сейсмограммы общей точки приема для каждой донной станции (рис. 5). Уточнение положения станции на дне осуществлялось по гидрографу водной волны.

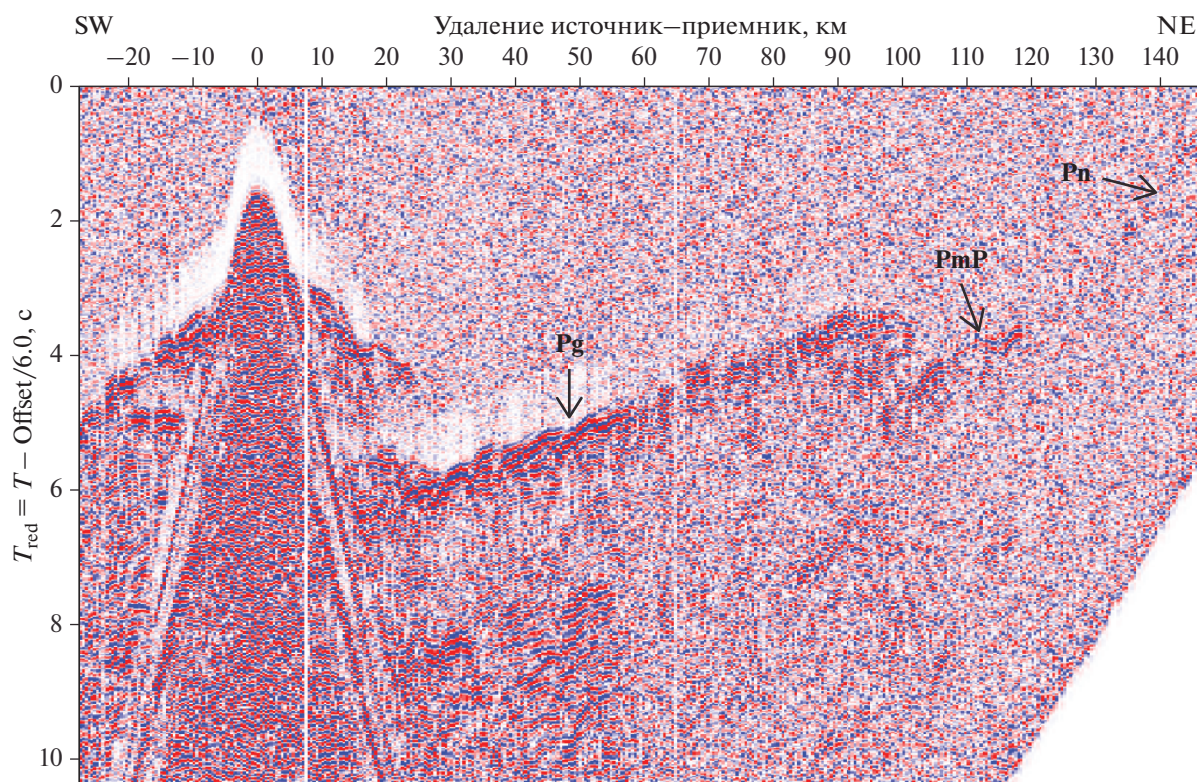


Рис. 5. Пример сейсмограммы общей точки приема, вертикальная компонента геофона для донной станции 11 (рис. 4) профиля 6. Данные представлены в редукции со скоростью 6 км/с (линейная кинематическая поправка).

На рис. 5 показаны данные станции 11 для излучений пушки с объемом 120 л. Как видно, длина годографа полезных волн достигает 140 км на всю длину профиля. На ближних удалениях хорошо видны волны в осадочных слоях со скоростями 4.2–4.7 км/с, гигантский разлом на удалениях 25 км (это будет видно по другим станциям) и очень хорошо выраженная волна нижнего слоя океанической коры Pg со скоростью 7.2 км/с на удалениях от 25 до 100 км. Далее мы можем идентифицировать отражение от границы Мохоровичича (Мохо) PmP и преломленную на этой границе еле видную мантийную волну Pn.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Для получения общего представления о скоростном разрезе сначала определяли (пикировали) первые вступления волн на сейсмограммах общей точки приема для каждой станции и по ним строили томографическую скоростную модель первых вступлений (рис. 6), которая дает очень приблизительный и в деталях неверный результат, но, с другой стороны, дает общее представление о скоростных характеристиках изучаемого разреза и помогает начать разделение на слои верхней части разреза.

Следующим этапом обработки–интерпретации данных было проведение послойной томографии, начиная с самых верхних слоев и кончая границей Мохоровичича и верхней мантией.

Ключевым вопросом для послойной томографии на больших удалениях, в отличие от данных метода отраженных волн с ограниченными удалениями, является правильная идентификация волн и слоев, в которых они распространяются. Необходимо, чтобы выделенные волны на каждой сейсмограмме соответствовали одному и тому же слою и одному и тому же типу волны, т.е. преломленной на верхней границе рассматриваемого слоя или отраженной от подошвы рассматриваемого слоя. Сделать это можно по различию в наблюдаемых кажущихся скоростях и с помощью пробного моделирования – расчета времен пробега для рассматриваемого слоя (решением прямой задачи) и наложением этих времен на сейсмограммы общей точки приема.

После того, как идентификация волн, относящихся к одному и тому же слою, проведена, можно пикировать времена вступлений этих волн, а затем подтягиванием рассчитанных по прямой задаче времен пробега (с помощью изменения скоростей в слое и геометрии его границ) к пикированным (наблюдаемым) временам, определять параметры слоя. Это производится с помощью

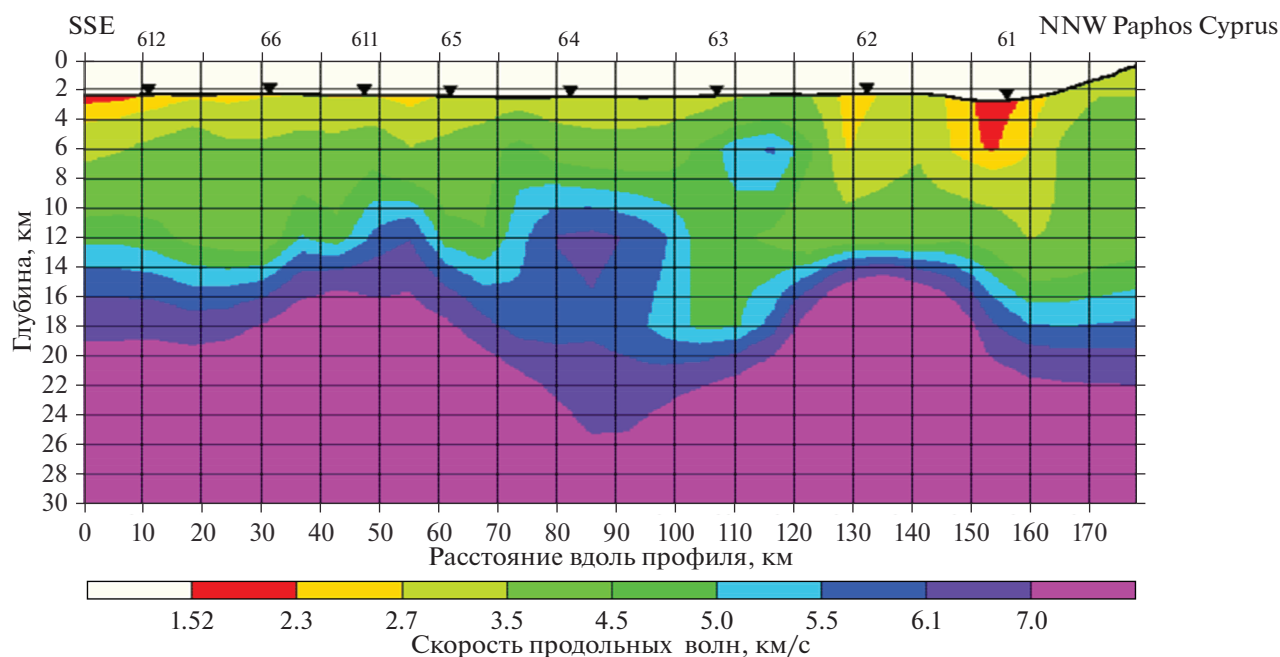


Рис. 6. Скоростная модель по первым вступлениям морского профиля 6 (рис. 4).

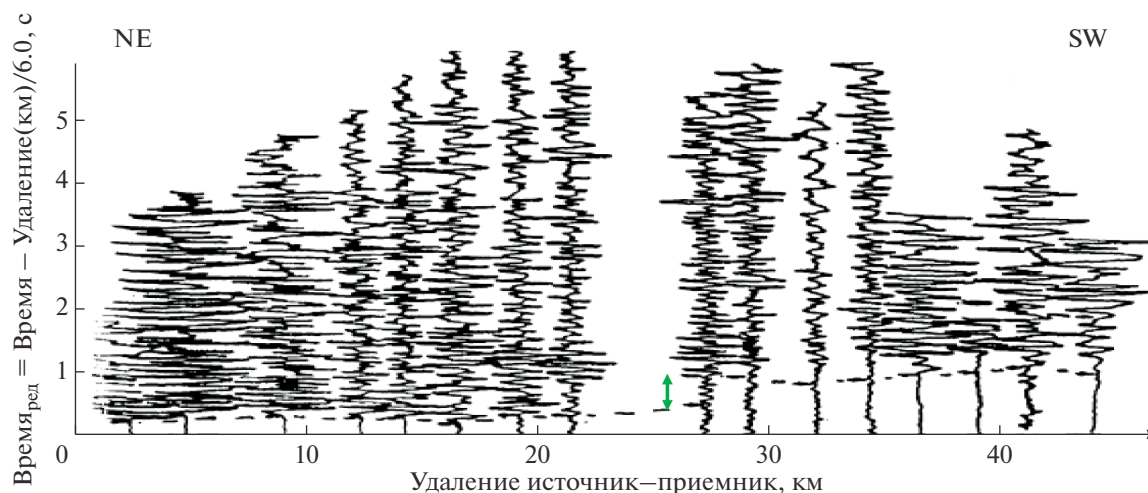


Рис. 7. Пример сейсмограммы общей точки взрыва (станция 5) на самом крайнем северо-восточном конце профиля. По горизонтальной оси отложено расстояние от взрыва до станции в км, по вертикальной — редуцированное время пробега от начала взрыва (скоростью редукции 6 км/с). Зеленой двойной стрелкой показан резкий сдвиг времени вступления на 0.5 с, связанный с окончанием высокоскоростных слоев массива Троδος.

обычной процедуры линейаризации обратной задачи и обращением матрицы частных производных по параметрам слоя в несколько шагов. После фиксации полученных параметров слоя можно двигаться далее вниз по разрезу, повторяя процедуры идентификации волн и томографии в слое [2]. В случае сложных разрезов с разломами, слоями пониженной скорости, вклиниваниями слоев автоматическая подтяжка времен не всегда дает хороший результат, так как сглаживает раз-

рез, и тогда приходится ограничиваться ручным подбором модели. В следующих параграфах мы покажем, как получается скоростной разрез для наземной системы наблюдений, для верхней части морского профиля, для глубинной части морского профиля и для морских излучений, записанных на суше, которые дают наиболее глубокое проникновение вглубь Земли.

Наземная часть наблюдений. На рис. 7 показана сейсмограмма общей точки взрыва, которая на-

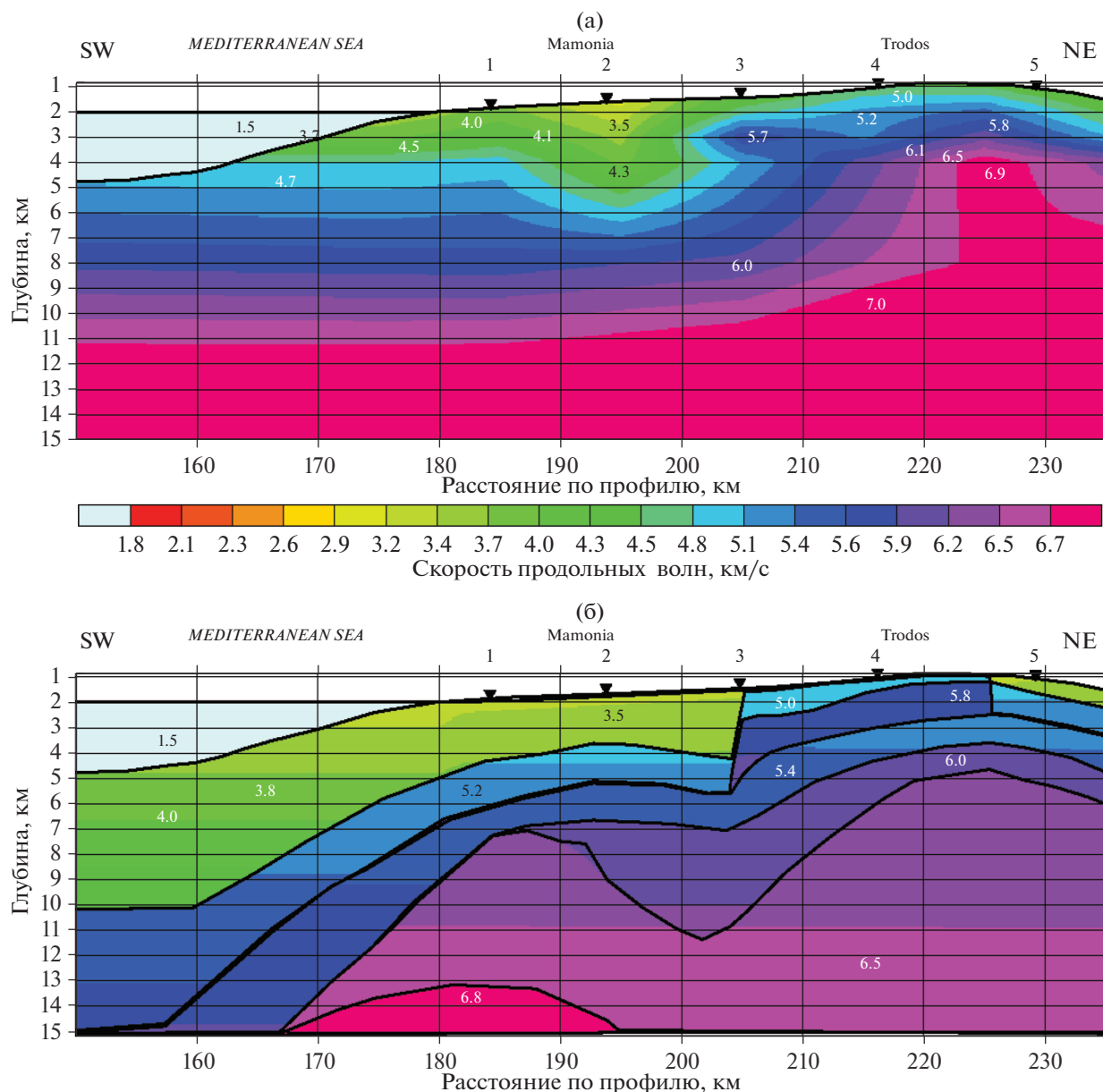


Рис. 8. Томографический скоростной разрез по первым вступлениям (а) и слоистый скоростной разрез (б), полученный после разделения разреза на слои, идентификации вступлений и получения решения в каждом слое.

ходила на самом северо-восточном краю профиля, уже за массивом Тродос, в центре Кипра. Первые и последующие вступления хорошо наблюдаются на всех 16 станциях вдоль профиля. На рис. 9 представлена совокупность пикированных времен пробега полезных волн для всех 5 сухопутных взрывов и сейсмограмм общей точки взрыва на 16 приемных станциях. Там же сплошными линиями соответствующего цвета показаны теоретические времена пробега, посчитанные для слоистой скоростной модели (рис. 8б).

Обоснование полученной скоростной модели (рис. 8б) представлено на рис. 7, 9 и 10. Как выяс-

няется, высокоскоростные слои массива Тродос подстилаются относительно низкоскоростным слоем, который уже не является относительно низкоскоростным для вышележащих пород бассейна Мамония, при движении на юго-запад вдоль профиля. Как показывает моделирование (рис. 10), необходимость введения этого слоя определяется наблюдаемым скачком времен первых вступлений на 0.5 с (рис. 7 и 10). Наличие резкого разлома, отделяющего массив Тродос от бассейна Мамония, не препятствует прохождению преломленных волн, поэтому мы вынуждены здесь вводить слой с пониженной скоростью, чтобы времена

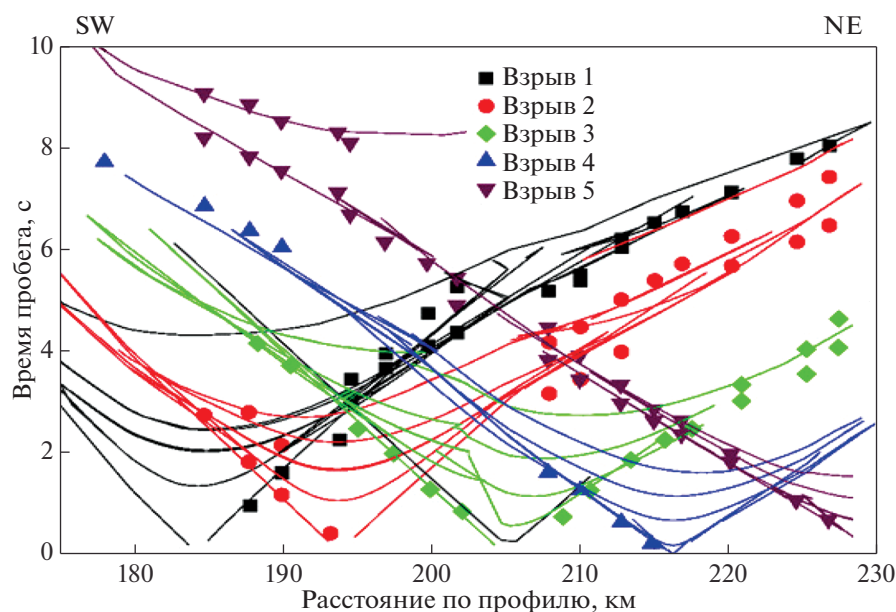


Рис. 9. Пикированные времена пробега для всех 5 взрывов на сухопутном профиле. Сплошные линии показывают расчетные времена пробега соответствующим цветом для точки излучения. Времена пробега волн рассчитаны для слоистой модели, показанной на рис. 6 внизу.

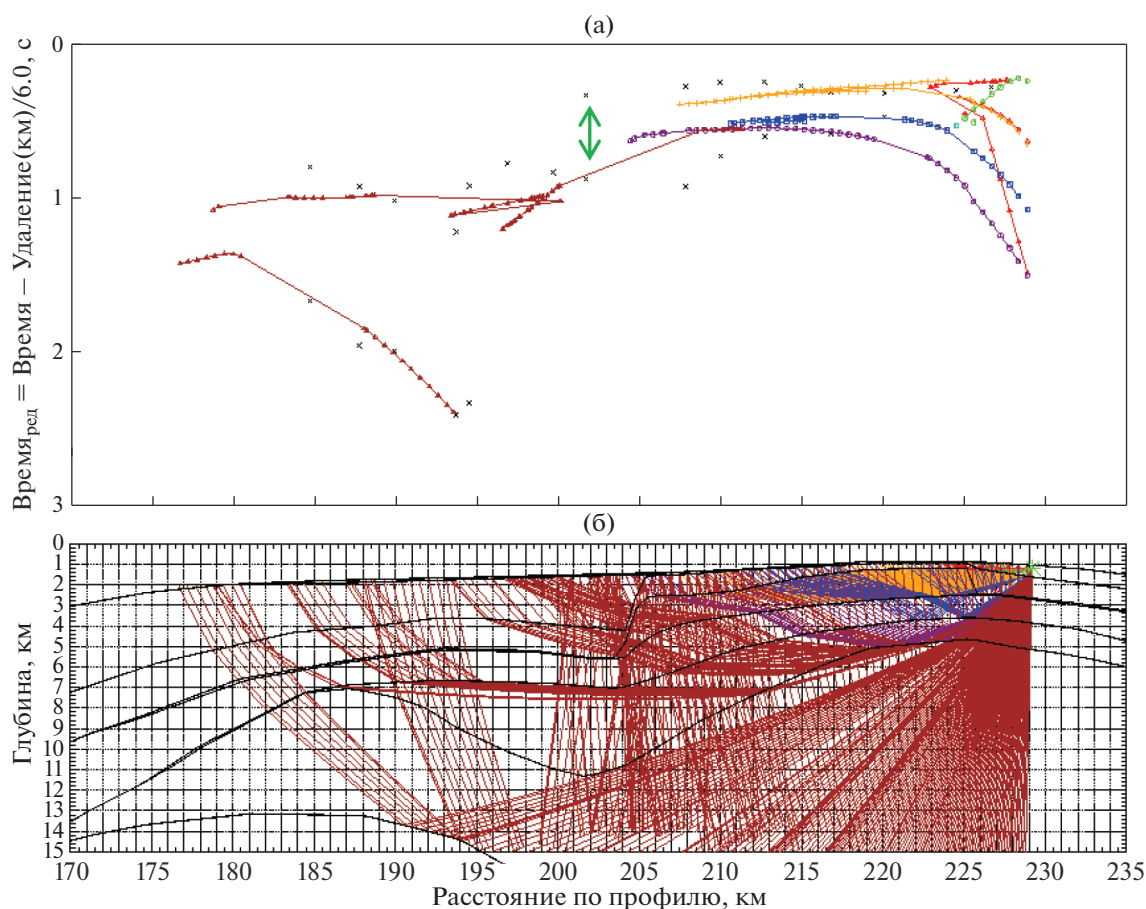


Рис. 10. Рассчитанные времена пробега (а) для модели (рис. 86) и трассировка лучей по скоростной модели (б) для взрыва 5 (рис. 9). Зеленая двойная стрелка показывает 0.5-секундный резкий сдвиг времени во времена прихода первой волны.

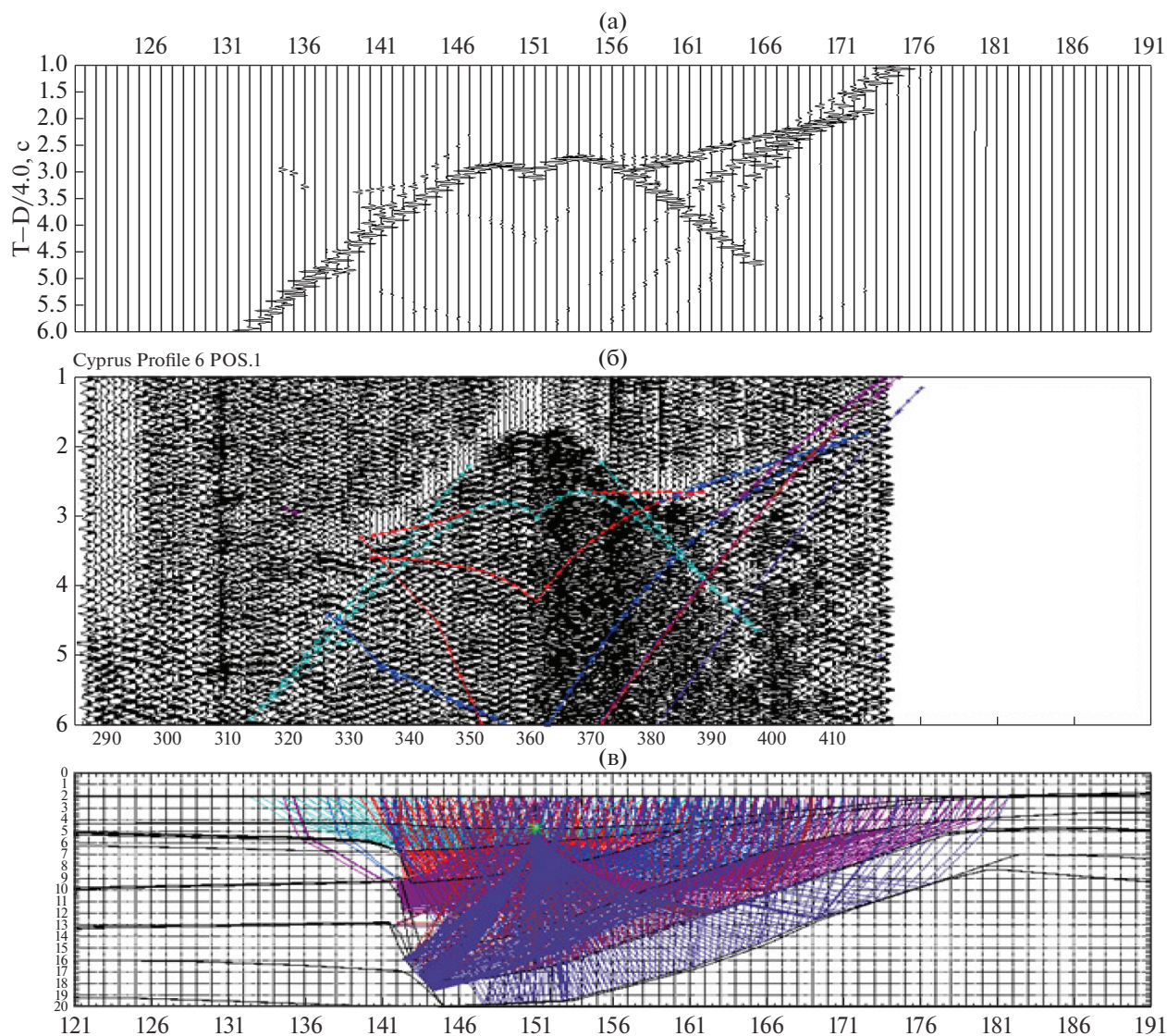


Рис. 11. Рассчитанные теоретические сейсмограммы (а) в лучевом приближении [8, 9] и редуцированные времена (скорость редукции 4 км/с) пробега (б) для модели на рис. 16, наложенные на полученные данные для морской станции 1 (рис. 4), и трассировка лучей по скоростной модели (в) для этой же станции. Показана верхняя часть разреза с ограниченными удалениями.

вступлений, отраженных от подошвы слоя с пониженной скоростью волн, совпадали с наблюдаемыми временами. Этот слой с пониженной скоростью является общим для всего о. Кипр и уходит вниз, имея морское продолжение. Надстройка массива Тродос является локальным наложением сверху на нормальную кору о. Кипр, что поддерживает теорию его образования в результате обдукции океанической коры древнего океана Тетис.

Морской разрез на профиле в направлении юго-запад. Морская часть профиля обрабатывалась в два этапа. Сначала подробно исследовалась верхняя часть разреза. Для этого полученные сейсмограммы общей точки приема для каждой донной станции выводились со скоростью редукции

4 км/с, как это показано на примере двух станций 1 и 9 (рис. 11 и 12). Как видно по окончательной скоростной модели на рис. 16, выбранная скорость редукции 4 км/с хорошо подходит для пород осадочной толщи, скорости которых варьируются от 3.8 до 5 км/с в нижней части осадочного чехла и представлены оттенками зеленого цвета на рис. 16. Самый верхний осадочный слой в морских отложениях резко выделяется низкими скоростями 1.85–1.9 км/с. Он представляет собой слой неконсолидированных осадков, которым представлен и текущий процесс осадконакопления.

Для сквозной интерпретации морского и наземного профиля мы использовали единую локальную систему координат вдоль профиля и

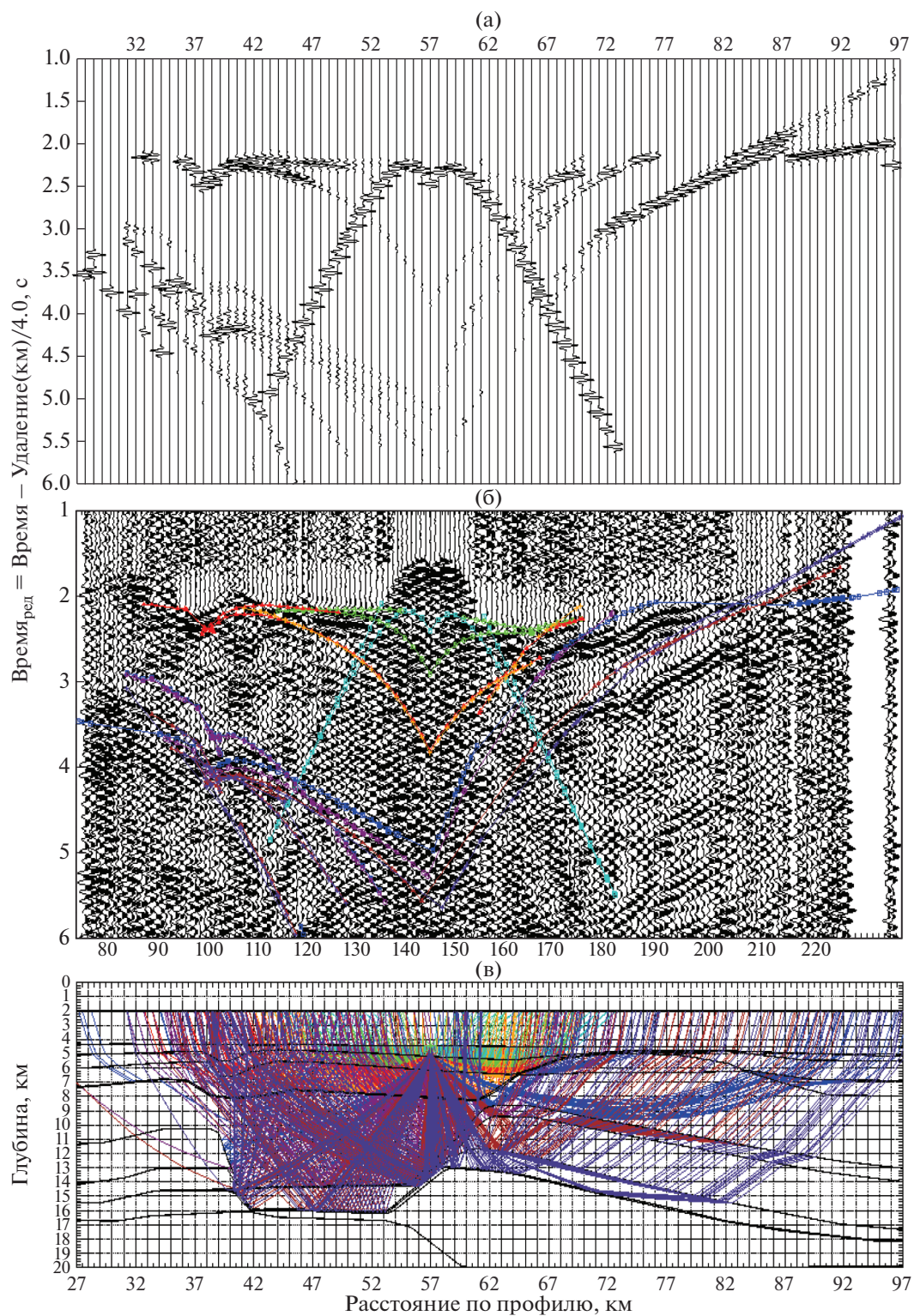


Рис. 12. Рассчитанные теоретические сейсмограммы в лучевом приближении (а) и редуцированные времена (скорость редукции 4 км/с) пробега (б) для модели на рис. 16, наложенные на полученные данные для морской станции 9 (рис. 4), и трассировка лучей по скоростной модели (в) для этой же станции. Показана верхняя часть разреза с ограниченными удалениями.

определили ее как среднеквадратичную прямую линию из координат излучений пневмоисточника и наземных станций на о. Кипр. Началом координат является положение самого юго-западного излучения пневмоисточника. Эти продольные линейные координаты представлены на всех картинках настоящей статьи, где есть профильные изображения.

На рис. 11 показаны данные ближних удалений (± 30 км) для самой северо-восточной морской станции. Резкая асимметрия полученных данных относительно местоположения станции объясняется подъемом осадочных слоев в сторону Кипра, из-за чего у волн, приходящих с северо-востока от станции, очень большая кажущаяся скорость. Наличие субвертикального разлома слева от станции не дает возможности для распространения сейсмических волн в осадках на даже небольшие удаления от станции. Поведение синтетических сейсмограмм поддерживает выбранное финальное решение для скоростной модели и согласуется с наземной частью модели, полученной по данным взрывов и сухопутной регистрации.

Данные, полученные на станции 9 (рис. 12), освещают строение осадочного чехла для океанической коры. В отличие от классической океанической коры океанов с тонким осадочным чехлом, здесь имеется сложная система мощных осадочных отложений, отражающих сложную геологическую историю развития этого осадочного бассейна. На 67 км профиля консолидированные осадочные слои с относительно низкими скоростями 3.7–4.1 км/с выклиниваются и на их месте дальше на северо-востоке находится высокоскоростной осадочный слой со скоростями 4.7 км/с, который мы относим к солям (так называемые мессинские эвапориты). В данных на рис. 12 это отражается в резком прерывании отраженных и преломленных волн в относительно низкоскоростных слоях, скачке вниз (запаздыванию) времен вступлений, идущих от нижележащих слоев (окончание линий зеленого и красного цветов, которые показывают вычисленные времен пробега для модели рис. 16). Волны, идущие по осадочным слоям с юго-запада от станции 9 (зеленые, оранжевые и красные линии на рис. 12), обрываются на 28 км профиля (удаление 30 км от станции 9). Так же ведут себя волны, проходящие по нижележащим осадочным слоям (синие и фиолетовые линии на рис. 12). Такое поведение волн мы интерпретируем как субвертикальный разлом, проходящий через всю толщу земной коры и маркирующий границы плит (рис. 16).

После того, как верхняя часть разреза на всех морских станциях была проинтерпретирована, и был получен ее скоростной разрез, он фиксировался, и работа продолжалась с более глубокими

слоями и с данными на больших удалениях. Данные, полученные на донной станции 11 (рис. 13) подтверждают продолжение глубинного разлома, разделяющего две плиты, верхнюю часть которого мы отмечали на рис. 12. Большой сдвиг 2 с виден на 50 км профиля (удаление 25 км от станции 11). На рис. 12 хорошо выделяется слой нижней океанической коры со скоростями 7.6 км/с глубиной залегания границы Мохоровичича 24 км для Синайской плиты. На больших удалениях можно идентифицировать волну, отраженную от границы в верхней мантии.

Динамическое моделирование — расчет синтетических сейсмограмм в лучевом приближении — подтверждает полученную кинематику.

На рис. 14 заметна сильная расслоенность осадочного чехла в середине морского профиля (донная станция 5), выраженная прерывистым характером отраженных волн от составляющих его слоев. На юго-западе от станции 5 хорошо видны закритически отраженные волны, не сопровождающиеся соответствующими преломленными волнами и имеющие ярко выраженный соскок (запаздывание) на более позднее время при переходе к новому слою. Осадочные слои перемежаются слоями с повышенными скоростями. В верхней части разреза они представлены мессинскими эвапоритами со скоростями 4.7 км/с. В более нижних этажах осадков они представляют собой магматические интрузии, выполненные относительно тонкими пропластками со скоростями от 6.0 до 6.7 км/с. В северо-восточном направлении от станции 5 на данных хорошо виден субвертикальный разлом, отделяющий Кипр от Синайской плиты, который продолжается в нижние этажи осадочного чехла и океаническую кору вплоть до верхней мантии и явно выражается в скачке волнового поля и запаздывании прихода волн от более глубоких слоев (рис. 14).

После того, как скоростной разрез для морской части профиля построен, необходимо его объединить с разрезом, полученным в сухопутной части профиля на о. Кипр. На рис. 15 показана сейсмограмма общей точки приема сухопутной станции 5, стоящей в 35 км от берега, в глубине острова и принимающей излучения пневмоисточника до удалений 150 км. По этим данным мы определяем строение нижней части коры до Мохо (границы Мохоровичича) под Кипром и еще ниже, определяем внутримантийное отражение под континентальной корой Кипра, которое продолжает этой мантийный раздел морской части профиля. Полуторасекундный сдвиг в первых вступлениях (на пикете профиля 145 км) однозначно подтверждает положение межплитового разлома, отделяющего Кипр от Синайской плиты.

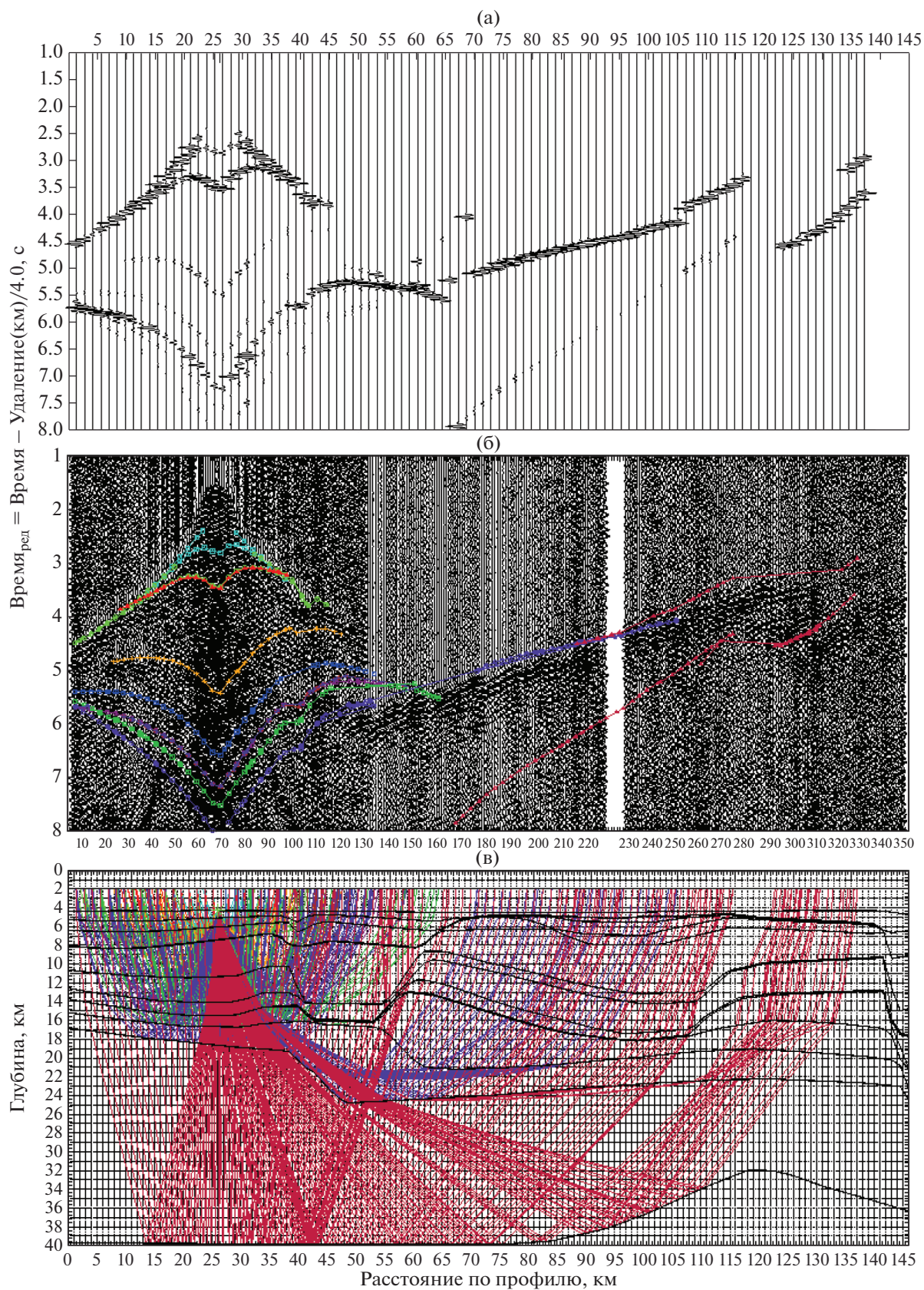


Рис. 13. Рассчитанные теоретические сейсмограммы в лучевом приближении (а) и редуцированные времена (скорость редуции 6 км/с) пробега (б) для модели на рис. 16, наложенные на полученные данные для морской станции 11 (рис. 4), и трассировка лучей по скоростной модели (в) для этой же станции. Показан весь разрез, с моделированием глубинной части на всем диапазоне удалений до 125 км.

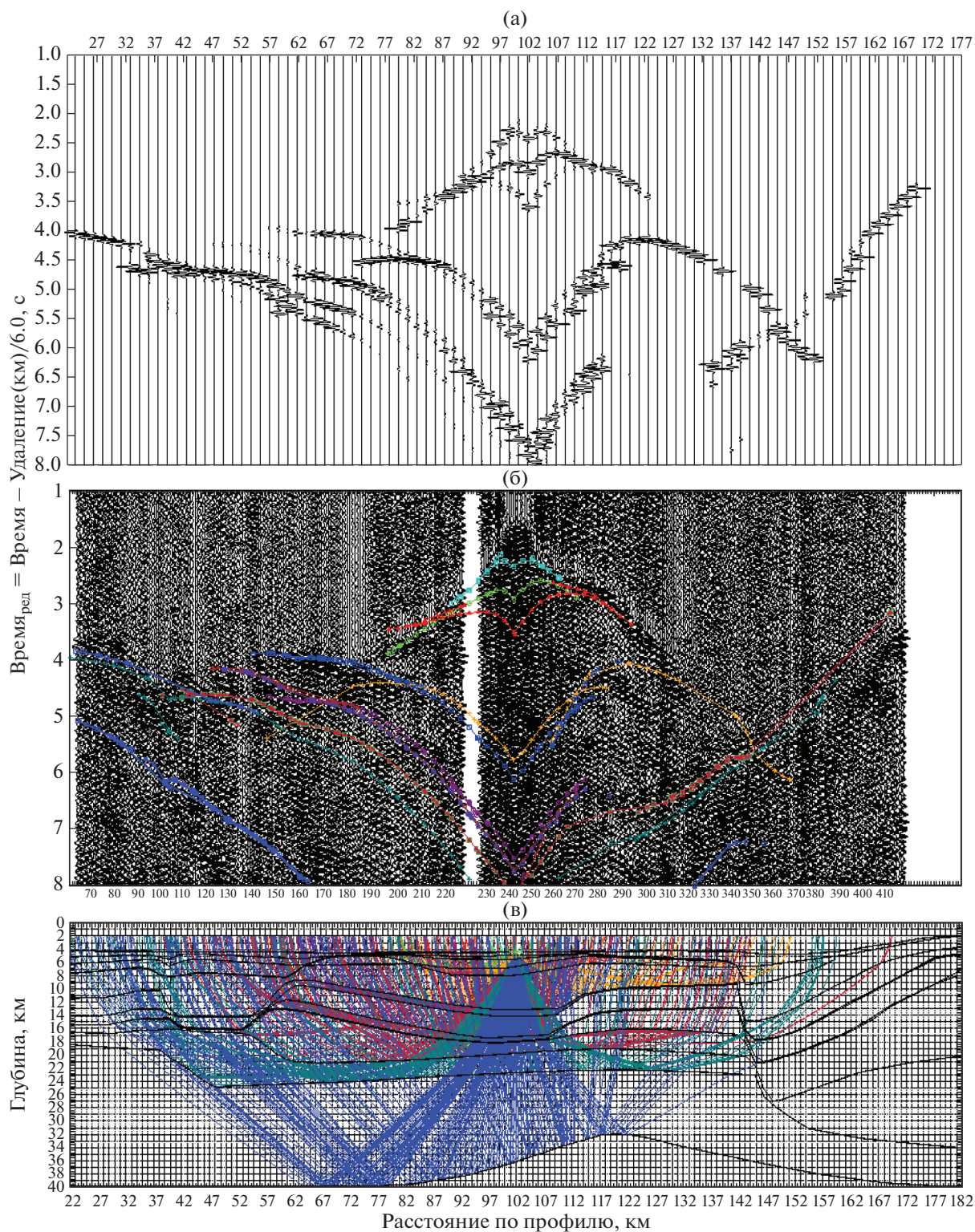


Рис. 14. Рассчитанные теоретические сейсмограммы в лучевом приближении (а) и редуцированные времена (скорость редукции 6 км/с) пробега (б) для модели на рис. 16, наложенные на полученные данные для морской станции 5 (рис. 4) и трассировка лучей по скоростной модели (в) для этой же станции. Показан весь разрез, с моделированием глубинной части на всем диапазоне удалений.

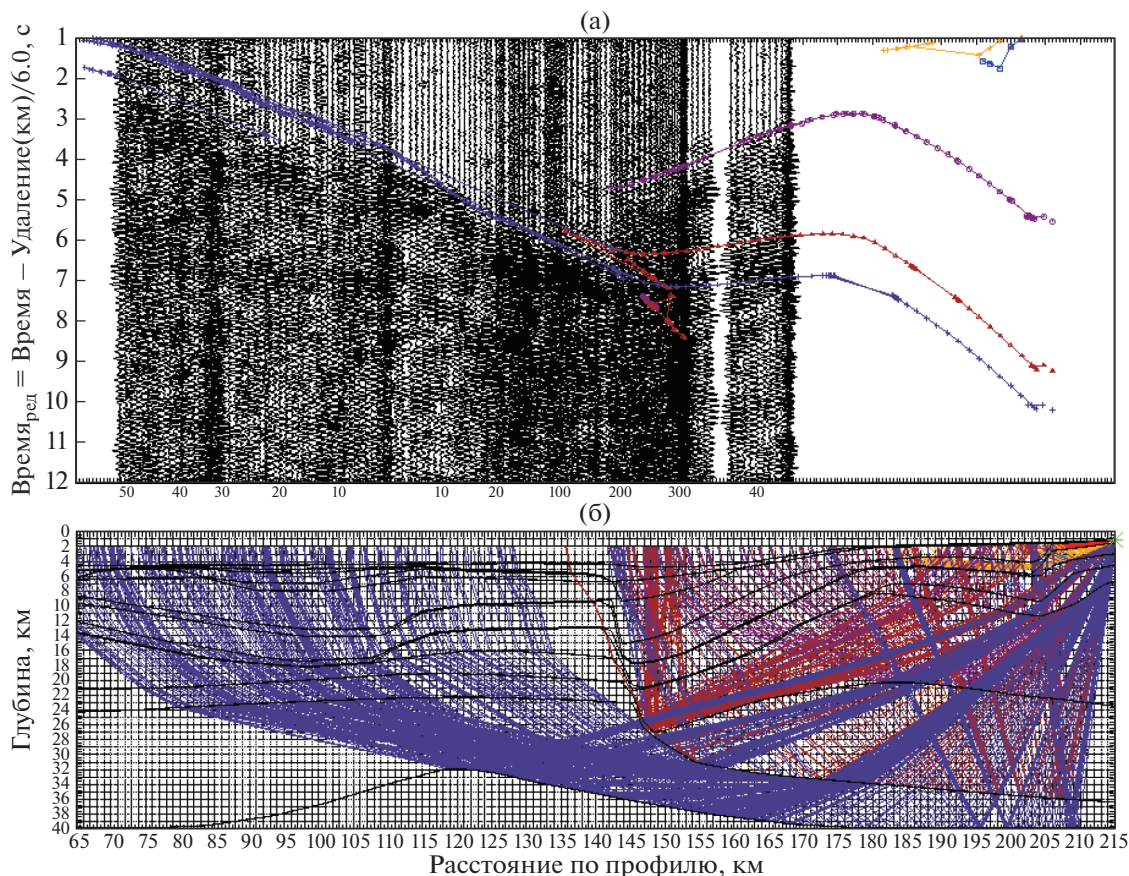


Рис. 15. Рассчитанные редуцированные времена (скорость редукции 6 км/с) пробега (а) для модели на рис. 16, наложенные на полученные данные для сухопутной станции 5 (рис. 4) и трассировка лучей по скоростной модели (б).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для обсуждения результатов нам понадобится помимо полученного скоростного разреза и анализа сейсмичности (рис. 1–2) еще и актуальная гравиметрическая карта Восточного Средиземноморья (рис. 17) в редукции Буге. Для создания общей карты данные АН СССР были соединены с ранее полученными данными по Средиземноморью (детали получения карты описаны в [1, 3, 10]). Несмотря на то, что эта карта была опубликована 14 лет назад, научное сообщество с ней не очень знакомо, и все еще появляются работы, использующие более старые и неточные данные (см., например, карту в работах [9, 21]). На этой карте (рис. 17) двойной штриховкой нанесены границы Синайской плиты. На юго-западе она начинается на южном фланге подводной горы Эратосфен согласно данным в работе [17], и мы продолжаем ее до разлома, который мы определили по скоростному разрезу (рис. 16), и дальше на север, где она соединяется с северной границей Синайской плиты, проходящей по Кипрской дуге. Таким образом, наш 250 км наземно-морской сейсмический профиль дважды пересекает

границу Синайской плиты. Положение северо-западного угла Синайской плиты пока не определено и требует дополнительных исследований.

Полученный скоростной разрез (рис. 16) явно делится на 3 части, соответствующие трем плитам в восточной части Средиземного моря. Поскольку Синайская плита — это осколок большой Африканской плиты, то ее строение достаточно близко к последней и имеет сходное строение осадочного чехла. Существенное отличие мы наблюдаем только в мощности коры, которая у Синайской плиты более толстая и имеет глубину границы Мохо 21–22 км. Земная кора Африканской плиты тоньше — положение Мохо здесь фиксируется на глубине 16–17.5 км, это происходит за счет сокращения нижней коры.

На рис. 18 представлена плотностная модель, в которой скорости продольных волн были пересчитаны в плотности по известным кривым Нэйфа–Дрейка для осадочных пород и соотношениям Берча для кристаллических пород и пород верхней мантии [16]. После этого вычислялась гравитационная аномалия Бугэ в двумерном приближении. Как видно из рис. 18, вычисленная и наблюдаемая кривая гравитационного поля име-

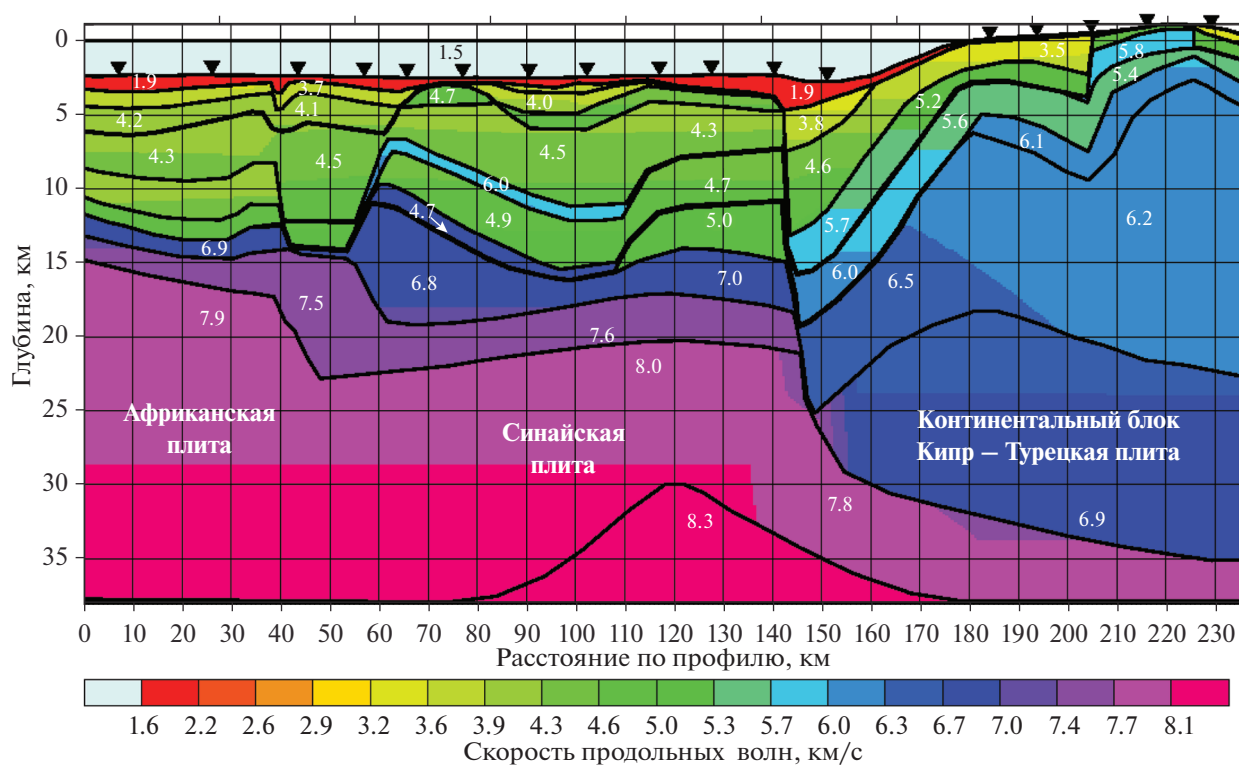


Рис. 16. Окончательный наземно-морской скоростной разрез. Желтой двойной линией представлен разлом, отделяющий Африканскую плиту от Синайской. Белая стрелка рядом со скоростью 4.7 км/с указывает на мелкий пропласток, который делит слой с высокой скоростью 6.9 км/с.

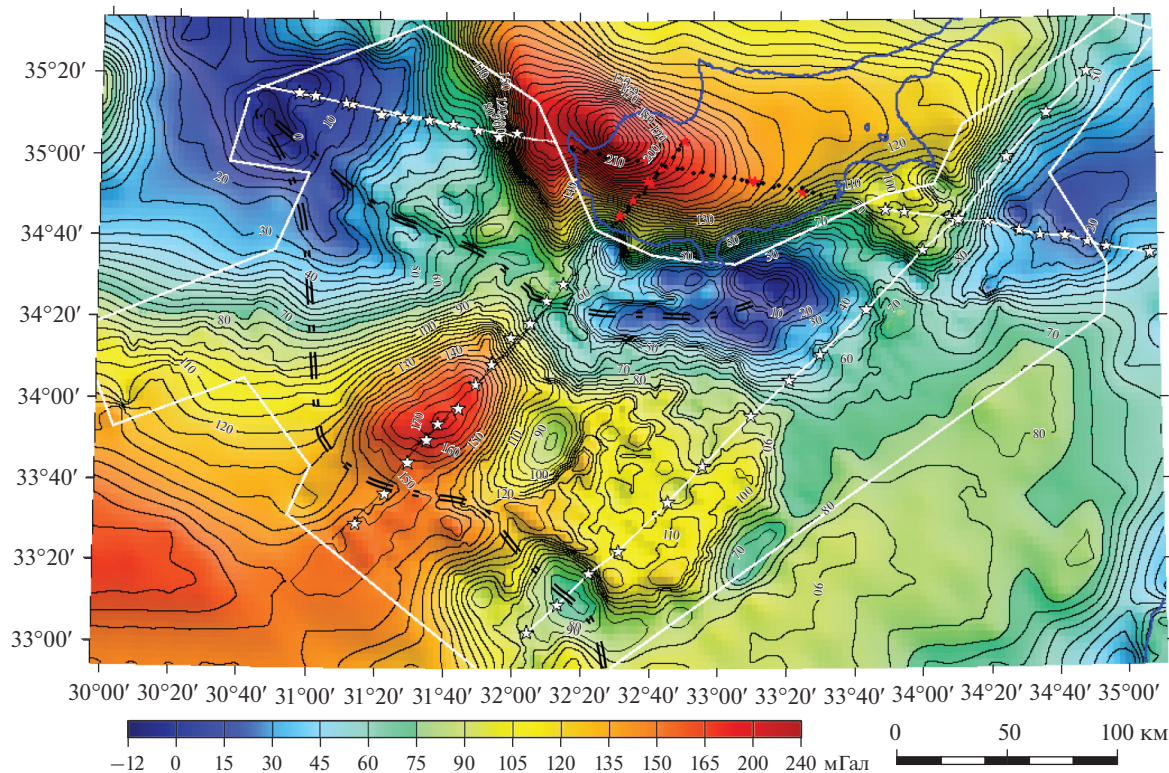


Рис. 17. Карта гравиметрической аномалии Буге (плотность редукции 2.67 г/см^3). Белым контуром показана площадь морской гравиметрической съемки, полученной в экспедиции Академии наук СССР 1990 г. Двойная черная штриховая линия показывает границы Синайской плиты.

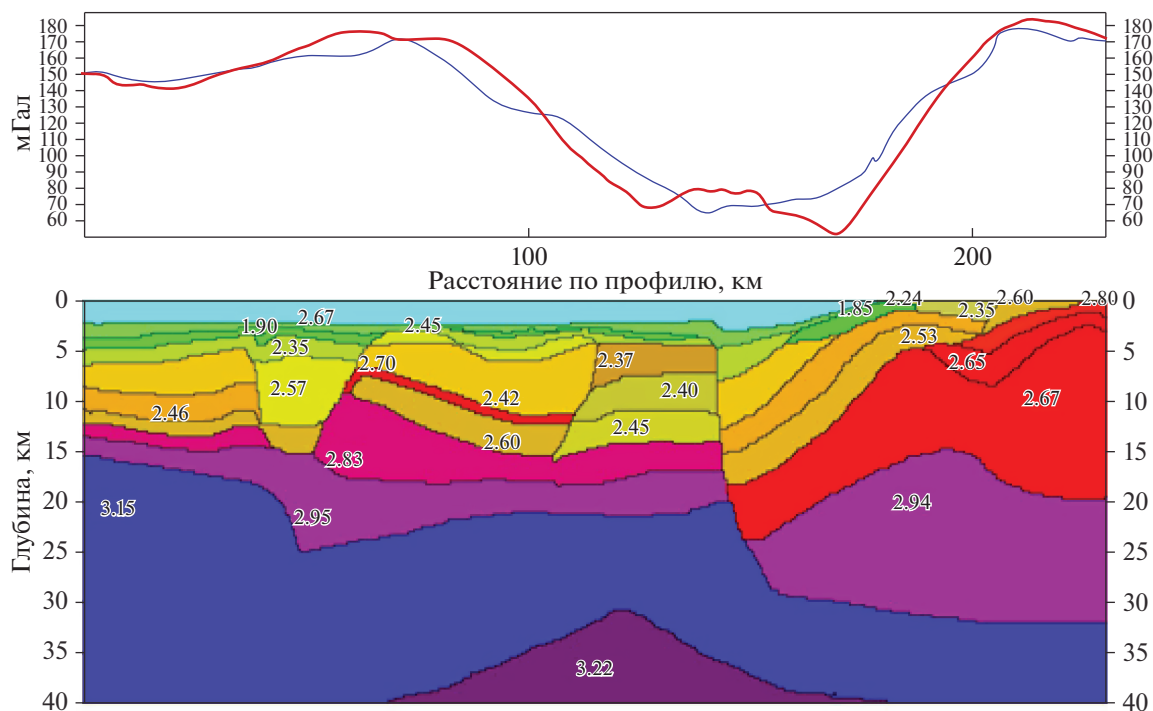


Рис. 18. Плотностная модель вдоль исследуемого профиля. Красная линия — наблюдаемая простая аномалия Буге вдоль профиля, а синяя — рассчитанная для двухмерной плотностной модели.

ет хорошее совпадение, даже без дополнительной подтяжки вычисленной кривой под наблюдаемые данные. Наш профиль рассекает пополам самую большую локальную гравиметрическую аномалию в море, которая по абсолютной величине чуть меньше аномалии на о. Кипр, связанной с верхним заложением слоев высокой плотности и скорости в массиве Троδος. В работах [4, 19] представлена двухмерная гравиметрическая и магнитная модель на профиле, перпендикулярном к изученному. Авторы для моделирования использовали сильно упрощенную модель — однородное включение в однородной вмещающей породе, и, естественно, получили однородное тело под аномалией, и назвали его Никлас. Моделирование в направлении нашего профиля они не проводили, хотя и приводят предварительную скоростную модель вдоль него из работы [24]. Кроме того, авторы не скомпилировали единую карту для Восточного Средиземноморья подобно представленной на рис. 17 (а ограничили только данными внутри белого контура на рис. 17). Из-за этого локально аномалия гипотетического тела Никлас кажется очень большой, но, как видно на рис. 17 и 18, на самом деле она является продолжением большой положительной аномалии, связанной с местонахождением Средиземноморского хребта, который представляет собой остатки наиболее древней океанической коры палеоокеана Тетис.

Как известно, использование только гравиметрических данных для изучения внутреннего строения земной коры имеет большую неоднозначность и поэтому результаты моделирования без твердой сейсмической основы имеют значение академических учебных упражнений и часто не соответствуют реальному строению Земли. Например, работа [20] по 3-мерному плотностному моделированию Восточного Средиземноморья с очень хорошо подобранным под наблюдения 3-мерным гравитационным полем, на плотностном разрезе вдоль нашего профиля дает сильно отличающийся от полученного нами разреза. Такой результат вполне понятен, так как авторы не использовали сейсмический скоростной разрез для плотностного моделирования этой части Восточного Средиземноморья. На плотностном разрезе, полученном в настоящей статье (рис. 18), который гораздо более обоснован, чем построения, опубликованные в [17, 18]. Аномалия, которую связывают с гипотетическим телом Никлас [4, 19], на самом деле обусловлена выступом верхнего слоя океанической коры (плотность 2.83 г/см^3) и интрузией в осадочную толщу по разлому высокоплотного мантийного материала (плотность 2.7 г/см^3). В связи с этим, более корректно говорить об аномалии Никлас, чем о специфическом теле, что мы и будем далее делать. Сегмент Земли с гравитационной аномалией Никлас находится на Синайской плите на океа-

нической коре, он никак себя не проявляет в магнитном поле по сравнению с окружающим фоном, не имеет никакого батиметрического выражения (дно в этом районе плоское). В то же время подводная гора Эратосфен (с континентальной корой) гораздо слабее выражена в гравитационном поле, имеет огромную магнитную аномалию и также находится на Синайской плите. Гравитационная аномалия Никлас и подводная гора Эратосфен имеют совершенно разное строение, как по типу коры, так и по объему интрузий магматического вещества, что хорошо видно как на сейсмических, так и на гравитационных и магнитных разрезах через гору Эратосфен [5].

Как видно на рис. 16, основной разлом, отделяющий Синайскую плиту от Африканской на 40 км профиля, не связан с интрузиями мантийного вещества, основной его поток внедряется по другому разлому, отстоящему от него на 20 км на северо-восток у подножия аномалии Никлас.

Основной субвертикальный разлом Кипрской дуги (140–150 км профиля, рис. 16) сейчас активен, и большинство землетрясений (рис. 1) привязаны именно к нему и имеют сдвиговый механизм. Таким образом, глубинное строение Кипрской дуги на ее юго-западном фланге однозначно говорит о боковых движениях вдоль ее разлома и не имеет никаких признаков субдукции. Полученное глубинное строение также объясняет факт отсутствия очагов землетрясений глубже 40 км в Кипрской дуге (рис. 2). Обнаружены границы раздела в верхней мантии — колокол с центром на 120 км профиля с подъемом до 30 км (рис. 16). Этот колокол можно интерпретировать как подъем мантийного пластического вещества, и именно с ним можно связать современные движения по разлому Кипрской дуги. С другой стороны, это мантийное пластичное вещество занимает все место глубже 40 км, и все возникающие в нем напряжения просто расслаиваются, поэтому мы и не наблюдаем землетрясений с очагами глубже 40 км. Гистограмма распределения землетрясений по глубине в Кипрской дуге (рис. 2) также хорошо коррелирует с полученным глубинным строением контакта Синайской и Турецкой плит. Наибольшее количество землетрясений происходит на глубинах, где контактируют наиболее прочные горные породы, способные накапливать достаточное количество энергии для его дальнейшей разрядки в виде землетрясения. Землетрясений нет в мягких осадочных породах, затем с глубиной их количество увеличивается, и они заканчиваются там, где залегают пластичные породы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- Установлены современные движения для всей Кипрской дуги. Признаков современной субдукции в этом регионе не обнаружено (в про-

шлом она, вероятно, могла иметь место), сейчас, по нашему мнению, происходит только скольжение вдоль плоскости разлома.

- Впервые найдены доказательства существования западной границы Синайской плиты.

- Синайская плита — квазистабильная, остальные плиты обтекают ее — Аравийская на север, Африканская — на север, Турецко-Греческая — на запад с поворотом на юг (Эгейское море) и подвигом под Африканскую плиту.

- Полученная реконструкция современного движения плит выглядит проще и логичнее. Модели движения плит, базирующиеся на геодезических измерениях по периферии плит на суше, необходимо пересчитать под новую концепцию.

- В рамках полученной модели глубинного строения Кипрской дуги получена корреляция землетрясений с положением разлома на границе плит и объяснено распределение землетрясений с глубиной.

- Применение новых технологий наблюдений за землетрясениями и деформациями на базе пассивного оптоволокну, которое уже проложено по дну Средиземного моря и широко опоясывает о. Кипр, поможет лучше маркировать текущие границы плит и точнее определить их движения.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ильинский Д.А., Тулин В.А. Гравитационное поле к востоку и юго-западу от о. Кипр // Сб. научных трудов “Восьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского”. М., 2006. С. 37–55.
2. Ильинский Д.А., Рогинский К.А., Ганжа О.Ю. Геофизические технологии для изучения процессов образования глубинной нефти // Вестник Государственного университета морского и речного флота им. адмирала С.О. Макарова. 2018. Т. 10. № 5. С. 936–950.
3. Ильинский Д.А., Гинзбург А.А., Воронин В.В. и др. О создании цифровых донных сейсмических станций нового поколения: настоящее и взгляд в будущее // Геоэкология. Инженерная геология, гидрология, геокриология. 2019. № 2. С. 87–101.
4. Рыбаков М., Гольдшмидт В., Холл Дж.К. и др. Новые представления об источниках магнитных аномалий в Восточном Средиземноморье: ключ к локализации офиолитов и габброидных интрузий // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 487–511.
5. Зверев С.М., Ильинский Д.А. Глубинное строение и возможная природа подводной горы Эратосфен (Восточное Средиземноморье) // Геотектоника. 2000. № 4. С. 67–84.
6. Зверев С.М. Блоки и разломы земной коры бассейна Леванта: результаты ГСЗ в рейсах НИС РАН “Академик Борис Петров” и “Академик Николай Страхов”. М.: Светоч Плюс, 2010. 224 с.

7. *Ahadov B., Jin S.* Present-day kinematics in the Eastern Mediterranean and Caucasus from dense GPS observations // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2017. V. 268. P. 54–64.
8. *Cervený V., Psenčík I.* Two-dimensional Two Point Ray-tracing Package. Prague: Charles University, 1981.
9. *Cervený V., Psenčík I.* Guide to the Program Package SEIS83. Prague: Charles University, 1983.
10. *Ilinski D.A., Tulin V.A.* Deep imaging of collision zone between African and Anatolian plates in southern part of Cyprus arc base on wide-angle seismic and gravity data // *European Geosciences Union. General Assembly 2006*. Vienna, Austria, 2–7 April 2006. Abstracts.
11. *Ilinskiy D.A., Ganzha O.Y., Elnikov A.I., Roginskiy K.A.* Self-Popup Node Surveying Features and Application to Arctic Shelf Investigation // *EAGE Conference & Exhibitions: Marine Technologies*. Gelendzik. Russia. 22–26 April 2019. Extended abstract.
12. *Ilinskiy D., Ganzha O., Roginskiy K., Lobkovskiy L.* Towards implementation of seabed seismological network in Laptev Sea and Mega seeps geo-structural study by 3D active nodal array // *EGU General Assembly 2019*. Geophysical Research Abstracts. 2019. V. 21. № 11116.
13. *Kopf A., Vidal N., Klaeschen D. et al.* Multichannel Seismic Profiles across Eratosthenes seamount and the Florence Rise Reflecting the Incipient Collision between Africa and Eurasia near the island of Cyprus, Eastern Mediterranean // *Geological framework of the Levant. V. II: Levantine basin and Israel / Krashenninikov V.A., Hall J.K., Hirsch F. et al (eds.). Jerusalem: Historical Production-Halls, 2005. P. 57–71.*
14. *McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 5695–5719.
15. *Makris J., Ben Avraham Z., Behle A. et al.* Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1983. V. 75. P. 575–591.
16. *Makris J., Papoulia J., Yegorova T.* A 3-D density model of Greece constrained by gravity and seismic data // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 1–17.
17. *Mascle J., Benkheilil J., Bellaiche G. et al.* Marine geologic evidence for a Levantine-Sinai plate, a new piece of the Mediterranean puzzle // *Geology*. 2000. V. 28. № 9. P. 779–782.
18. *Reilinger R., McClusky S., Paradissis D. et al.* Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone // *Tectonophysics*. 2010. V. 488 (1–4). P. 22–30.
19. *Rybakov M., Voznesensky V., Ben-Avraham Z., Lazard M.* The Niklas anomaly southwest of Cyprus: New insights from combined gravity and magnetic data // *Isr. J. Earth Sci.* 2008. V. 57. P. 125–138.
20. *Salah S.* 3D Crustal and Lithospheric Structures in the Southeastern Mediterranean and Northeastern Egypt // *Pure Appl. Geophys.* 2013. V. 170. P. 2037–2074.
21. *Toulin V.* Gravity field of the northeastern part of the Mediterranean Sea (south and west of Cyprus) // *Geological framework of the Levant. V. II: Levantine basin and Israel / Hall J.K., Krashenninikov V.A., Hirsch F. et al. (eds.). Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 127–134.*
22. *Wdowinski S., Ben-Avraham Z., Arvidsson R., Ekstrom G.* Seismotectonics of the Cyprian Arc // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 164. P. 176–181.
23. *Welford K.J., Hall J., Hubscher Ch. et al.* Crustal seismic velocity structure from Eratosthenes Seamount to Hecataeus Rise across the Cyprus Arc, Eastern Mediterranean // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 200. P. 935–953.
24. *Zverev S.M.* Peculiarities of sediments and basement structure in the frontal zone of the Cyprian Arc (based on seismic refraction data) // *Geological framework of the Levant V. I: Cyprus and Syria / Krashenninikov V.A., Hall J.K., Hirsch F. et al (eds.). Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 113–126.*

A New Look to the Nature of the Cyprus Arc and the Sinai Plate According to the Wide-Angle Seismic Data of USSR Academy of Sciences

D. A. Ilinskiy^{a, b, #}, O. Yu. Ganzha^{a, ##}, K. A. Roginskiy^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*IP Ilinskiy A.D., Moscow, Russia*

[#]*e-mail: dilinskiy61@mail.ru*

^{##}*e-mail: ganzhaoy@mail.ru*

Adding newly processed old marine and land-based wide angle seismic data to modern geological and geophysical information about the region provides the correct localization and understanding of the interaction of the Sinai, Anatolian and African plates in the Eastern Mediterranean. The reprocessing of a wide angle seismic profile data acquired by ocean bottom and land seismometers in 1989–90 by USSR Academy of Sciences expedition was done. Land explosions and a marine airgun shots were used as a source of seismic signals. As a result of new data processing, the northern and western borders of the Sinai Plate were obtained; the absence of subduction in the southwestern part of the Cyprus arc is shown; the structure of the Earth's crust and upper mantle of the oceanic crust of the African and Sinai plates and the continental crust of the island of Cyprus is clarified.

Keywords: Cyprus arc, Eastern Mediterranean, wide angle marine and land seismic