

*Статья посвящается нашему коллеге
Гринько Борису Николаевичу –
верному другу в наших морских работах.*

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2023 г. С. А. Ковачев¹, *, О. Ю. Ганжа¹, **

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

*e-mail: kovachev@ocean.ru

**e-mail: ganja@ocean.ru

Поступила в редакцию 08.06.2022 г.

После доработки 11.10.2022 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

В статье приведены результаты сейсмических работ, выполненных методом ГСЗ в Персидском заливе. В работах использовались донные сейсмографы аналогового типа и пневмоисточники сейсмических колебаний. Расстановки донных сейсмографов и прострелки выполнялись по трем региональным профилям длиной от 100 до 250 км. Основным результатом стало получение скоростной модели осадочного чехла и земной коры исследуемого района до границы М, расположенной на глубине порядка 43 км. Небольшая мощность верхнего слоя земной коры (4–5 км) и повышенные скорости продольных сейсмических волн в ее остальных слоях характеризуют субконтинентальный архейский тип земной коры. Утонение земной коры характерно для ближайших к Персидскому заливу акваторий: Черного, Каспийского, Средиземного и Красного морей. В земной коре исследуемого района была обнаружена структура, которая, возможно, является брахиантиклиналью, имеющей изометричную куполообразную форму, что соответствует складчатости платформенного типа в областях соляно-купольной тектоники. Каких-либо разломов в земной коре акватории Персидского залива, примыкающей к п-ову Бушер, обнаружено не было.

Ключевые слова: Персидский залив, глубинное сейсмическое зондирование, скоростной разрез земной коры, донный сейсмограф

DOI: 10.31857/S0030157423050052, **EDN:** CYKDGS

ВВЕДЕНИЕ

Элементы тектоники Персидского залива и гор Загрос

По мнению [43] и других авторов, Персидский залив и горный пояс Загрос, обрамляющий его с северо-востока, образовались в результате столкновения Аравии и микроплит Центрального Ирана после закрытия океана Неотетис. Время первоначальной коллизии вдоль гор Загрос колеблется от позднего мелового периода до плиоцена [26, 29]. В некоторых работах Загрос рассматривался как пример молодого континента – континентальный коллизионный пояс [30, 31].

В зоне коллизии Аравия–Евразия, согласно [27, 35, 48], формируются орогенные плато в результате столкновения континент–континент, о чем свидетельствует Турецко–Иранское нагорье.

Плато образуются во время столкновения континентов, где утолщение земной коры и поднятие поверхности сочетаются с относительно низкой скоростью эрозии и врезания, которые ограничивают дальнейшее утолщение и образование рельефа [37]. Это справедливо для Персидского залива.

Очертания границ зоны коллизии Загрос–Персидский залив четко определяются топографическими и сейсмологическими характеристиками [36]. Резкие топографические фронты в Персидском заливе и вдоль северной стороны Большого Кавказа и Копетдага обрисовывают южную и северную окраины крупных активных деформаций района.

Согласно [24, 49], субдукция Аравийской плиты под Загрос, происходившая в венде, постепен-

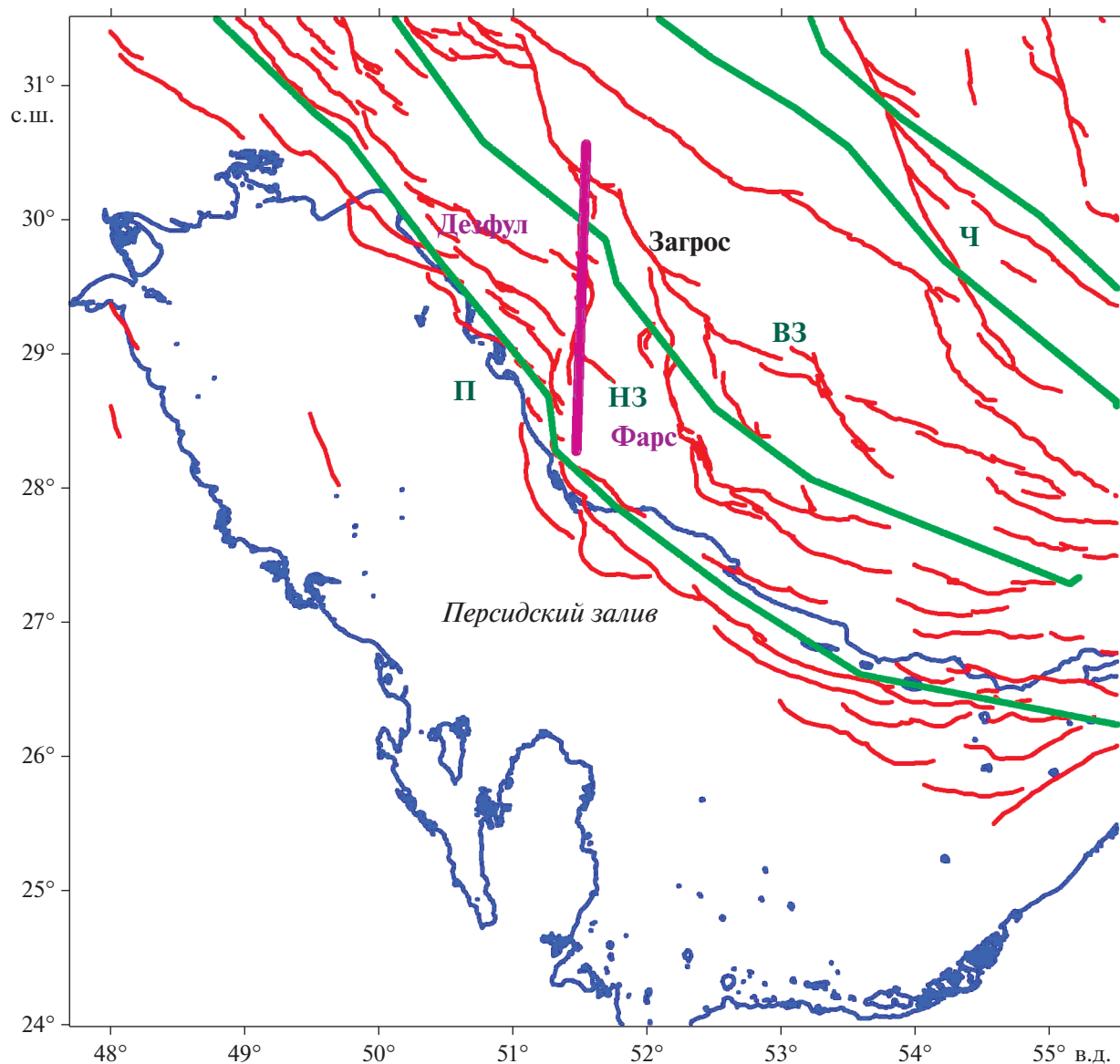


Рис. 1. Элементы тектоники Персидского залива и гор Загрос по данным работ [1, 2]. Красные линии – разломы, П – предгорная зона, НЗ – зона Низкого Загроса, ВЗ – зона Высокого Загроса, Ч – Чешуйчатая зона, фиолетовая линия – Казерунская зона разломов, зеленые линии – границы тектонических зон, Фарс и Дезфул – тектонические провинции.

но сменялась коллизией. В сегменте Загроса Фарс выделяются четыре зоны (рис. 1): Чешуйчатая, Высокого Загроса, Низкого Загроса и Предгорная. Согласно предложенной интерпретации эволюции Загроса, коллизивное сжатие в зоне Главного надвига привело к возникновению перед его фронтом в Чешуйчатой зоне пологих складок типа тех, что сейчас развиваются в Предгорной зоне. Складки прямо отражались в рельефе и, разрушаясь, служили источником обломочного материала [24, 49]. Фарс отделен от провинции Дезфул Казерунской зоной разломов (рис. 1).

Геофизические поля Персидского залива и земная кора района

Мощность земной коры согласно модельным исследованиям, выполненным в работе [39], составляет порядка 40 км, увеличиваясь под горами Загрос до 60 км.

Тепловой поток в акватории Персидского залива, по данным [47], достигает величины порядка 55 мВт/м^2 , увеличиваясь до 60 мВт/м^2 под горами Загрос. Гравитационные аномалии в редукции Буге и Фая близки к нулю, в акватории залива они не превышают -20 мГал , но в районе гор Загрос аномалии Фая возрастают до нуля, а аномалии в

Таблица 1. Скоростные разрезы земной коры Персидского залива и гор Загрос

Ссылка на источник данных	[39]		[16]	[41]	[21]			[34]			гсз		
	<i>d</i>	<i>h</i>	<i>V</i>	<i>V</i>	<i>d</i>	<i>h</i>	<i>V</i>	<i>d</i>	<i>h</i>	<i>V</i>	<i>d</i>	<i>h</i>	<i>V</i>
Осадки	10	10	5.3	5.0	3	3	4.0	7	7	5.5	5.0	5.0	4.1
Верхняя кора	15	5	6.0	6.3	13	10	5.5	15	8	6.2	9.5	4.5	6.0
Средняя кора	23	8	6.1	6.4	20	7	6.0	42	27	6.5	21	11	6.3
Нижняя кора	40	17	6.5	6.9	45	25	6.7				40.5	20.0	6.8
Мантия							8.1						8.05

d – глубина подошвы слоя, км; *h* – мощность слоя, км; *V* – средняя скорость в слое км/с.

редукции Буге уменьшаются до -200 мГал и менее [32, 52].

Отклонение от геоида в акватории Персидского залива составляет не более -13 м, увеличиваясь в районе гор Загрос до максимального значения $+13$ м [44].

Аномалии магнитного поля в акватории Персидского залива носят локальный характер и небольшие амплитуды (не более 70 нТ) [53].

Моделирование структуры земной коры Персидского залива, выполненное в работе [39] на основе гравиметрических данных, информации о тепловом потоке, рельефе района и отклонений от геоида, показало, что наиболее надежной является четырехслойная модель земной коры. Модель состоит из слоя осадков мощностью 10 км и плотностью 2530 г/см³, верхней коры мощностью порядка 5 км и плотностью 2800 г/см³, средней коры мощностью 8 км и плотностью 2820 г/см³ и нижней коры мощностью 17 км и плотностью 2950 г/см³. Тогда, согласно [16], можно (весьма условно) сделать оценки скорости продольных сейсмических волн в земной коре Персидского залива с помощью формулы:

$$\rho = 2 \ln V_p - 0.8, \quad (1)$$

где ρ – плотность горной породы земной коры в т/м³, V_p – скорость продольных сейсмических волн в слоях земной коры в км/с.

V_p в верхнем слое (мощность 10 км), в соответствии с моделированием из работы [39], составляет 5.3 км/с (осадки), в верхней коре (мощность 4 км) V_p близко к значению 6 км/с (условно гранитные породы), в средней коре (мощность 8 км) V_p составляет 6.1 км/с (условно гранитные породы), в нижней коре (мощность 17 км) $V_p = 6.5$ км/с (условно базальтовые породы).

Однако, если использовать график Нейфа-Дрейка [41, 42], то в верхнем слое (мощность 10 км) V_p составит 5.0 км/с, в верхней коре (мощность 4 км) $V_p = 6.3$ км/с (условные базальты), в

средней коре $V_p = 6.4$ км/с (условные базальты) и в нижней коре $V_p = 6.9$ км/с (условные базальты).

В работе [21] приводится скоростной разрез земной коры, полученный в результате обработки записей 3-х взрывов, зарегистрированных сейсмическими станциями, установленными в области сопряжения тектонических провинций Фарс и Дезфул (к северу от АЭС Бушер, район Низкого Загроса) и использовавшимися для локализации микроземлетрясений исследуемого района. Все вышеупомянутые разрезы сведены в табл. 1.

Разрез из работы [21] существенным образом отличается от разреза, построенного на основе данных моделирования [39], наличием относительно мощного (10 км) слоя осадочных пород со скоростью 5.5 км/с и слоя кристаллических пород (7 км) со скоростью 6.3 км/с.

В работе [34] для построения скоростного разреза под акваторией Персидского залива были использованы времена прихода локальных сейсмических событий, зарегистрированных плотной сейсмологической сетью. Было установлено, что скоростная структура верхней коры состоит из осадочного слоя толщиной 7 км (где скорость продольных сейсмических волн составляет 5.5 км/с) и верхней кристаллической коры толщиной 8 км ($V_p = 6.2$ км/с). В данной публикации сообщается, что анализ записей семи телесеизмических землетрясений позволяет предположить, что нижняя кора имеет толщину 27 ± 2 км и скорость продольных сейсмических волн 6.5 км/с.

Необходимо отметить, что краткий обзор публикаций о строении земной коры акватории Персидского залива свидетельствует о противоречивости полученных результатов. Использование разных методов реконструкции скоростного строения твердой среды под дном Персидского залива: моделирование на основе гравиметрических и других данных [39]; интерпретация мало детальных сейсмических данных, полученных от взрывов [21], и восстановление скоростного строения по записям землетрясений [34] дают различающиеся скоростные разрезы земной коры. Пуб-

ликации о выполнении детальных сейсмических исследований методами глубинного сейсмического зондирования отсутствуют в открытой печати, это свидетельствует об актуальности результатов исследований, изложенных в настоящей статье.

МЕТОДЫ И ОБОРУДОВАНИЕ

Для исследования акватории Персидского залива использовались следующие методы морской геофизики:

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) методом преломленных и отраженных волн проводилось по трем региональным профилям. Методика проведения подобных работ описана в [6]. Использовались пневмоизлучатели (ПИ) с общим объемом рабочих камер 60 л и автономные донные сейсмографы (ДС). Основные морские профили дополняли региональные профили на суше, выполненные другими методами. Несмотря на различие в методах и аппаратуре, морские и сухопутные данные оказались хорошо согласованными. Таким образом, была получена генеральная структура земной коры и осадочной толщи как Персидского залива, так и места строительства БАС.

Высокоразрешающее 48-канальное сейсмическое профилирование МОГТ (метод общей глубинной точки) позволило исследовать структуру осадочной толщи и ее скоростные характеристики под дном Персидского залива до глубины порядка 1.0 км с разрешением 1–2 м и выявить ряд акустических неоднородностей (листочастоты, крутые складки, газонасыщение, разломы, дислокации и др.). Результаты МОВ-ОГТ были использованы для построения глубинных региональных профилей.

Суперразрешающее сейсмоакустическое профилирование с использованием сейсмопрофилографа CHIRP-II (CAP-6600) проводилось для изучения тонкой структуры верхнего слоя осадков на глубину 20–40 м ниже морского дна с разрешением 10–30 см с целью выявления поверхностных неотектонических нарушений, газонасыщенных осадков и газовых “сипов”.

Изучение локальной сейсмичности с помощью высокочувствительных автономных донных сейсмологических станций было выполнено для определения степени активности неотектонических разломов на дне Персидского залива.

В настоящей статье ввиду ограниченного объема публикации приводятся только результаты работ, проводившихся методом ГСЗ. В сокращенном виде они рассмотрены в работе [11], а результаты сейсмологических наблюдений – в работе [12].

Навигационное обеспечение и позиционирование судна (НИС “Профессор Штокман”) на про-

филях, а также при постановке и подъеме донных сейсмографов осуществлялось с помощью глобальной спутниковой навигационной системы DGPS. Использовался спутниковый навигационный приемник NT300D (Trimble Navigation) и системы программ dKart Navigator на основе электронной карты.

В работах по ГСЗ и изучению микроземлетрясений в акватории Персидского залива использовались донные сейсмографы совместной разработки Института океанологии (ИО РАН) и Объединенного института физики Земли РАН (ОИФЗ РАН) [8, 23]. Каждым прибором регистрировались сигналы с помощью вертикального сейсмоприемника типа СВ-5 с собственной частотой 5 Гц. Дополнительно приборы ИО РАН были оборудованы гидрофонами и горизонтальными сейсмоприемниками СВ-5М. Регистрация сигналов от каждого датчика после усиления производилась непрерывно на магнитную ленту способом прямой записи с высокочастотным подмагничиванием. Каждый сигнал регистрировался на двух амплитудных уровнях: грубом и чувствительном. Усиление сигналов на каждом уровне различалось в 10–25 раз. В ДС использовались 6 информационных дорожек записи и 2 служебные, на которые записывались пилот-сигнал и марки времени. Частотный диапазон записи составлял 3–30 Гц по уровню 0.76, а суммарный динамический диапазон записи находился в пределах от 60 до 75 дБ на двух амплитудных уровнях. Продолжительность регистрации варьировала от 5 до 14 сут. и зависит от скорости движения магнитной ленты, определяемой решаемой задачей. В работах ГСЗ время записи рассчитывалось по общему времени отработки одного профиля – от постановки ДС, прострелки и до подъема ДС на поверхность. Точность хода кварцевых часов 0.02 с за 10 сут. записи определялась стабильностью используемого в часах ДС опорного кварцевого генератора величиной 2×10^{-8} с/сут.

Сейсмограф помещался в прочный корпус с подводным весом от 40 до 100 кг для разных модификаций и устанавливался на дно с помощью капронового фала диаметром 12 мм. Вслед за прочным корпусом за борт судна вытравливалось 60 м капронового фала, к другому концу которого прикрепляется цепь с балластным грузом весом 70–100 кг. От балластного груза отходил основной буйреп, свободный конец которого прикреплялся к выпускаемому поверхностному бую. Все операции по постановке и подъему бую производились с помощью лебедки, П-рамы и крана. Между сейсмографом, лежащим на дне, и балластным грузом, удерживающим буй, находился фал-развязка, который изолировал сейсмограф от влияния поверхностного бую.

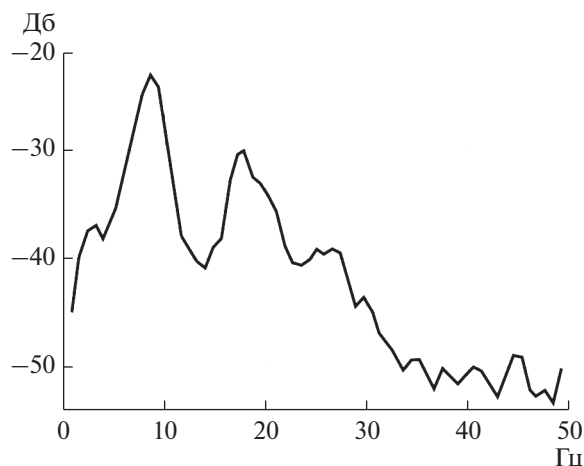


Рис. 2. Спектр импульса пневмопушки, определенный по данным записи контрольного гидрофона.

Система воспроизведения записей ДС была выполнена на базе 8-ми канального модифицированного магнитографа Н-067. Скорость воспроизведения превышала скорость записи в 80–200 раз, что приводило к транспонированию сейсмического диапазона частот (3–30 Гц) в акустический (240–6000 Гц). Сейсмические сигналы, зарегистрированные на дне, начинали звучать. С помощью подсоединяемых к воспроизводящей системе наушников находились записи сигналов от пневмоисточников и природных землетрясений на слух.

Для оцифровки аналоговых записей ДС использовался персональный компьютер IBM PC с мультиплексным 12 разрядным АЦП. Оцифрованная запись визуализировалась на экране монитора и привязывалась к абсолютному времени UTC. Использование сван-диаграмм позволило оценивать эволюцию спектра сейсмического сигнала во времени для выбора оптимальной фильтрации для более тщательной обработки. Амплитудный и энергетический спектр выбранного фрагмента записи рассчитывался с учетом амплитудно-частотной характеристики сейсмометрического канала ДС.

В случае выделения сейсмических событий сохранялись фрагменты записей землетрясений. В случае работ ГСЗ формировались монтажи общей точки возбуждения (ОТВ).

В качестве пневмоисточников использовались две пушки ПИ-5 объемом 30 л каждая [22, 25]. На малых глубинах моря от 10 до 20 м работала одна ПИ с заглублением 7 м. Интервал подрыва составлял 60 с (1 мин.) или при средней скорости судна 3 узла — около 90 м. На глубинах более 20 м выводилась за борт вторая ПИ и обе пушки буксировались на глубине 18 м. Интервал отстрела составлял 120 с (2 мин.) или в среднем 180 м. Для

уменьшения интервала возбуждения сейсмического сигнала прострелка осуществлялась и в обратном направлении со смещением 90 м. Таким образом, в конечном счете, трассы на профиле располагались с интервалом 90 м.

Спектр импульса пневмопушки, рассчитанный по данным записи, полученной контрольным гидрофоном, представлен на рис. 2.

Для запуска пневмоизлучателей и синхронизации часов донных сейсмографов использовалась бортовая система точного времени, состоящая из опорных часов, радиоприемника сигналов точного времени, контрольных часов, гидрофонов-отметчиков моментов излучений ПИ, пульта управления ПИ, платы АЦП и персонального компьютера IBM. Она использовалась в двух режимах: 1 — в режиме сверки часов ДС с точным временем перед постановкой и после подъема ДС, 2 — в режиме управления запуском ПИ.

Методика проведения морских работ по ГСЗ

Работы по глубинному сейсмическому зондированию земной коры Персидского залива выполнялись по трем основным профилям. Положение профилей показано на рис. 3. Длина профилей составляла 100 км для линий, перпендикулярных берегу, и 250 км для линии, параллельной берегу.

Шаг расстановки ДС был неравномерным и варьировал от 5 до 40 км. Уменьшение шага расстановки зависело от априорной геологической информации для получения более достоверного материала в районах со сложным строением. Не со всех буев была получена информация, ее отсутствие связано с кражей буев местными рыбаками (4 ДС) или отказом аппаратуры (3 ДС).

Во время работ по ГСЗ в акватории Персидского залива береговым отрядом ИО РАН были установлены 4 наземные сейсмические станции: три в районе строительства АЭС и одна в г. Бушер для записи на суше излучений ПИ с целью получения данных о скоростном строении земной коры непосредственно под полуостровом Бушер. К сожалению, на записях береговых станций излучений ПИ не было обнаружено в связи с сильным техногенным сейсмическим фоном.

Обработка и интерпретация данных ГСЗ

На этапе предварительной обработки полевых данных формировались записи ОТВ в виде файлов формата SEG-Y [28]. Обработка включала в себя следующие процедуры:

- Оцифровка аналоговых записей донных и береговых сейсмических станций.

- Формирование базы данных полевых наблюдений и создание архива на различных внешних носителях.

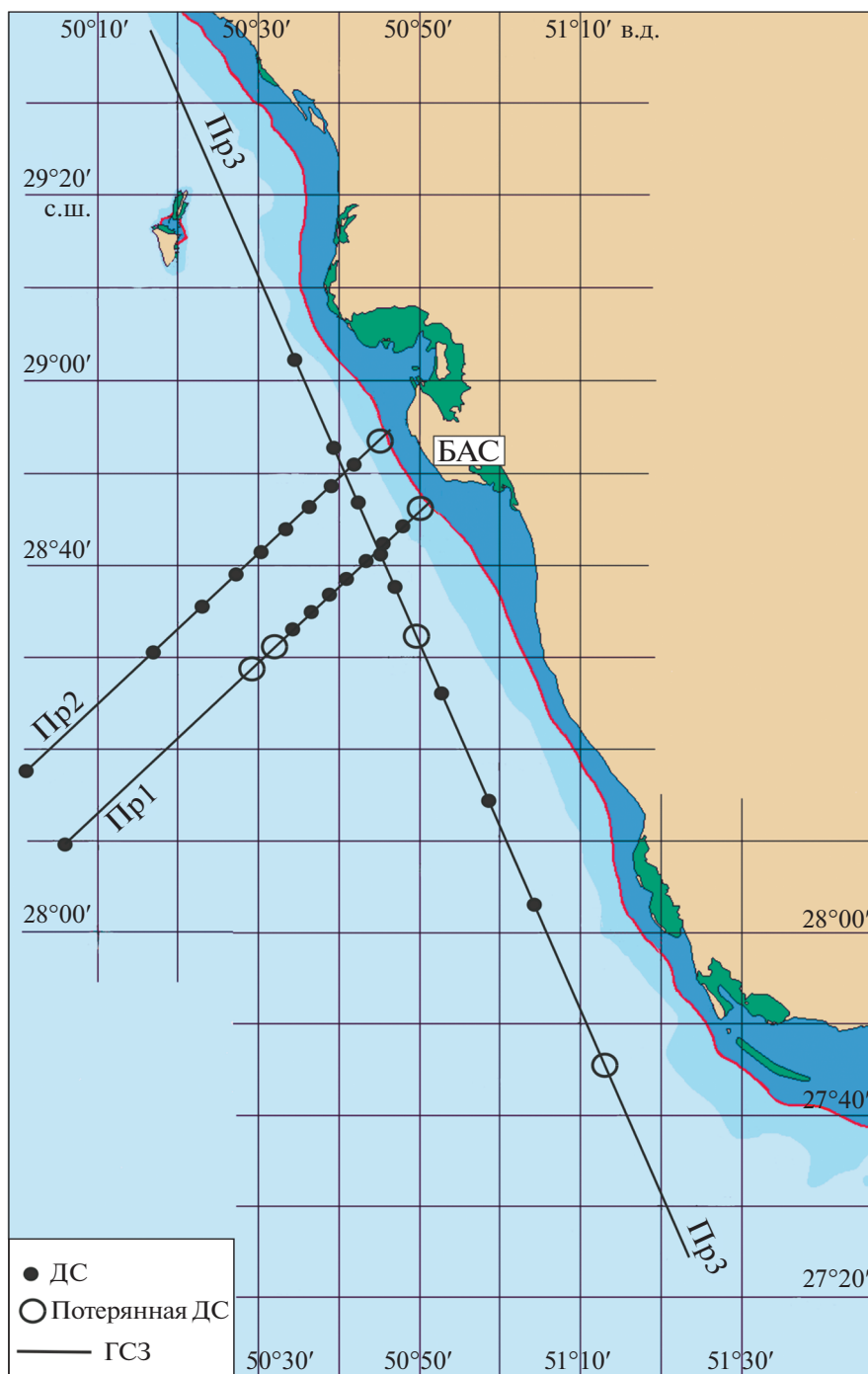


Рис. 3. Профили ГСЗ. Черные круги показывают положение ДС; окружности показывают местоположение потерянных ДС или ДС, на которых по техническим причинам запись не была получена.

– Формирование монтажей ОТВ на основе данных времени подрыва ПИ в виде файлов формата SEG-Y.

– Расчет и занесение в заголовки трасс значений расстояний ПВ–ПП (пункт возбуждения – пункт приема, offset) и расстояния по профилю.

– Привязка каждой сейсмической трассы к абсолютному времени по Гринвичу.

– Внесение статических поправок времени.

– В заголовки записывалась также вся доступная информация в соответствии со стандартом SEG-Y.

Контроль качества записи проводился путем просмотра монтажей на экране монитора. При этом удалялись бракованные трассы и проверялась правильность формирования монтажа по

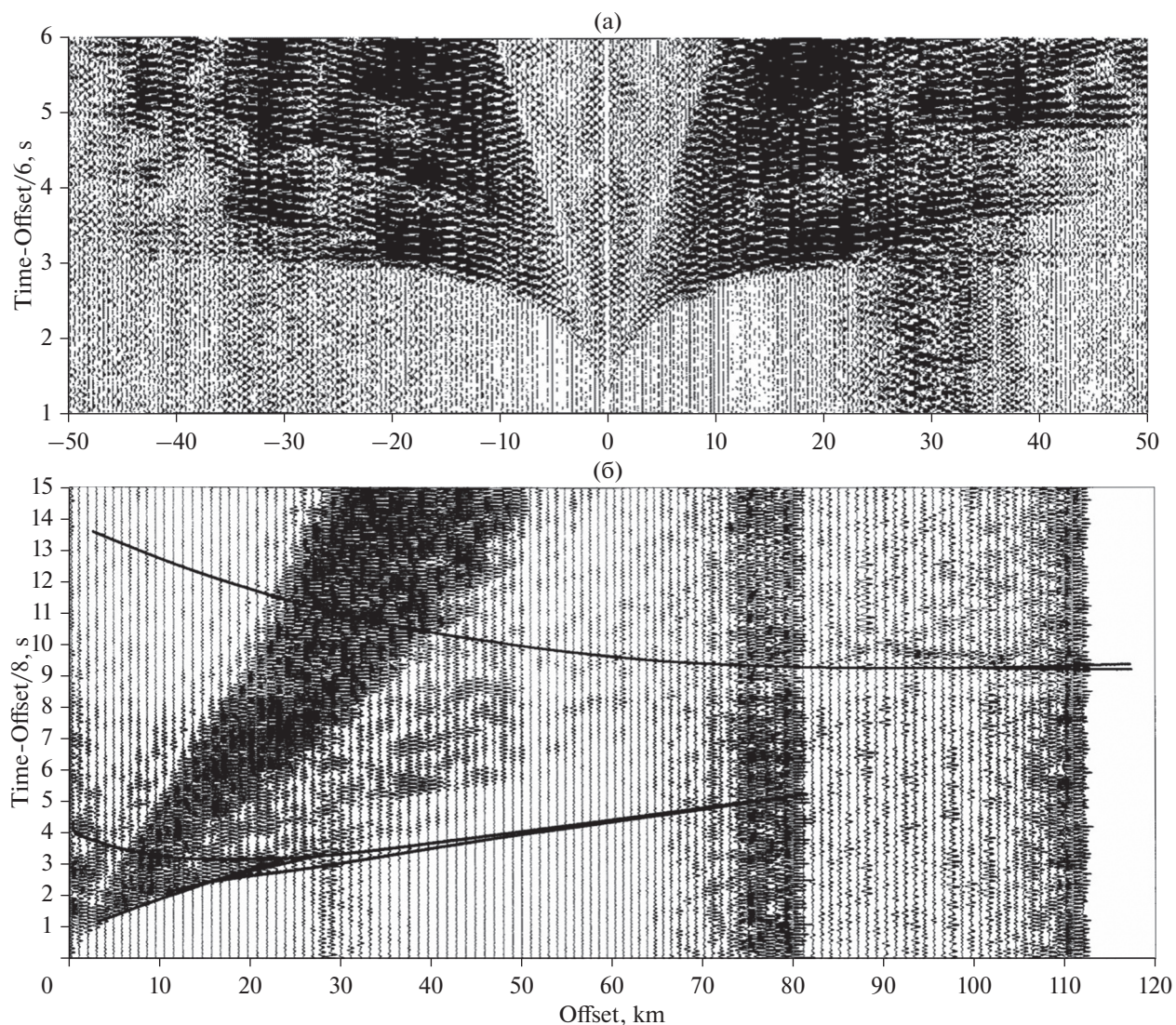


Рис. 4. Примеры монтажей ОТВ канала гидрофона для профиля 3: (а) в редукции 6 км/с; (б) в редукции 8 км/с.

времени прихода отраженной волны от дна. В качестве примера записи ОТВ на рис. 4 приведены два монтажа ОТВ для 3-го профиля.

На этапе интерпретации данных ГСЗ и построения глубинных скоростных разрезов производились следующие процедуры:

- Частотная и τ - p фильтрация докритических отраженных волн.

- Пикирование целевых волн и построение систем встречных и нагоняющих годографов с последующей увязкой времен во взаимных точках.

- Решение одномерной обратной задачи (1-D инверсия).

- Решение двумерной обратной задачи (2-D инверсия).

- Построение двумерного глубинного скоростного разреза с учетом данных 2-х методов инверсии и априорных геологических данных.

- Оптимизация двумерной глубинной скоростной модели путем решения прямой кинематической задачи для сложнопостроенных сред.

Обработку сейсмических данных ГСЗ, интерпретацию и построение глубинных 2-D скоростных моделей проиллюстрируем на примере профиля 3, как наиболее информативного в плане исследования строения земной коры.

Решение одномерной обратной задачи проводилось в предположении плоскопараллельных границ по методу и компьютерной программе В.Ю. Бурмина [4, 5]. Инверсия проводилась для годографов преломленных волн. Следствием однородности модели по горизонтали является раз-

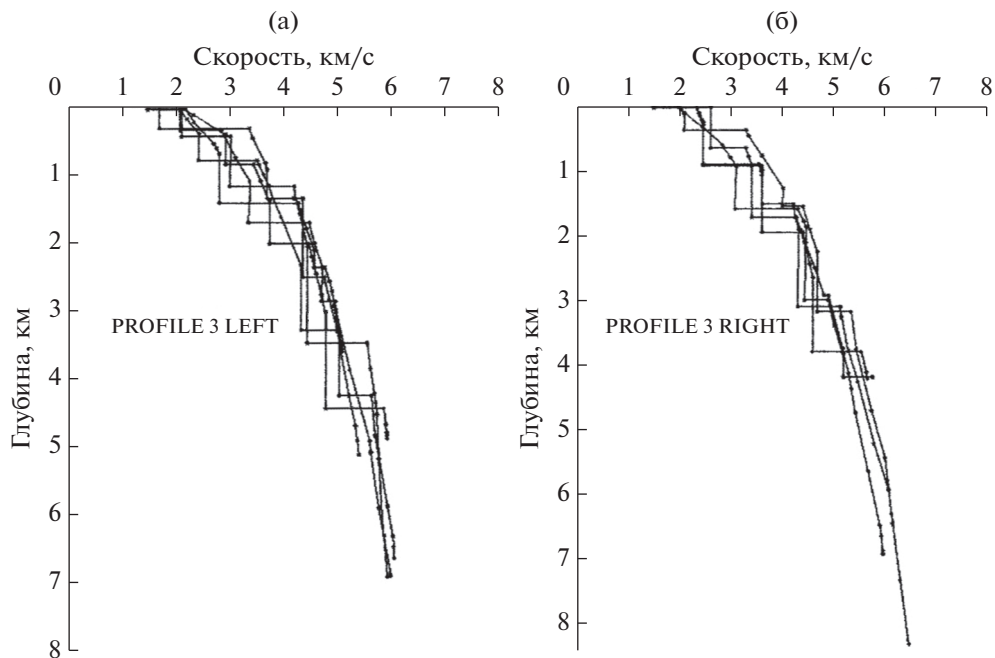


Рис. 5. Сводные скоростные колонки для профиля 3: (а) в левую сторону от ДС, (б) в правую сторону от ДС.

личные результаты инверсии для левых и правых ветвей годографов. Примеры результатов даны на рис. 5 в виде сводных скоростных колонок для правых и левых ветвей.

Годографы преломленных волн были обработаны и интерпретированы с применением метода однородных функций по методу В.Б. Пийп [17, 19, 20, 45, 46].

Использовавшийся пакет программ ГОДОГРАФ реализует автоматическую интерпретацию годографов преломленных волн для сложно-построенных сред в условиях, когда горизонтальные и вертикальные изменения скорости могут быть очень значительными. Метод не требует априорной информации, и операция отождествления волн на годографах первых вступлений выполняется автоматически.

Рассчитанные глубинные разрезы (рис. 6) представляют поле скорости, заданное в узлах прямоугольной сетки. Это поле содержит информацию о границах раздела и тектонических нарушениях. Инверсионные границы раздела (скорость уменьшается скачком сверху вниз) выглядят, как утолщенные линии и совмещены с полем изолиний скорости (рис. 6). Значения скорости на разрезах внутри слоев и блоков всегда возрастают сверху вниз.

Построение двумерной (2-D) глубинной скоростной модели производилось следующим образом:

Скорость в осадочной толще и границы раздела брались из модели МОВ-ОГТ для 3-го профи-

ля. На глубинную модель выносились площадки в соответствии с расположением критической точки для каждой границы по левым и правым ветвям по данным 1-D инверсии. Скорость под площадкой определялась по соответствующей скоростной колонке. Преломляющие границы и скорости строились на основании 2-D инверсии и увязывались с площадками 1-D инверсии.

Уточнение построенных разрезов производилось решением двумерной (2-D) прямой задачи методом подбора с использованием способа формализации неоднородных скоростных моделей и связанного с ним численного решения прямой кинематической задачи Зелта [50, 51]. При этом использовалась графическая оболочка SeisWide (автор Derping Chain [54]), где сопоставлялись экспериментальные и теоретические годографы.

Оценка точности сопоставления экспериментальных и теоретических годографов приведена на рис. 7. На рис. 7б видно, что, в основном, расхождение между наблюдаемыми и теоретическими годографами для модели профиля 3 не превышает ± 0.1 с.

Полученный с помощью программы Zelt глубинный скоростной разрез для профиля 3 приведен на рис. 8.

Аналогичным образом были построены глубинные скоростные разрезы для профилей 1 и 2 (рис. 9а и 9б соответственно). Из-за большого расстояния между ДС 9 и ДС 10 на профиле 2 информации не хватало для надежной интерпретации этой части разреза на глубинах до 1–1.5 км,

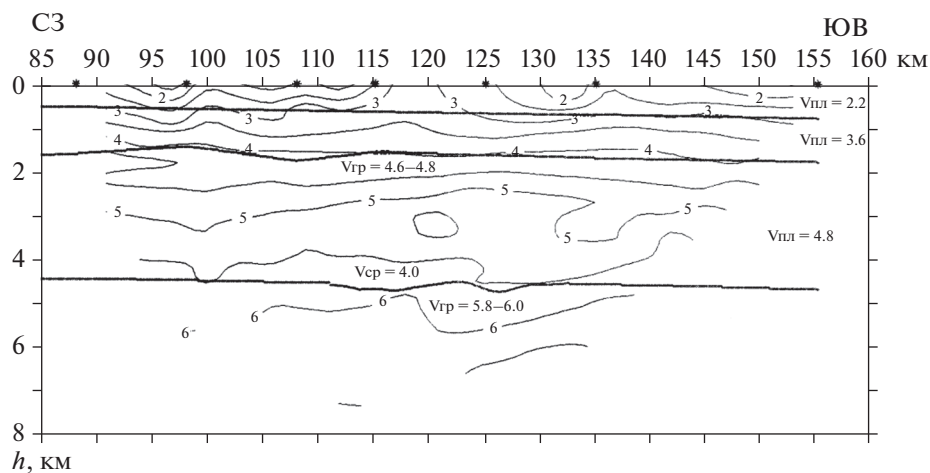


Рис. 6. Глубинный скоростной разрез по профилю 3, построенный методом однородных функций. Звездочки на дневной поверхности – положение ДС; сплошные утолщенные линии – границы 1-го рода; $V_{ср}$ – величина средней скорости пласта в км/с; $V_{гр}$ – величина граничной скорости в км/с; цифры на изолиниях – скорость в км/с.

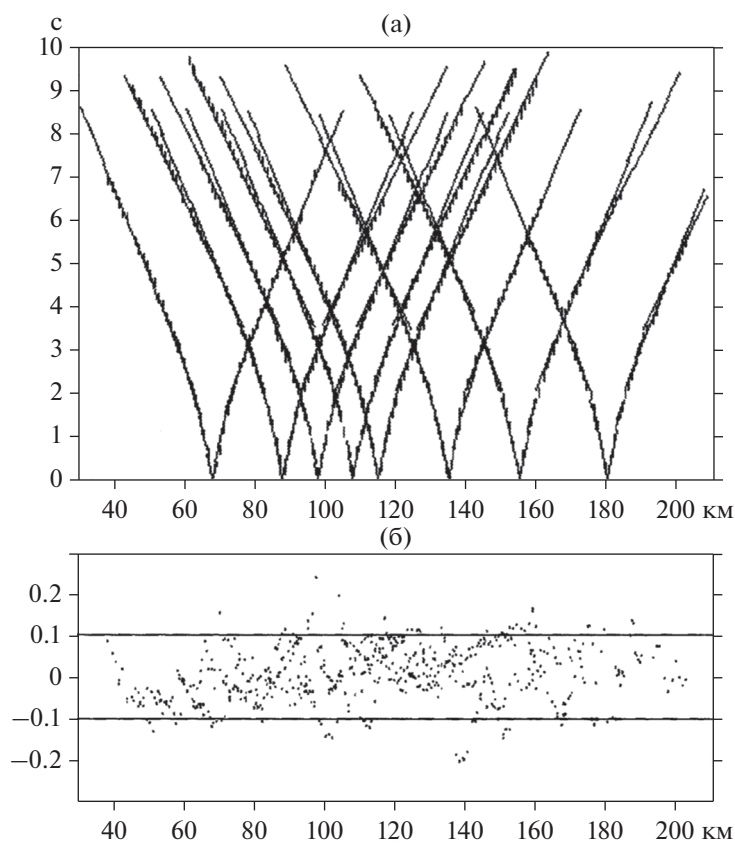


Рис. 7. Сопоставление экспериментальных и расчетных годографов по профилю 3: на верхнем рисунке (а) вертикальные штрихи | – экспериментальные точки пикирования (размер штриха соответствует точности пикирования 0.1 с), сплошные линии – расчетные годографы; на нижнем рисунке (б) показана разность расчетных и наблюдаемых времен пробега сейсмических волн в зависимости от расстояния по профилю.

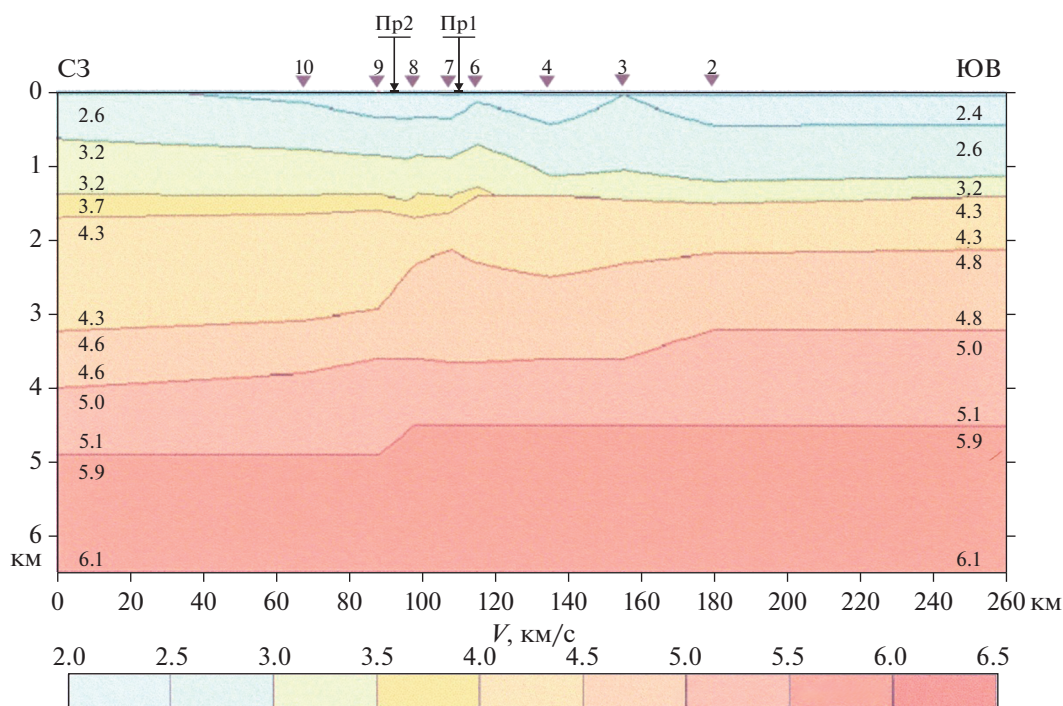


Рис. 8. Глубинный скоростной разрез профиля 3. Цифры у границ раздела обозначают скорость в км/с. Треугольники на дневной поверхности – положение ДС. Стрелками указаны места пересечения с профилями 1 и 2.

но более глубокие слои разреза интерпретированы достаточно надежно.

Сопоставление скоростных разрезов по всем трем профилям показывает, что наиболее сложное строение имеют места пересечения 1 и 2 профилей с профилем 3. На 3-ем профиле обнаруживается зона со сложным строением. Она расположена на интервале расстояний 90–180 км вдоль профиля 3. Профиль 2 пересекает эту зону на 96-ом км, а профиль 1 – на 110-ом км профиля 3. Здесь наблюдается корреляция куполообразных структур в точках постановки ДС 6, 7, 8 – профили 1; 3, 4, 5 – профили 2 и 6, 7, 8 – профили 3.

Обнаруженная на профилях 1, 2, 3 структура, возможно, является брахиантиклиналью, имеющей изометричную куполообразную форму, что соответствует складчатости платформенного типа в областях соляно-купольной тектоники. Типичные размеры этой структуры составляют 10×20 км и подобны размерам Бушерской антиклинали.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В связи с прибрежным расположением профилей, где на качество записи сильно влияет прибор и техногенный шум, основная часть первых вступлений на сейсмограммах прослеживалась на расстояниях не более чем 35 км от ДС. Это обстоятельство не позволило построить скоростные мо-

дели глубже 6–7 км (рис. 8, 9) по комплексу преломленных и отраженных волн.

Преломленные волны с кажущимися скоростями 5.8–6.4 км/с в первых вступлениях зарегистрированы до максимальных расстояний 45–50 км. Это соответствует проникновению сейсмических лучей преломленных волн до глубин максимум 6–8 км. На больших глубинах наблюдается резкое увеличение поглощения продольных сейсмических волн, что хорошо видно на сводной сейсмограмме, показанной на рис. 4б. При этом контрастная граница, соответствующая подошве фундамента по данным ГСЗ, хорошо маркируется по скачку скорости 5.1/5.9 км/с на глубине 6 км.

Однако, на сейсмических записях явно присутствовали отраженные волны от более глубоких границ.

На записях некоторых ДС отраженные волны малой интенсивности регистрируются на временах от 6 до 12 с. Отраженная волна появляется на “двойном” интервале времени 4.8 с, что соответствует глубине границы 9.9 км при $V_{cp} = 4.1$ км/с. На профилях 1, 2, 3 докритические отражения записывались на временных интервалах, соответствующих глубинам залегания границы от 9 до 11 км. Эта граница может интерпретироваться как подошва верхней коры.

На рис. 4б приведена сводная сейсмограмма, построенная по записям ДС-9 на профиле 3 в ре-

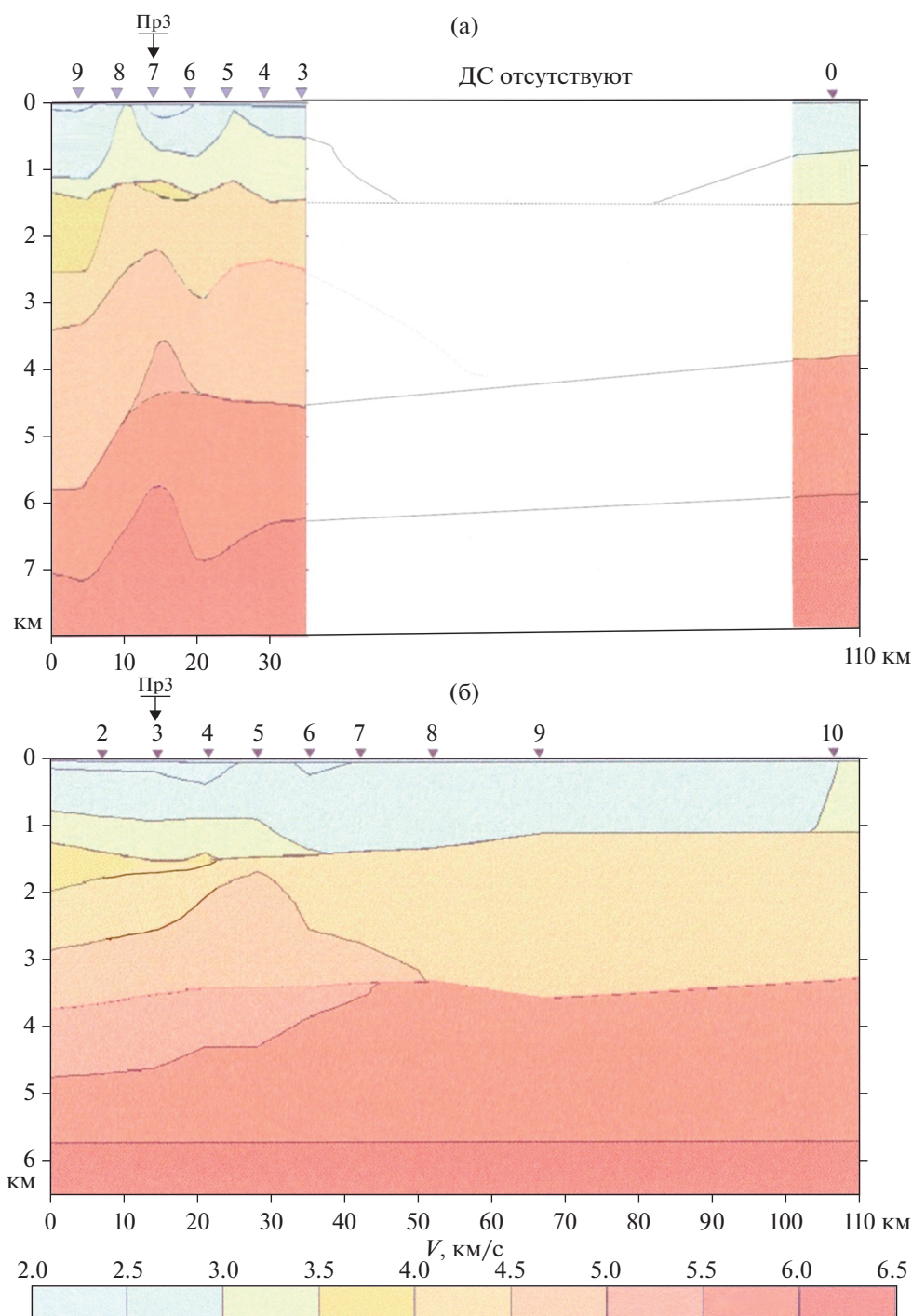


Рис. 9. Глубинные скоростные разрезы профилей 1 и 2. Цифры у границ раздела обозначают скорость в км/с. Треугольники на дневной поверхности – положение ДС. Стрелки – пересечение с профилем 3. (а) – профиль 1, белый пробел на разрезе – отсутствие данных (объяснение в тексте), (б) – профиль 2.

дукции скорости $V = 8$ км/с. На сейсмограмме на расстояниях 85–105 км выделяется закритическое отражение продольной сейсмической волны от поверхности Мохо.

Кинематическое моделирование дало оценочное положение поверхности Мохо 37–41 км с на-

клоном к началу профиля 3. Моделирование выполнялось методом подбора, при этом было принято, что скорость в земной коре от ее кровли до границы Мохо меняется по линейному закону от 6.2 км/с на ее кровле до 6.8 км/с на ее подошве. В процессе моделирования удалось выделить

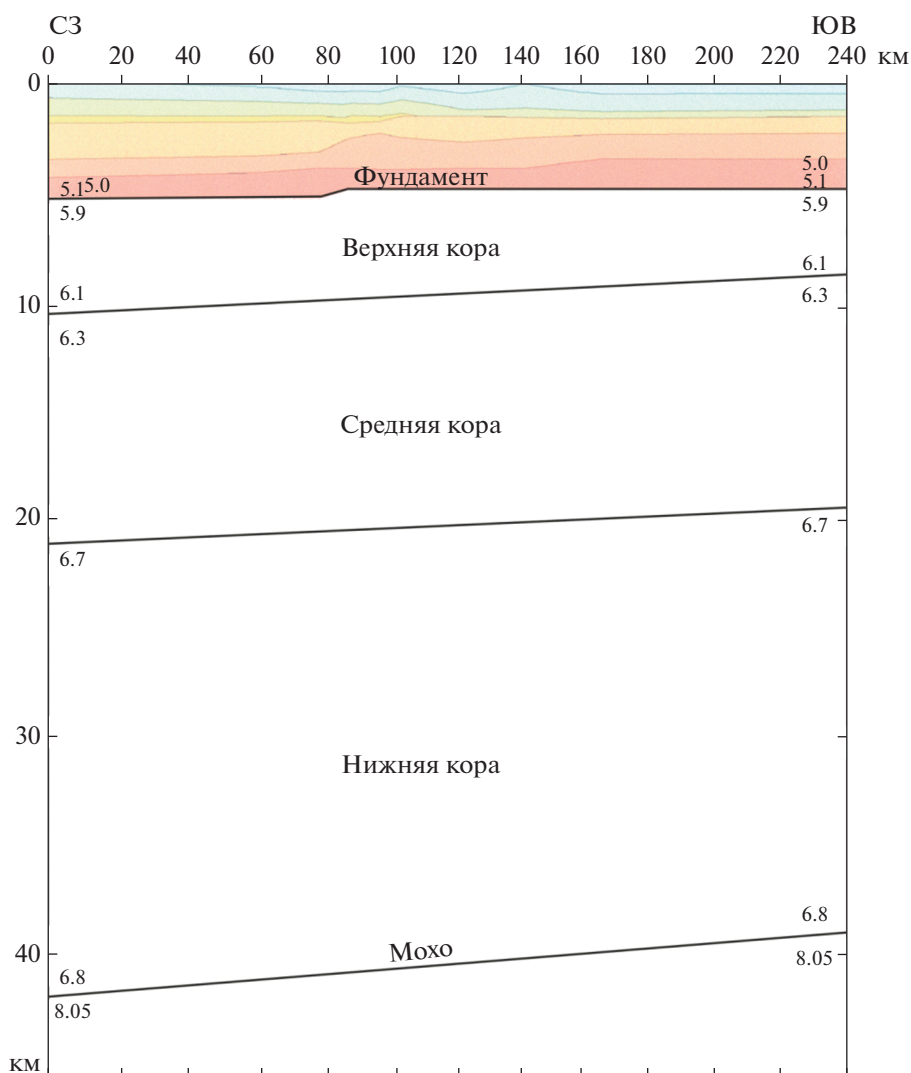


Рис. 10. Оценка положения фундамента и границы Мохо.

промежуточную преломляющую границу на глубине 20 км. На рис. 10 показана глубинная скоростная модель профиля 3 с упрощенными границами ниже фундамента.

В результате проведенных работ, выполнявшимся методом ГСЗ с использованием донных сейсмографов и пневмоисточников большого объема, был получен скоростной разрез земной коры в акватории Персидского залива до глубины 40–43 км. Ранее в открытой печати такая информация отсутствовала.

Скоростной разрез представлен следующими слоями (сверху вниз):

Слой 1 с $V_p = 2.0–5.1$ км/с (средняя скорость 4.1 км/с) и мощностью 5 км (кровля слоя расположена на глубине 0 км, подошва определена на глубине 5 км). По-видимому, этот слой сложен осадочными горными породами.

Слой 2 с $V_p = 5.9–6.1$ км/с и мощностью от 4 до 5 км. Кровля слоя расположена на глубине 5 км. Она интерпретирована нами как кровля кристаллического фундамента. Подошва слоя плавно поднимается с северо-запада на юго-восток с глубины 10.5 км до глубины порядка 8 км. Породы, слагающие этот слой, видимо, можно отнести к условным гранитам.

Слой 3 с $V_p = 6.3$ км/с и мощностью порядка 11 км. Кровля слоя расположена на глубине 10.5 км на северо-западе исследуемого района и плавно поднимается до глубины 8 км на юго-востоке. Подошва слоя также поднимается с глубины порядка 21.5 км на северо-западе до глубины 19.5 км на юго-востоке. Этот слой можно интерпретировать как среднюю кору.

Слой 4 с $V_p = 6.7–6.8$ км/с и мощностью порядка 20 км. Кровля слоя расположена на глубине

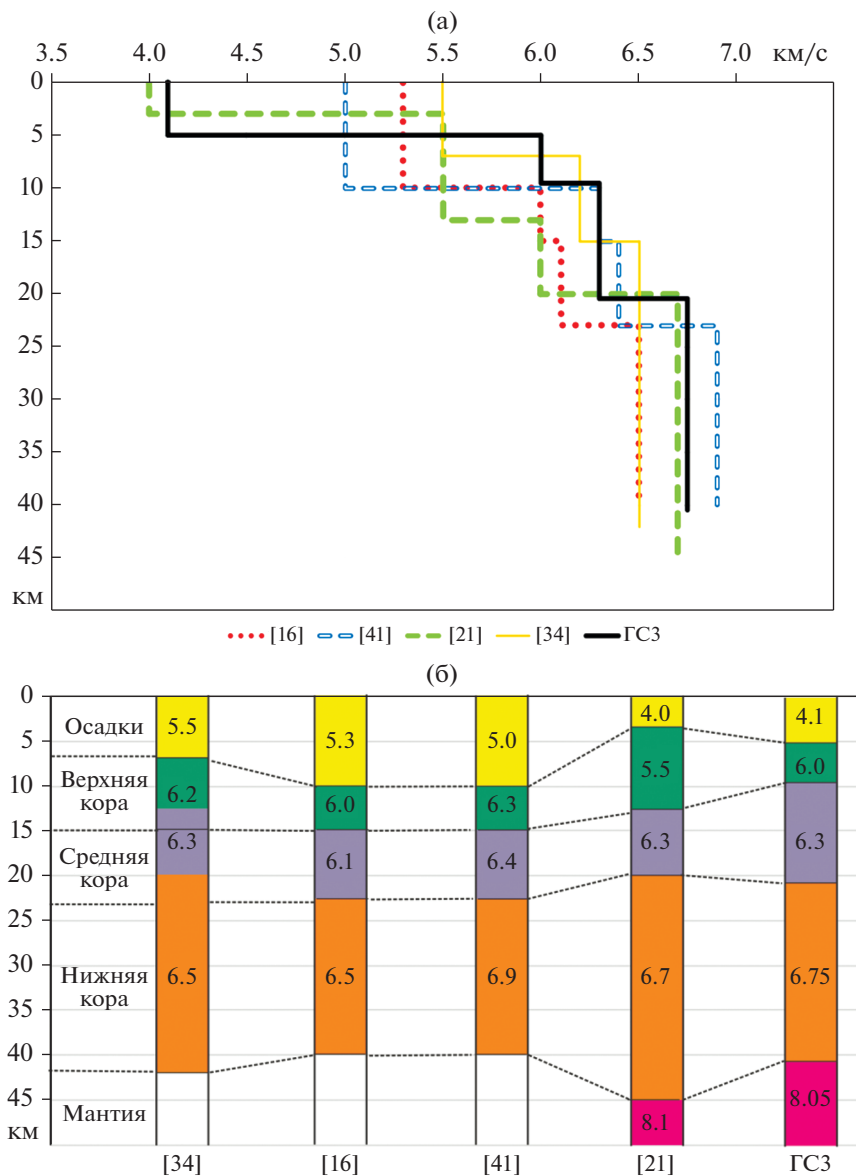


Рис. 11. Скоростные модели земной коры Персидского залива: (а) изменение скорости сейсмических волн в зависимости от глубины; (б) в виде одномерных сейсмических разрезов. Цифры в квадратных скобках – ссылка на источник модели; ГСЗ – модель, построенная по данным разреза на рис. 10.

21 км на северо-западе исследуемого района и плавно поднимается до глубины 19.5 км на юго-востоке. Подошва слоя также поднимается с глубины порядка 42 км на северо-западе до глубины 39 км на юго-востоке. Этот слой можно интерпретировать как нижнюю земную кору, а его подошву можно принять за границу Мохоровичича.

Возможность подъема границ раздела в земной коре Персидского залива при переходе от провинции Дезфул к провинции Фарс отмечается в работе [3]. Наличие этого эффекта здесь обосновывается геологическими методами. В работе [24] отмечается, что кора при этом становится более мафической.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее близкой к полученному разрезу является скоростная модель среды, полученная в результате моделирования на основе гравиметрических и других данных [39], в которой плотности горных пород пересчитаны в скорости продольных волн с помощью соотношения Нейфа-Дрейка [41]. Параметры рассматриваемых моделей приведены на рис. 11.

Основное несовпадение моделей наблюдается в осадочном чехле, где скорости продольных сейсмических волн по данным ГСЗ составляют 4.1 км/с, а по данным моделирования – 5 км/с.

Кроме того, мощность осадков в модели Нейф-Дрейка составляет 10 км, а по данным ГСЗ – 5 км. Пластовые скорости в других слоях земной коры практически совпадают в обеих моделях. Глубины границ Мохо и кровли нижней коры в них также очень близкие.

Необходимо также отметить, что метод ГСЗ, где измеряются скорости пробега сейсмических волн, является более точным инструментом для построения скоростных разрезов земной коры по сравнению с расчетными методами, моделирующими скоростные параметры в слоях земной коры на основе геофизических данных.

Все рассмотренные модели и полученный разрез земной коры методом ГСЗ указывают на то, что в земной коре под акваторией Персидского залива слой условно гранитных пород имеет пониженную мощность (порядка 4–5 км).

Таким образом, земную кору Персидского залива, следуя обобщениям, представленным в работах [9, 10, 40], можно отнести к субконтинентальной коре архейского типа. Такая ситуация (полное отсутствие или утонение верхнего слоя земной коры) характерна для ближайших к Персидскому заливу акваторий: Черное [7, 13–15, 18], Каспийское [20], Средиземное [38] и Красное [33] моря.

Данные ГСЗ показывают, что в радиусе 100 км от места строительства АЭС Бушер разломы в земной коре отсутствуют.

В результате выполненных работ в земной коре исследуемого района была обнаружена структура, которая, возможно, является брахиантиклиналью, имеющей изометричную куполообразную форму, что соответствует складчатости платформенного типа в областях соляно-купольной тектоники. Типичные размеры этой структуры составляют 10 × 20 км и подобны размерам Бушерской антиклинали.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИО РАН № FMWE-2021-0004 и Гранта РФФИ № 20-77-00034.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алджабасини Х.М.Д.* Геологическое строение и сейсмическая активность региона нефтедобычи Персидского залива. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.01. М.: ГИН РАН, 2021. 120 с.
2. База данных активных разломов Евразии (и прилегающих акваторий). Геологический институт Российской академии наук. Лаборатория неотектоники и современной геодинамики. URL: <http://neotec.ginras.ru/database.html>.
3. *Бачманов Д.М.* Новейшая тектоника и геодинамика центральной части Внешнего Загроса (юго-западный Иран). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 24 с.
4. *Бурмин В.Ю.* Обращение годографа общей точки отражения для вертикально-неоднородной среды с криволинейной границей // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 386–389.
5. *Бурмин В.Ю.* Обращение разрывного годографа рефрагированной волны // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 4. С. 521–524.
6. *Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортов А.В.* Строение вала Шатского (Черное море) по результатам региональных сейсмических исследований МПВ // Бюлл. МОИП. Отд. геологический. 2004. Т. 79. № 3. С. 3.
7. *Есин Н.В., Хортов А.В., Есин Н.И.* О механизме образования “безграничных” впадин Черного моря // Экология гидросферы. 2021. № 1 (6). С. 28–39.
8. *Зверев С.М., Акимов Г.Н., Новиков В.С. и др.* Аппаратура для глубинного сейсмического зондирования и изучения местных землетрясений на суше и на море // Сейсм. приборы. 1978. Вып. 11. С. 75–77.
9. *Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В. и др.* Типы земной коры циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5–20.
10. *Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д. и др.* Типы земной коры Центральной и Северо-Восточной Азии, дальневосточной и арктической областей перехода континент–океан // Региональная геология и металлогения. 2018. № 73. С. 6–18.
11. *Ковачев С.А., Крылов А.А., Ганжа О.Ю., Егоров А.В.* Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в акватории Персидского залива // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII междунар. научно-технической конференции. М.: ИО РАН, 2021. С. 205–208.
12. *Ковачев С.А., Крылов А.А., Егоров А.В.* Результаты донных сейсмологических наблюдений в акватории Персидского залива // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII междунар. научно-технической конференции. М.: ИО РАН, 2021. С. 201–204.
13. *Муратов М.В., Субботин С.И.* Заключение // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 329–331.
14. *Непрочнов Ю.П.* Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1960. Т. 35. С. 30–35.
15. *Непрочнов Ю.П., Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф.* Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря // ДАН СССР. 1959. Т. 129. № 2. С. 408–411.
16. *Петрофизика:* Справочник. В трех книгах. Кн. первая. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.
17. *Пийп В.Б.* Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций // Физика Земли. 1991. № 10. С. 24–32.
18. *Пийп В.Б., Ермаков А.П.* Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным // Вестн. моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 61–68.
19. *Пийп В.Б., Родников А.Г.* Глубинные структуры континентальной окраины Приморье – Японское

- море по сейсмическим данным // Вестн. моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 61–67.
20. Пийп В.Б., Родников А.Г., Буваев Н.А. Исследование глубинного строения литосферы вдоль сейсмического профиля Кавказ-Южно-Каспийская впадина-Апшеронский порог-Средне-Каспийская впадина-Туранская плита // Вестн. моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 45–51.
 21. Ребецкий Ю.Л., Лукк А.А., Татевосян Р.Э., Быкова В.В. Определение фокальных механизмов слабых землетрясений и современная геодинамика юга Ирана // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 4. P. 971–988.
 22. *Сейсморазведка*. Справочник геофизика / Под ред. И.И. Гурвича и В.П. Номоконова. М.: Недра, 1981. 464 с.
 23. Соловьев С.Л., Ковачев С.А., Кузин И.П., Воронина Е.В. Микросейсмичность Эгейского и Тирренского морей по наблюдениям донных сейсмографов. М.: Наука, 1993. 159 с.
 24. Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов // Тр. Геол. ин-та. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.
 25. Утнасин В.К., Москаленко Ю.А., Бадиков Н.В. и др. Пневматический источник сейсмических сигналов. Патент № 2034310 С1. Российская Федерация. МПК G01V 1/02, G01V 1/04. № 5000364/25. Заявлен 14.08.1991. Опубликовано 30.04.1995.
 26. Allen M.B., Jackson J., Walker R. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates // *Tectonics*. 2004. V. 23 (2). TC2008.
 27. Allen M.B., Saville C., Blanc E.J.-P. et al. Orogenic plateau growth: Expansion of the Turkish-Iranian Plateau across the Zagros fold-and-thrust belt // *Tectonics*. 2013. V. 32. P. 1–20.
 28. Barry K.M., Cavers D.A., Kneale C.W. Recommended standards for digital tape formats // *Geophysics*. 1975. V. 40. № 2. P. 344–352.
 29. Berberian M., King G.C.P. Towards a paleo-geography and tectonic evolution of Iran // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1981. V. 18. P. 210–265.
 30. Bird P. Finite element modeling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny // *Tectonophysics*. 1978. V. 50. P. 307–336.
 31. Bird P., Tokso Z.M.N., Sleep N.H. Thermal and mechanical models of continent–continent convergence zones // *Journal of Geophysical Research*. 1975. V. 32. P. 4405–4416.
 32. Dekhani G., Makris J. The gravity field and crustal structure of Iran // *Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Abh.* 1988. V. 168. P. 182–207.
 33. Eglhoff F., Rihm R., Makris J. et al. Contrasting structural styles of the eastern and 38 western margins of the southern Red Sea: the 1988 SONNE experiment // *Tectonophysics*. 1991. V. 198. P. 329–353.
 34. Hatzfeld D., Tatar M., Priestley K., Ghafory-Astiani M. Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran) // *Geophysical Journal International*. 2003. № 155. P. 403–410.
 35. Hatzfeld D., Molnar P. Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. Rg2005.
 36. Jackson J., McKenzie D. The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East // *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 1988. V. 93. P. 45–73.
 37. Liu-Zeng J., Tapponnier P., Gaudemer Y., Ding L. Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution // *Journal of Geophysical Research*. 2008. V. 113. F04018.
 38. Makris J., Yegorova T. A 3-D density–velocity model between the Cretan Sea and Libya // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. P. 201–220.
 39. Montavalli-Anbaran S.H., Zeyen H., Brunet M.-F., Ardostani V.E. Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling // *Tectonics*. 2011. V. 30. TC5013.
 40. Mooney W.D. Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure // *Treatise on Geophysics*. V. 1: Seismology and Structure of the Earth / Eds. B. Romanowicz & A. Dziewonski. Elsevier, 2007. P. 361–417.
 41. Nafe J., Drake C. Physical properties of marine sediments // *The Sea*. V. 3. N.Y.: Intersci. Publ., 1963. P. 794–815.
 42. Nakanishi A., Shiobara H., Hino R. et al. Detailed subduction structure across the eastern Nankai trough obtained from ocean bottom seismographic profiles // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № 11. P. 27151–27168.
 43. Paul A., Hatzfeld D., Kaviani A. et al. C. Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros // *Geological Society, London, Special Publications*. 2010. V. 330. P. 5–18.
 44. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008 // Paper presented at General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, 13–18 April. 2008.
 45. Piip V.B. 2D inversion of refraction traveltimes curves using homogeneous functions // *Geophys. prosp.* 2001. V. 49. P. 461–482.
 46. Piip V.B., Rodnikov A.G. The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // *Rus. J. of Earth Sci.* 2004. V. 6. № 1. P. 1–14.
 47. Pollac H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // *Earth Planet Sci. Lett.* 1993. V. 244. № 1–2. P. 285–301.
 48. Şengör A.M.C., Kidd W.S.F. Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet // *Tectonophysics*. 1979. V. 55. P. 361–376.
 49. Trifonov V.G. Zagros structure of the mountain belt (Iran) // *Geological Society, London Special Publications*. 2010. V. 330. P. 5–18.
 50. Zelt C.A. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travel-time data // *Geophys. J. Int.* 1999. № 139. P. 183–204.
 51. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure // *Geophys. J. Int.* 1992. № 108. P. 16–34.
 52. <http://bgi.omp.obs-mip.fr>.
 53. https://data.nodc.noaa.gov/cgi-bin/iso?id=gov.noaa.ngdc.mgg.geophysical_models:EMAG2_V3.
 54. <http://seismic.ocean.dal.ca/~seismic/utilities/seiswide/index.php>.

The Earth's Crust Structure of the Persian Gulf According the Results of Deep Seismic Sounding

S. A. Kovachev^{a, #}, O. Yu. Ganzha^{a, ##}

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

[#]*e-mail: kovachev@ocean.ru,*

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

The article presents the results of seismic work performed by the DSS method in the Persian Gulf. Bottom analog type seismographs and seismic airgun sources were used in the works. The bottom seismographs were placed and the shooting was carried out according to three regional profiles with a length from 100 to 250 km. The main result of these studies was to obtain velocity-depth model of the sedimentary cover and the Earth's crust up to Moxo boundary, which was revealed at a depth of about 43 km in the water area. Given that the thickness of the upper crust is only 4–5 km, and the speed characteristics of the remaining layers, the crust type can be attributed to the subcontinental Archean type. This situation (complete absence or drowning of the upper layer of the Earth's crust) is typical for the waters closest to the Persian Gulf: the Black Sea, the Caspian Sea, the Mediterranean and the Red Seas. A structure was found in the Earth's crust of the studied area, which may be a brachianticline having an isometric dome-shaped shape, which corresponds to the folding of the platform type in the areas of salt-dome tectonics. No faults have been found in the Earth's crust of the Persian Gulf water area adjacent to the Bushehr Peninsula.

Keywords: Persian Gulf, deep seismic sounding, velocity section of the earth's crust, bottom seismograph