

Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ 25

© М. В. Козленко, Ю. В. Козленко, Д. В. Лысынчук, 2009

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 17 июня 2009 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Наведено результати комплексної переінтерпретації кінематичних годографів уздовж профілю ГСЗ 25 методами томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль і сейсмоміструктурного моделювання з долученням розв'язання прямої задачі гравиметрії. На основі характерних елементів томографічного розрізу, сейсмічної та густинної моделей визначено особливості глибинної будови земної кори та верхньої мантії західної частини Чорного моря, які суттєво розвивають сучасні уявлення про геотектоніку субокеанічної Західночорноморської глибоководної западини, платформних утворень Скифської плити та зони переходу між ними.

Results of integrated reinterpretation of kinematic travel-time curves along the DSS profile 25 by the method of tomographic inversion of the first entrances of seismic waves and seismic structural simulation with integration of direct gravity problem solution have been presented. Special features of deep structure of the Earth's crust and upper mantle of the western part of the Black Sea based on characteristic elements of tomographic section, seismic and density models were found out, which considerably develop modern ideas on geo-tectonics of suboceanic West Black Sea deep-water depression, platform structures and their transition zone.

Введение. В результате интерпретации материалов многочисленных научных экспедиций были получены данные о строении коры и верхней мантии западной части акватории Черного моря [Земная ..., 1975; Геологическая ..., 1980; Моргунов и др., 1981; Геология ..., 1987; Шнюков и др., 1997]. Однако эти результаты не всегда совпадают между собой. Поэтому строение Скифской плиты, Западно-Черноморской впадины и зоны перехода между ними остается недостаточно определенным. Для получения детального разреза земной коры и верхней мантии, выявления корреляционных связей между отдельными этажами осадочного чехла и фундамента, а также с тектоническими элементами (разломами), была проведена комплексная сейсмогравитационная переинтерпретация геофизических данных по профилю ГСЗ 25.

Этот профиль пролегает почти через всю западную часть Черного моря (рис. 1). В северной (шельф) и южной (глубоководная котловина) частях профиля дно имеет субгоризонтальную поверхность. Центральная часть (ПК от -325 до -100) пересекает по касательной континентальный склон, и поэтому рельеф дна на глубинах 1,0—1,5 км представляет собой чередование выступов и впадин.

В ходе исследований было использовано решение прямой и обратной задач сейсмометрии, а также прямой задачи гравиметрии.

Методика переинтерпретации сейсмических данных. Работа базировалась на переинтерпретации кинематических годографов (рис. 2). Первым этапом было построение скоростного разреза методом томографической инверсии первых вступлений сейсмических волн по программе FAST [Hole, 1992]. Расче-

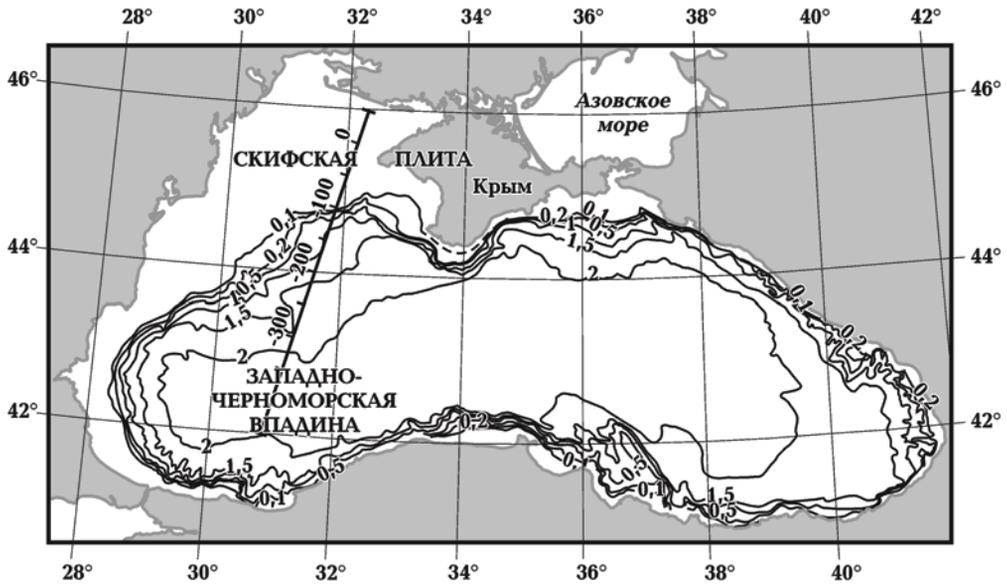


Рис. 1. Схема расположения профиля ГСЗ 25. Изобаты дна в км.

ты проводились с шагом 1 км по простиранию и глубине. Минимальные расхождения в расчетных и наблюдаемых годографах получены после пяти итераций.

Вторым этапом было решение в итерационном режиме прямой задачи сейсмометрии по программе трассирования лучей RAYINVR [Zelt, 1999], которое позволило уточнить рассчитанную волновую картину и перейти от непрерывного скоростного разреза к прослеживанию границ раздела первого рода, отвечающим основным элементам разреза. Это дало возможность выделить в земной коре отдельные структурные этажи. Границы зада-

вались по 256 точкам, распределение скоростей продольных волн — в 244 точках среды.

Данные о распределении скоростей и мощности слоев в верхней части разреза, которые были заданы по результатам предыдущих исследований [Туголесов и др., 1985; Монограф ..., 1988], использовались при расчете сейсмических лучей в нижних слоях. Поэтому модель строилась сверху вниз, и ее качество в значительной мере зависило от точности определения первых вступлений сейсмических волн [Земная ..., 1975].

В начальной модели скорости в верхней части определялись по годографам прямой волны. После этого моделировались фазы для нижнего этажа. Как правило, сначала по рефрагированной волне рассчитывалась скорость в отдельном горизонте, после чего определялась его мощность по преломленной волне. Такая последовательность выдерживалась, начиная с поверхностных слоев и заканчивая глубинными. При этом, конечно, только закритичные отражения имеют достаточную мощность, чтобы их можно было выделить в волновом поле. Изменения в модель вносились на основе сравнения наблюдаемых и расчетных годографов. Для большинства выделенных осей синфазности сейсмических волн получены расхождения порядка 0,1 с, что является общепринятой в международной практике интерпретации данных ГСЗ и свидетельствует о высокой достоверности модели (рис. 3).

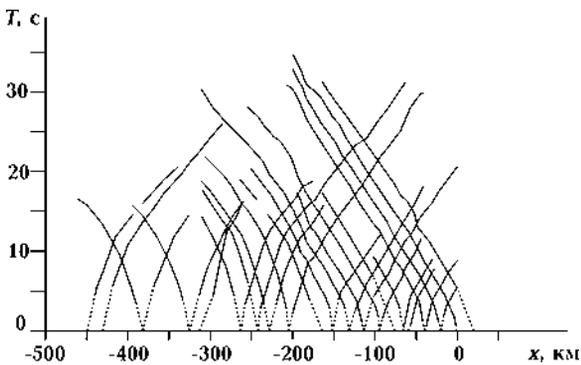


Рис. 2. Исходные данные по профилю в виде кинематических годографов первых вступлений сейсмических волн [Земная ..., 1975] (сплошные линии — наблюдаемые, пунктирные — экстраполированные отрезки).

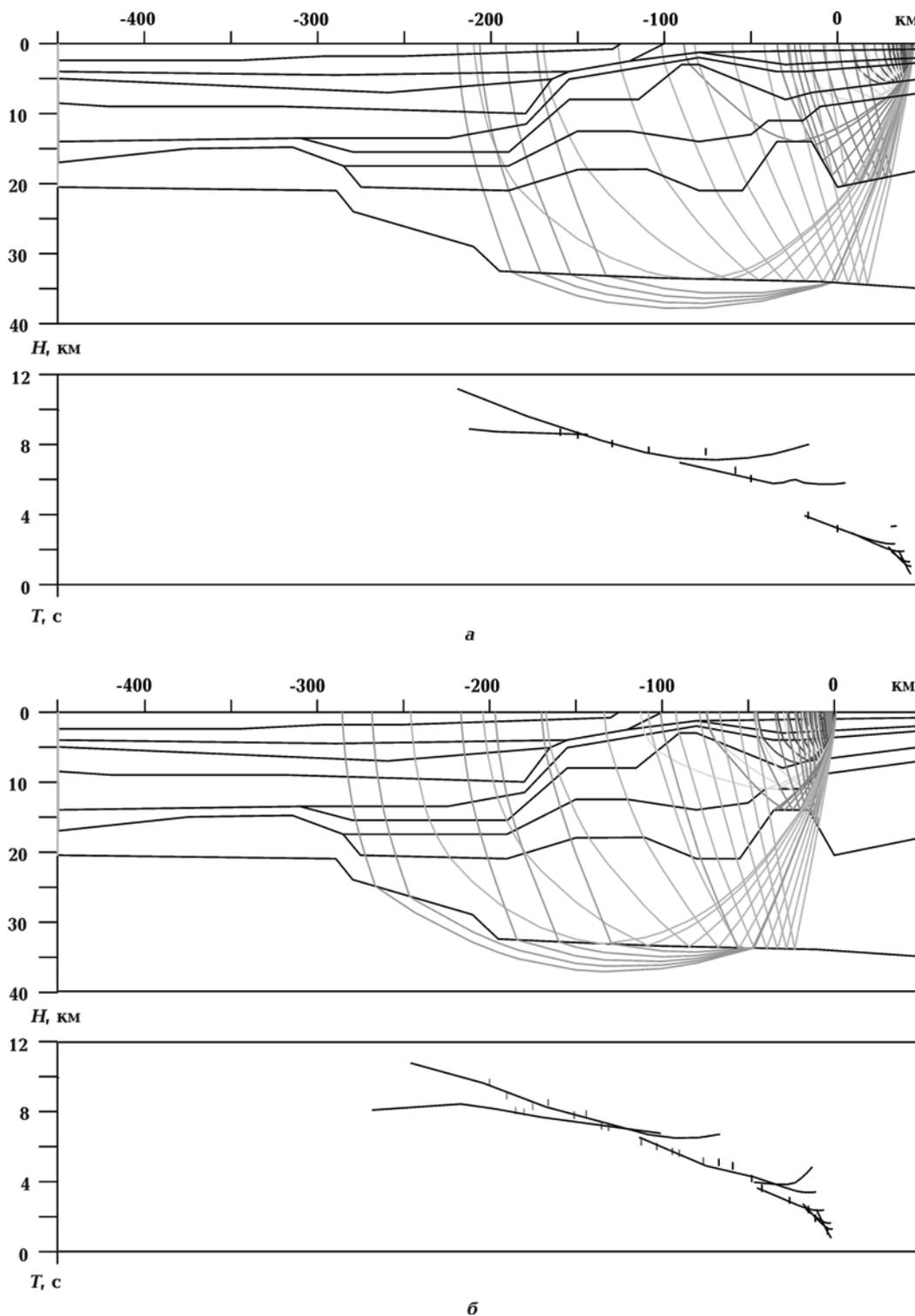


Рис. 3. Подбор сейсмической модели для пунктов взрыва на ПК 43, 1, -151, -242 и -441 соответственно (а—д). В верхней части рисунков показаны расчетные лучи и положения границ раздела в разрезе, в нижней — расчетные годографы (сплошные линии) и точки излома наблюдаемых годографов (черточки). Результирующая модель приведена на рис. 5.

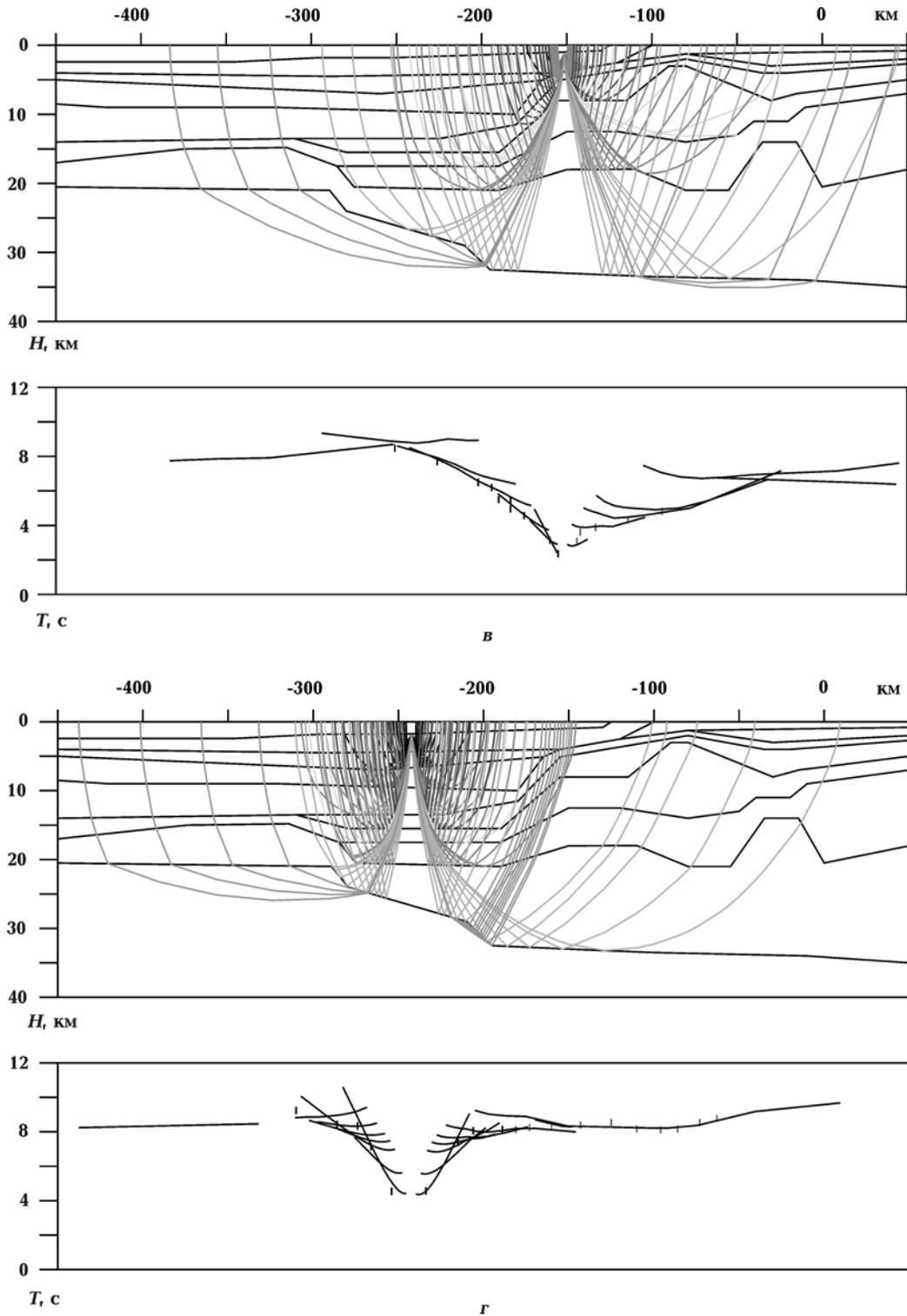


Рис. 3 (продолжение).

Исследования позволили определить сейсмические скорости и очертить геометрию границ в земной коре и верхней мантии. Наиболее достоверно определены элементы до глу-

бин порядка 20 км, где зафиксированы преломленные волны, годографы которых однозначно характеризуют скорости распространения продольных волн. С глубиной степень

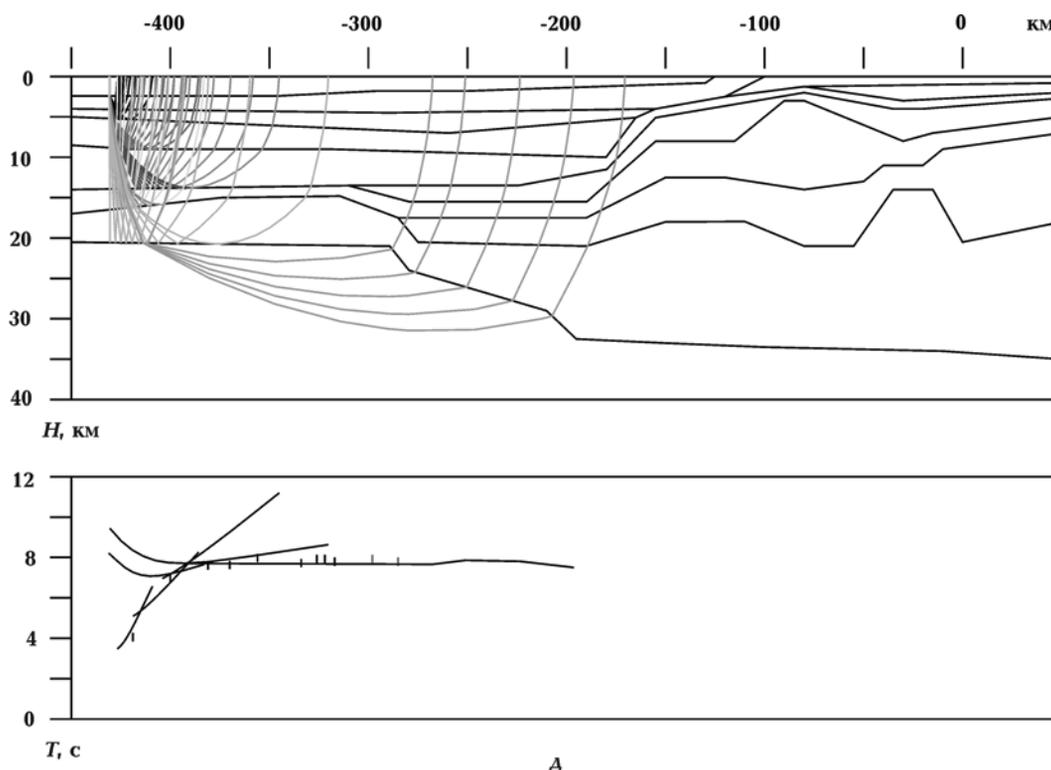


Рис. 3 (окончание).

надежности построения модели уменьшается благодаря рекурсивному накоплению ошибок.

По результатам интерпретации данных ГСЗ, которые базируются на моделировании отраженных и рефрагированных волн лучевым методом, невозможно точно определить форму и природу образования выявленных аномальных зон в распределении скоростей, но такая неоднозначность может быть уменьшена путем сопоставления с гравиметрическими исследованиями. Поэтому третьим этапом было построение плотностной модели с помощью программы [Козленко *та ин.*, 1997]. Точность подбора наблюдаемого гравитационного поля составила ± 5 мГал.

Результаты томографической инверсии.

На рис. 4 приведен результат расчета томографической инверсии первых вступлений сейсмических волн по профилю до глубины 25 км. На рис. 4, а показан ход лучей от источников к сейсмоприемникам, на рис. 4, б — построенный на основании расчета томографический разрез с наложением на него структурных границ осадочного чехла до поверхности меловых отложений согласно [Туголесов и др., 1985].

В глубоководной части разреза (ПК от -450 до -280) большие расстояния как меж-

ду пунктами взрывов, так и сейсмоприемниками приводят к разреженности лучей, особенно в нижней части разреза (см. рис. 4, а). На части профиля от ПК -275 до ПК 50 сеть наблюдений более густая, что позволяет считать результаты расчета достаточно надежными.

На полученной волновой картине изолинии сейсмических скоростей представляют собой чередование прогибов и поднятий различной амплитуды и длины (см. рис. 4, б). Максимальная амплитуда колебаний изолиний V_p изменяется от 5 км для скорости 3,5 км/с до 4 км для $V_p = 4,0 \div 5,0$ км/с. По характеру можно выделить несколько типов ундуляций.

Первый тип определяется парными изгибами вверх и вниз изолиний V_p , оси которых субпараллельны и охватывают 6—7 значений скорости, простираясь на значительную глубину (ПК $-390 / -365$, $-305 / -280$, $-165 / -150$, $-110 / -100$, $-65 / -50$, $0 / 25$), второй — локальными одиночными изгибами 2—3 изолиний (ПК -355 , -335 , -90 , -75 , -30). Ундуляции третьего типа характеризуются значительным увеличением величин скорости, имеют субизометрическую форму и расположены на глубинах 14—20 км (ПК от -135 до -110 и от -30 до -5). Кроме того, в ин-

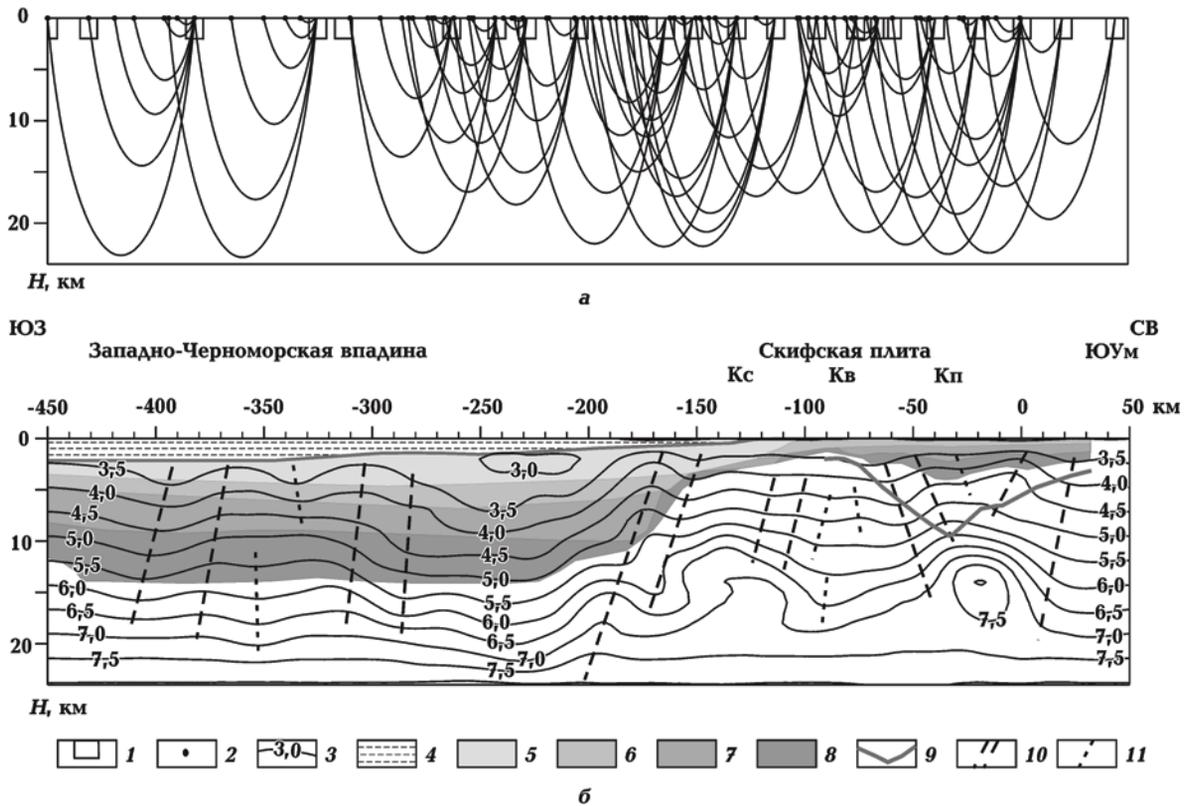


Рис. 4. Томографическая инверсия первых вступлений сейсмических волн: а — ход сейсмических лучей; б — структурно-скоростной разрез. Значение V_p в км/с (1 — пункты взрыва; 2 — сейсмоприемники; 3 — изолинии V_p в км/с; 4 — вода; структурные горизонты осадочного чехла [Туголесов и др., 1985]: 5 — верхний неоген — антропоген (N_2-Q), 6 — нижний неоген (N_1^{2-3}), 7 — майкопская серия ($P_3-N_1^1$), 8 — нижний и средний палеоген (P_{1-2}); 9 — подошва отложений мелового возраста [Безверхов, 1988]; 10, 11 — оси ундуляции скоростных изолиний первого и второго типов соответственно). Структуры в пределах Скифской плиты: Кс — Краевая степень, Кв — Каламитский вал, Кп — Каркинитский прогиб; ЮУм — Южно-Украинская моноклираль.

тервале ПК от -270 до -200 на глубинах $2-22$ км выделяется достаточно протяженное пологое прогибание группы изолиний от $3,0$ до $7,5$ км/с.

Изменения сейсмических скоростей вдоль профиля имеют определенную закономерность (см. рис. 4, б). По простиранию осадочных слоев величины V_p колеблются в границах $1,0-1,5$ км/с. Отложения плиоцен-антропогена (N_2-Q) характеризуются скоростью $3,0-3,5$ км/с, в осадках нижнего неогена (N_1^{2-3}) скорости волн изменяются от $3,2$ до $4,2$ км/с. В пределах майкопской серии ($P_3-N_1^1$) получены скорости $3,5-4,8$ км/с. Ниже по разрезу, в отложениях палеогена (P_{1-2}), разброс значений V_p составляет 1 км/с (от $4,7$ до $5,7$ км/с). Следует отметить, что изолиния скорости $5,5$ км/с севернее ПК -300 углубляется ниже подошвы кайнозойских осадков. Результаты томографической инверсии

в отношении колебания скоростей в пределах $0,5-1,3$ км/с в каждом из осадочных слоев кайнозойского возраста согласуются с результатами других исследований. Так, в соответствии с данными сейсмических наблюдений, в осадочных породах западной части Черного моря возраста от юры до антропогена в пределах стратиграфических горизонтов наблюдаются изменения значений V_p от $0,7$ км/с для глин и мергелей до $1,1$ км/с для карбонатных пород [Monograph ..., 1988].

Сопоставление томографического разреза со структурой мезокайнозойских отложений [Туголесов и др., 1985] показывает несогласное положение изолиний скорости и границ осадочных слоев — изолинии колеблются в пределах каждого этажа и даже переходят из одного в другой. Поэтому этим методом затруднено выделение субгоризонтальных слоев.

Однако по распределению скоростей вполне возможно определить крутопадающие границы отдельных блоков. Этот вывод следует из приуроченности системы парных изгибов изолиний на ПК $-170/-150$ к домеловому континентальному склону. Поскольку все крупные нарушения волновой картины (ундуляции изолиний V_p первого типа) подобны вышеприведенному, можно сделать предположение, что такие элементы разреза связаны, скорее всего, с резкими структурными несогласиями.

Ундуляции изолиний V_p второго типа (охватывающие 2—3 интервала скорости) очевидно объясняются другой причиной — изменением характеристик пород (фациальных, гранулометрических, плотностных и др.) по латерали в пределах отдельных блоков.

Результаты сейсмического моделирования. Томографический расчет и данные о положении структурных границ кайнозойских отложений [Туголесов и др., 1985] и их скоростных характеристик [Монограф ..., 1988]

были использованы для построения сейсмической модели. Поверхность Мохо задавалась в соответствии с моделью, приведенной в работе [Сейсмогравитационное ..., 1994].

Подбор сейсмоструктурной модели (рис. 5) показал, что так же, как и в томографическом разрезе, скорости в слоях кайнозойских осадков не выдерживаются вдоль профиля, изменяясь по простиранию на $0,1-0,25$ км/с. Наиболее выразительной является зона на ПК от -200 до -170 , в пределах которой скорости во всех осадочных горизонтах выше на величину до $0,3$ км/с относительно прилегающих частей разреза.

В структуре консолидированной коры можно выделить два участка с существенно отличными характеристиками. Южнее ПК -290 в пределах Западно-Черноморской впадины фундамент состоит из двух слоев: один со скоростями $6,2-6,5$ км/с, второй со скоростью $6,75-7,1$ км/с. Граница между ними поднимается от краев к центру (ПК от -365 до -305) на $2,0-2,5$ км. Раздел Мохо в этом ин-

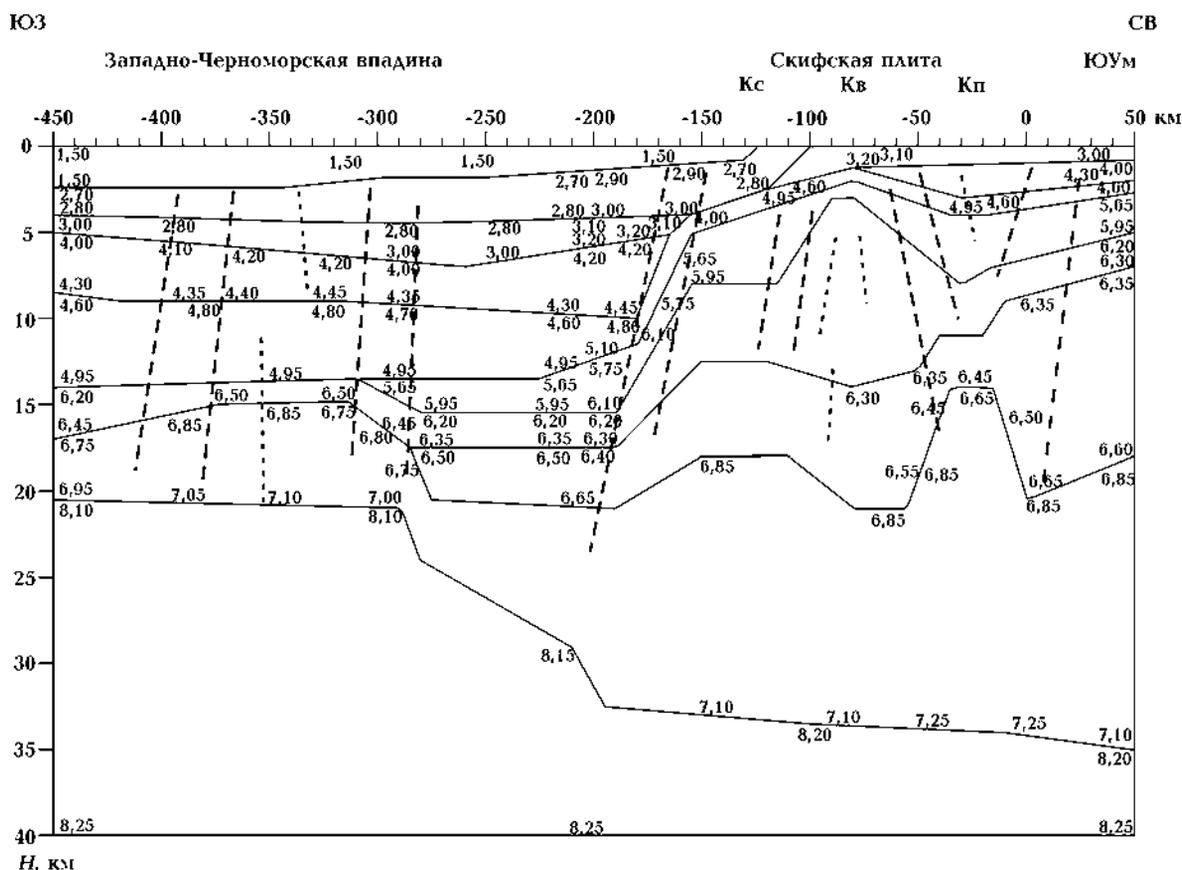


Рис. 5. Сейсмическая модель по профилю. Значение V_p в км/с. Штриховыми линиями показаны оси ундуляций скоростей, выделенные по томографическому разрезу (рис. 4, б). Названия структур в пределах Скифской плиты см. на рис. 4, б.

тервале определяется по скачку скорости 7,0/8,1 км/с на глубине около 21 км.

Севернее ПК — 285 кора ниже кайнозойских осадков состоит из четырех слоев со скоростями 5,65—5,95, 6,20—6,35, 6,40—6,65 и 6,85—7,10 км/с. В пределах каждого этажа значения V_p в целом выдерживаются, в отличие от осадочного чехла. Исключения составляют участки на ПК от —280 до —210, где отмечено повышение скоростей на разделе между вторым и третьим слоями, и интервал ПК от —200 до —170, в пределах которого величина V_p выше на 0,10—0,15 км/с в верхнем слое.

Особенности сейсмической модели позволяют разделить разрез на несколько блоков. На ПК от —275 до —190 наблюдается горизонтальное залегание границ, за исключением поверхности Мохо, которая резко погружается с 21 до 32 км. На участке между ПК —150 и —110 сейсмические границы в консолидированной коре залегают также горизонтально, но на меньших глубинах, а поверхность Мохо полого понижается. Блок на ПК от —100 до —50 характеризуется сложной структурой: мощность верхнего и нижнего слоев уменьшается, а второго и третьего — увеличивается. Пространственно этот участок относится к Каламитскому валу. Под Каркинитским прогибом (ПК от —50 до 0) картина в консолидированной коре противоположная — средние слои утончаются, а первый и четвертый — утолщаются. В пределах данного блока граница третьего и четвертого слоев залегают на 6 км выше, чем на прилегающих

участках. Значение V_p здесь на 0,2 км/с меньше, а на поверхности Мохо — на 0,15 км/с больше. Севернее все сейсмические границы полого поднимаются, кроме раздела М, который углубляется до 36 км.

В целом скорости как томографического разреза, так и сейсмической модели имеют достаточно хорошее соответствие с данными предыдущих исследований, единственное существенное отличие касается минимальных значений скоростей в неоген-четвертичных отложениях (табл. 1). Согласно литературным данным, наименьшая скорость в этих осадках составляет 1,85 км/с, а полученная при проведенных исследованиях — 2,7 км/с. Такое расхождение объясняется тем, что расчеты базируются на экстраполированных отрезках годографов первых вступлений (см. рис. 2), на которых значения скорости начинаются с 2,8 км/с [Земная ..., 1975].

Результаты моделирования дополняют расчеты томографической инверсии, что дает возможность более уверенно выделять структурные особенности разреза. В частности, оси ундуляций изолиний скоростей первого типа, которые были выделены на томографическом разрезе (см. рис. 4, б), в сейсмической модели разделяют земную кору на отдельные блоки (см. рис. 5). Так, оси ундуляций на ПК —390 / —365 и —305 / —280 являются боковыми границами участка повышенных скоростей в консолидированной коре. Оси на ПК —165 / —150 четко ложатся на доломовой континентальный склон, который является южным краем Скифской плиты. Оси

Т а б л и ц а 1. Скорости сейсмических волн в западной части Черного моря

Слой	V_p , км/с		
	согласно [Монограф ..., 1988]	рассчитанные	
		томографический разрез	сейсмическая модель
N_2-Q	1,85—3,0	3,0—3,5	2,7—3,0
N_1^{2-3}	3,0—4,0	3,2—4,2	2,8—3,2
$P_3-N_1^1$ (майкоп)	3,0—4,6	3,5—4,8	4,0—4,45
P_{1-2}	4,6—5,5	4,7—5,7	4,6—5,1
К	5,0—5,7	—	5,65—6,1
До К	5,4—6,3	—	6,2—6,35
Гранит	5,8—6,8	—	6,3—6,65
Базальт	6,6—7,3	—	6,75—7,25
Верхняя мантия	8,0—8,2	—	8,1—8,2

на ПК –110/–100 и –65/–50 ограничивают с двух сторон Каламитский вал, а на ПК –65/–50 и 0/25 — Каркинитский прогиб. Таким образом, предположение о том, что такие нарушения изолиний скоростей имеют тектоническое происхождение, подтверждается.

Оси второго типа, которые охватывают 2—3 интервала скорости, на сейсмической модели находятся в пределах блоков, поэтому, скорее всего, имеют не тектоническую, а петрофизическую природу, как предполагалось при рассмотрении томографического разреза.

Количественными расчетами подтверждено существование двух участков повышенных скоростей на глубинах 14—20 км (ПК от –140 до –105 и от –40 до –5). В целом изменения скоростей в консолидированной коре вдоль разреза на томографическом разрезе и сейсмической модели тождественны. Только в пределах двух структур Скифской плиты отмечены расхождения в скоростных характеристиках — в томографическом разрезе не отражен подъем скоростей под Каламитским валом на глубинах 3—8 км, а в сейсмической модели — под Каркинитским прогибом на глубинах 5—14 км.

Гравитационное моделирование. Рассчитанная сейсмическая модель послужила основой для гравитационного моделирования. В качестве модели приведения использовалась колонка, которая была построена по обобщенным сейсмическим данным для земной коры щитов [Козленко М. В., Козленко Ю. В., 2008].

При параметризации плотностной модели возникли определенные трудности — в западной части Черного моря пробурено не так много скважин, поэтому прямых измерений физических свойств пород недостаточно. Ис-

ходя из этого значение плотности можно получить путем пересчета скоростей сейсмических волн. Функций $\rho = f(V_p)$ для осадочного слоя к настоящему времени существует несколько, рассчитанные по ним величины отличаются, иногда существенно [Старостенко и др., 2003]. Скорости, которые были получены при проведенной переинтерпретации данных ГСЗ, в пределах слоя одного возраста не зависят от его мощности и глубины залегания, хотя плотности не могут быть одинаковыми при изменениях этих параметров [Руссаков, 1985; Козленко, 1989]. Так, согласно проведенным [Старостенко и др., 2003] исследованиям, отложения майкопа в Черном море на глубинах 0—1,5 км имеют плотность 1,70—2,26 г/см³, а на глубинах 5—7,5 — от 2,50 до 2,55 г/см³. Поэтому, учитывая различную природу глубоководной впадины и шельфа, для осадков каждой из этих структур были использованы отдельные функции пересчета. В пределах впадины применялась формула Б. К. Балавадзе — П. Ш. Миндели [Земная ..., 1975], которая рассчитана для осадочного комплекса всей акватории Черного моря. На мелководье плотности были получены по функции А. И. Котляра [Геофизические ..., 1969], которая была определена для Евпаторийского и Новоселовского блоков. Сопоставление вычисленных для шельфа значений с данными [Старостенко и др., 2003] дало хорошее совпадение (табл. 2), поэтому выбор зависимости скорость — плотность можно считать обоснованным.

Для консолидированной коры применялась функция перевода, которая была определена по результатам изучения петрофизических свойств пород южной части Украинского щита [Лебедев и др., 1994].

Т а б л и ц а 2. Плотности осадочного чехла западной части Черного моря, г/см³

Слой	Впадина		Шельф	
	пересчитанные из скоростей сейсмической модели		согласно [Старостенко и др., 2003]	
	по [Земная ..., 1975]	по [Геофизические ..., 1969]		
N ₂ —Q	2,19—2,21	2,07—2,10	1,87—2,17	
N ₁ ²⁻³	2,21—2,26	—	—	
P ₃ —N ₁ ¹ (майкоп)	2,46—2,52	2,24—2,29	2,15—2,35	
P ₁₋₂	2,53—2,56	2,34—2,40	2,37—2,57	
K	—	2,52—2,57	2,44—2,68	

Положения границ в плотностной (рис. 6) и сейсмической (см. рис. 5) моделях в целом совпадают. Различия проявляются в глубинах

залегания слоев на отдельных участках. В консолидированной коре подошва первого (ПК от -150 до -110) и кровля четвертого (ПК

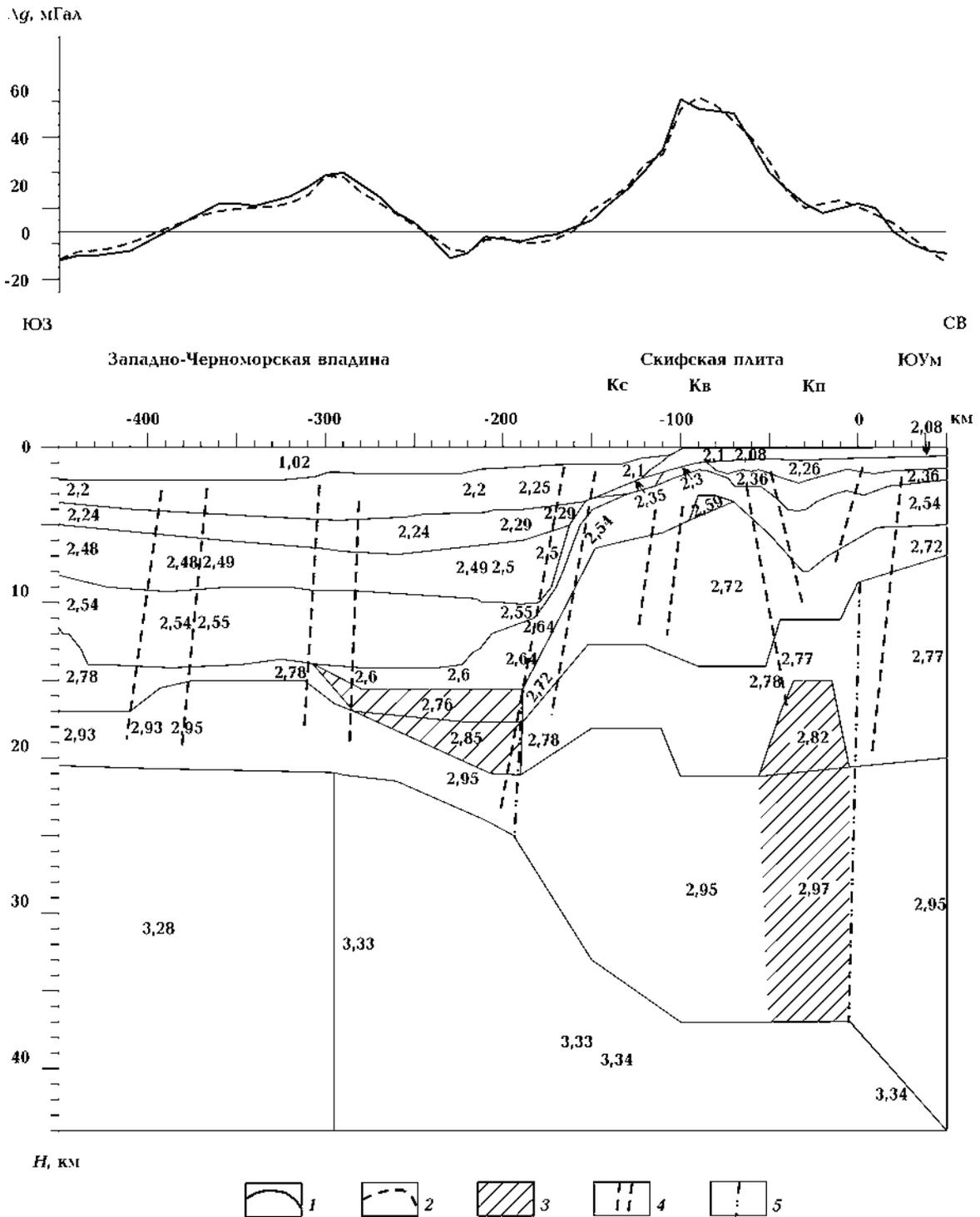


Рис. 6. Плотностная модель по профилю. Значения ρ в g/cm^3 ; 1 — наблюдаемое гравитационное поле; 2 — подобранное гравитационное поле; 3 — уплотненные участки; 4 — разломные зоны, выделенные по томографическому разрезу; 5 — разломы, выделенные по данным гравитационного моделирования. Названия структур в пределах Скифской плиты см. на рис. 4, б.

от -280 до -220) слоев залегают выше на 2—3 км, чем на рис. 5. В центральной части профиля глубина залегания поверхности мантии оказалась на 6 км выше, а в северной — на 3,5 км ниже. Такую разницу можно объяснить тем, что элементы сейсмической модели ниже 20 км определяются неуверенно. Кроме этого, в пределах Каламитского вала на глубине около 4 км в верхней части второго слоя фундамента было выделено тело с плотностью $2,59 \text{ г/см}^3$, которое не отображалось в значениях скорости.

Интерпретация полученных результатов.

На основе характерных элементов томографического разреза (см. рис. 4, б), особенностей сейсмической (см. рис. 5) и плотностной (см. рис. 6) моделей было определено глубинное строение земной коры и верхней мантии западной части Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 25.

В южной части кайнозойские отложения достигают глубины 14 км и состоят из четырех слоев с субгоризонтальными границами. На севере осадки этого возраста разделены на три этажа максимальной мощностью около 5 км со сложным характером поверхностей. Данный комплекс является достаточно хорошо изученным, поэтому основное внимание привлекает часть коры, которая лежит ниже. В ней при сейсмическом моделировании было получено четыре слоя. Верхний из них по данным бурения [Геологическая ..., 1980] представляет собой осадки мелового возраста. Другие отнесены к метаморфическому, "гранитному" и "базальтовому" слоям. В сейсмической модели граница между метаморфическим и "гранитным" слоями оказалась достаточно условной — на ней почти не наблюдался скачок скорости, они отличались только по градиенту. В гравитационной модели плотности этих слоев различны, потому что были определены по средним для слоев значениям скоростей.

Проведенные исследования дают возможность разделить разрез на два основных мегаблока — Западно-Черноморскую впадину и Скифскую плиту, в пределах которых выделяются блоки меньшего порядка. Исходя из возраста структур, которые пересекает профиль, глубинное строение целесообразно анализировать с севера к югу.

Часть профиля между ПК 10 и 50 пространственно относится к Южно-Украинской моноклинали Восточно-Европейской платформы. Здесь все границы в коре полого погру-

жаются к югу, а поверхность мантии, наоборот, поднимается с 44 до 37,5 км. От Скифской плиты платформу отделяет транскоровая разломная зона мантийного происхождения, которая является северным ограничением Каркинитского прогиба.

По результатам интерпретации Каркинитский прогиб (ПК $-55 \div 5$) имеет характерные признаки рифтогена. От глубины 15 км до поверхности мантии выявлен блок с повышенными скоростями и плотностями, который по своим параметрам подобен так называемой "осевой дайке" Днепровско-Донецкого авлакогена [Козленко В. Г., Козленко М. В., 2007]. Застывание мантийных выделок сопровождалось уплотнением и уменьшением объема консолидированной коры, что вызвало проседание поверхности фундамента и накопление мощной толщи осадочных отложений. Прогиб с двух сторон обрамляется глубинными разломами, наклоненными от периферии к центру, что также указывает на рифтовую природу данной структуры. Южная разломная зона (ПК от -60 до -50) пространственно совпадает с Михайловским разломом [Старостенко и др., 2005].

Между ПК -110 и -70 расположен Каламитский вал с наиболее высоким в пределах Скифской плиты залеганием поверхности консолидированной коры. Характерной особенностью этого блока является максимальная мощность метаморфического слоя — более 10 км. На глубине около 4 км по данным гравитационного моделирования было выделено тело с величиной плотности $2,59 \text{ г/см}^3$, что является больше чем для меловых отложений, но меньше чем для фундамента. Таким образом, можно отнести это тело к триасово-юрским терригенным осадкам, наличие которых допускалось ранее [Геология ..., 1987].

Участок на ПК от -150 до -110 , определяемый [Туголесов и др., 1985] как Краевая ступень, имеет, очевидно, сложную тектоническую историю. В его пределах антропогенные осадки лежат на отложениях майкопской серии, залегающих на поверхности пород мела. Такое строение указывает на многократные восходящие движения данного блока, в результате чего осадки палеоцен-эоценового и миоценового возраста в разрезе отсутствуют. От Каламитского вала этот блок отделяется глубинной разломной зоной. Положение поверхности мантии, глубина которой изменяется от 36 до 33 км, указывает, что Краевая ступень находится в переходной зоне

между субконтинентальным и субокеаническим типами коры. Таким образом, подъем на этом участке поверхностей "базальтового" и "гранитного" слоев можно связать с уплотнением, обусловленным проникновением в кору мантийных выплавов во время тектонической активизации.

Положение разломной зоны в верхней части разреза на ПК – 165 / – 150 совпадает с континентальным склоном домелового бассейна. Эта зона проходит через всю кору и заходит в мантию, отделяя Скифскую плиту от Западно-Черноморской впадины. Смена типов коры происходит на ПК – 190. Следует отметить, что в интервале между ПК – 200 и – 170 все осадочные слои от мела до антропогена включительно характеризуются повышенными значениями скоростей и плотностей. Это, вероятно, связано с долговременным проникновением флюидов и свидетельствует о том, что разлом является поставщиком мантийного вещества до настоящего времени.

Северная часть Западно-Черноморской впадины (ПК от – 280 до – 200) имеет трехслойное строение консолидированной коры, как и в пределах Скифской плиты. Значение плотности верхней мантии близко к величине этого параметра под Скифской плитой. Это свидетельствует о том, что данный участок образовался в результате переработки субконтинентальной коры, которая проявилась в существенном увеличении скорости и плотности двух верхних слоев фундамента в результате базификации. Такая перестройка привела к трансформации и редуцированию "гранитного" слоя.

Центральная часть Западно-Черноморской котловины (ПК от – 400 до – 300) имеет все признаки океанической структуры — консолидированная кора состоит из двух слоев мощностью 1,2 и 5,5 км (среднее значение для океанов — 1,3 и 4,8 км [Русаков, 1985]). Значение плотности в мантии понижено относительно континентальной части разреза на $0,06 \text{ г/см}^3$. Этот блок с обеих сторон ограничен двумя глубинными разломами несомненно мантийного заложения. Следует отметить, что на этих же пикетах было выделено два транскоровых нарушения (E'' и E' на рис. 25 в работе [Геология ..., 1987]), которые имеют такие же направление и угол падения.

Южная часть Западно-Черноморской впадины (ПК от – 450 до – 420) недостаточно обеспечена сейсмическими данными, и уве-

ренное выявление структурно-тектонических элементов на этом участке затруднено.

Сопоставление с предыдущими исследованиями. Профиль ГСЗ 25 неоднократно интерпретировался [Земная ..., 1975; Геология ..., 1987; Сейсмогравитационное ..., 1994; Баранова и др., 2008]. В последней из этих работ переинтерпретация сейсмических материалов выполнялась также по программе К. Зелта и также дополнялась гравитационным моделированием, поэтому уместно сопоставить полученные результаты.

Сравнение моделей (см. рис. 5, 6) с аналогичными из работы [Баранова и др., 2008] (рис. 7) позволяет выделить как общие черты, так и отличия. Так, в сейсмических моделях одинаково проявляются изменения скоростей в осадках по простиранию; подобно определен характер залегания поверхности мантии; значение плотности верхней мантии в обеих гравитационных моделях под центром Западно-Черноморской впадины ниже, чем под Скифской плитой. Однако объяснение [Баранова и др., 2008] разуплотнения мантии в результате выплавки базальтовых магм противоречит расчетам [Гордиенко, 1998], по которым формирование океанической коры сопровождается образованием эклогитов с уплотнением верхней мантии.

Основные отличия моделей на рис. 5, 6 и на рис. 7 обусловлены менее полным использованием в работе [Баранова и др., 2008] имеющихся геолого-геофизических данных. В частности, не был учтен накопленный материал по сейсмическим исследованиям Черного моря, обобщенный в [Monograph ..., 1988]. Это привело к занижению скорости по подошве осадочного чехла (4,2 км/с на рис. 7, а против 5,5 км/с в табл. 1). Также не были учтены данные сейсморазведочных съемок методом общей глубинной точки (МОГТ) [Туголесов и др., 1985], поэтому в гравитационной модели (см. рис. 7, б) положения осадочных слоев совершенно не соответствуют залеганию стратиграфических комплексов. Докайнозойский континентальный склон шириной около 30 км по [Туголесов и др., 1985] в статье [Баранова и др., 2008] определен как сброс и на рис. 7, а имеет протяженность 15 км, а на рис. 7, б — вообще 5 км, хотя этот структурный элемент был выявлен при интерпретации сети профилей МОГТ как "отражающая поверхность, **достаточно подробно** (выделено нами) обрисовывающая борта ... впадин, из которых состоит тектоническая фор-

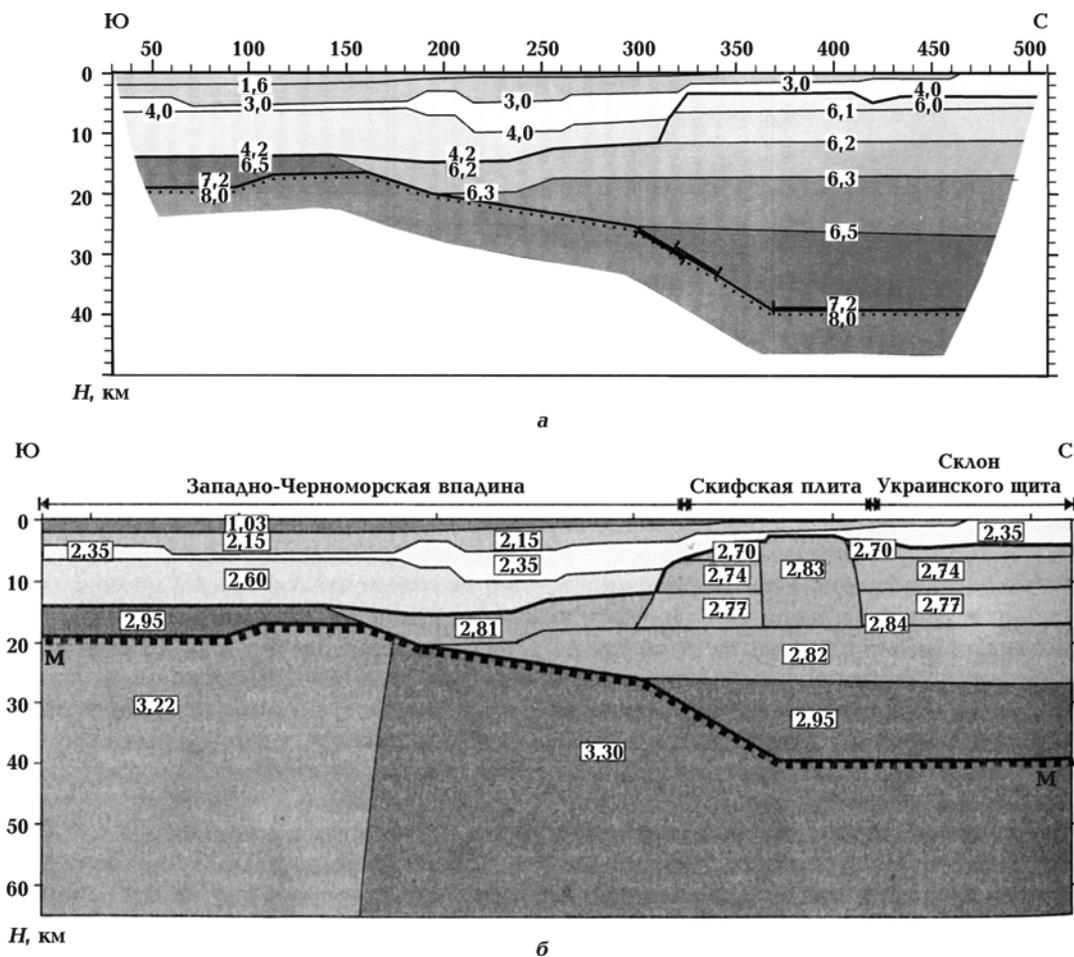


Рис. 7. Модели по профилю 25 из работы [Баранова и др., 2008]: а — скоростная (изолинии V_p , км/с); б — плотностная (ρ , г/см³).

ма, соответствующая глубоководной Черноморской котловине" [Туголесов и др., 1983, с. 73]. Глубина залегания поверхности фундамента в пределах Каркинитского прогиба на рис. 7, а, б составляет около 4 км, тогда как по данным [Геология ..., 1987, рис. 3] мощность осадков для этой структуры превышает 8 км, а согласно работам [Безверхов, 1988, рис. 27; Старостенко и др., 2005, рис. 1] — даже 9 км. Расхождения при определении плотности нижнего осадочного слоя объясняются тем, что в представляемой работе были использованы функции пересчета скорости в плотности, определенные именно для Черноморского бассейна [Земная ..., 1975; Старостенко и др., 2003], по которым скоростям 4,6—4,95 км/с отвечает плотность 2,55 г/см³. В переинтерпретации [Баранова и др., 2008] применены более старые обобщенные расчеты [Ludwig et al., 1970], согласно с которыми для меньших значений V_p (4,0—4,2 км/с)

были получены большие значения плотности (2,6 г/см³).

В структурном плане наиболее отличается строение консолидированной коры в пределах Скифской плиты. В работе [Баранова и др., 2008] не объяснена геологическая природа уплотненного тела на рис. 7, б (ПК 360 ÷ 410), которое отсутствует на сейсмической модели (см. рис. 7, а). Кроме того, привлекает внимание, что в консолидированной коре изолинии скоростей на рис. 7, а и границы слоев на рис. 7, б залегают субгоризонтально, несмотря на изменения глубин залегания поверхностей фундамента и мантии, связанные с переходом коры от континентального типа к субокеаническому. Такой характер разреза был объяснен тем, что "низы осадочного чехла и консолидированная кора не освещены первыми вступлениями, образуя так называемый "выпадающий" слой" [Баранова и др., 2008, с. 130]. Этот недостаток исходных дан-

ных был скомпенсован авторами представляемой статьи благодаря использованию метода томографической инверсии, который позволил выявить скоростные характеристики для средней части разреза (см. рис. 4, б), подтвержденные структурными неоднородностями в сейсмической (см. рис. 5) и плотностной (см. рис. 6) моделях.

Выводы. I. Сравнение полученных результатов с предыдущими исследованиями показывает, что комплексное использование метода томографической инверсии первых вступлений сейсмических волн и сейсмического моделирования с привлечением решения прямой задачи гравиметрии методом итерационного подбора значительно повышает детальность представления глубинного строения района исследований. Одинаковые структурные элементы разреза, выделенные по результатам трех разных методов, свидетельствуют об устойчивости полученных решений.

II. Построенные томографический разрез, сейсмическая и гравитационная модели земной коры и верхней мантии в сечении профиля ГСЗ 25 существенно развивают современные представления о геотектонике субокеанической Западно-Черноморской глубоководной впадины, платформенных образований северо-западного шельфа и зоны перехода между ними:

1) глубоководная часть Западно-Черноморской впадины (ПК от -450 до -300) по основным признакам (тонкая двуслойная консолидированная кора с повышенными скоростями и плотностями, залегание поверхности мантии на глубине около 20 км) имеет океаническое строение;

2) современный материковый склон (ПК от -300 до -100) подстилается переработанной континентальной корой, докайнозойская часть которой состоит из четырех этажей — меловых осадков, домелового метаморфического комплекса, "гранитного" и "базальтово-

го" слоев. Переходная зона разделяется трансформальным разломом (ПК -180) на два блока с существенно отличными характеристиками. Южный, субокеанический, блок находится в пределах докайнозойской впадины и отличается существенной переработкой: граница Мохо залегает выше 26 км, "базальтовый" слой имеет небольшую мощность, "гранитный" и метаморфический слои испытали существенную базификацию, которая привела к значительному повышению величин скорости и плотности. Результаты проведенных исследований подтверждают теоретические расчеты того, что отсутствие "гранитного" слоя под Западно-Черноморской впадиной объясняется его интенсивным метаморфизмом под действием мантийных выплавов [Артюшков, 1993; Гордиенко, 2003]. Северный блок приурочен к Краевой ступени. Кристаллическая кора на этом участке испытала незначительную переработку и по своим параметрам относится к субконтинентальному типу;

3) морфологические элементы Скифской плиты (Каркинитский прогиб, Каламитский вал, Краевая ступень), которые были выделены по поверхности меловых осадков, являются проявлениями глубинных структур, охватывающих весь кристаллический фундамент. Каркинитский прогиб, по результатам моделирования, имеет рифтогенное строение — погружение поверхности фундамента, "осевая дайка" и глубинные разломные зоны с двух сторон;

4) южной границей Восточно-Европейской платформы служит зона разломов, связанная с рифтообразованием Каркинитского прогиба;

5) разуплотнение верхней мантии, максимально высокое положение поверхности Мохо и океанический тип коры в пределах современной изобаты 2 км позволяют предположить, что именно здесь находился центр мантийного диапира, который сформировал мегаструктуру Западно-Черноморской котловины.

Список литературы

Артюшков Е. В. Физическая тектоника. — Москва: Наука, 1993. — 456 с.

Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азов-

ском морях // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 124—144.

Безверхов Б. Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопроисхождения работ (по материалам сейс-

- моразведки): Дис. ... канд. геолог.-минералог. наук. — Одесса: Одес. ун-т им. И.И. Мечникова, 1988. — 205 с.
- Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения.* — Москва: Наука, 1980. — 202 с.
- Геология шельфа УССР. Тектоника.* — Киев: Наук. думка, 1987. — 152 с.
- Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР.* — Киев: Наук. думка, 1969. — 247 с.
- Гордиенко В.В.* Глубинные процессы в тектоносфере Земли. — Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 1998. — 85 с.
- Гордиенко В.В.* Глубинный процесс рифтогенеза на примере альпийского рифта Западно-Черноморской впадины // *Геофиз. журн.* — 2003. — **25**, № 2. — С. 8—14.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины.* — Москва: Наука, 1975. — 358 с.
- Козленко В. Г., Козленко М. В.* Строение земной коры переходной зоны Днепровско-Донецкого авлакогена по данным сейсмогравитационного моделирования // *Геофиз. журн.* — 2007. — **29**, № 5. — С. 162—178.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В.* Методика плотностного моделирования тектоносферы зон перехода океан—континент сдвигового типа на примере Гвинейского краевого плато // *Геофиз. журн.* — 2008. — **30**, № 2. — С. 75—82.
- Козленко Ю. В.* Оценка плотности осадочной толщи коры Атлантического океана и ее влияния на гравитационное поле // *Геофиз. журн.* — 1989. — **11**, № 2. — С. 72—76.
- Козленко Ю. В., Корчагин І. М., Михайлюк С. Ф.* Програмний комплекс обробки та інтерпретації гравіметричних і магнітометричних даних і аномалій геоїду // *Бюлетень Укр. антаркт. центра.* — 1997. — Вип. 1. — С. 245—250.
- Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртний П. А.* Петроскоростные модели земной коры Южно-Украинской АЭС и некоторых смежных территорий // *Геофиз. журн.* — 1994. — **16**, № 3. — С. 24—48.
- Моргунов Ю. Г., Калинин А. В., Куприн П. Н.* Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. — Москва: Недра, 1981. — 240 с.
- Русаков О. М.* Плотность слоев консолидированной коры океанического типа // *Геофиз. журн.* — 1985. — **7**, № 4. — С. 71—80.
- Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы /* Отв. ред. В. И. Старостенко, Ян Шванцара. — Киев: Наук. думка, 1994. — 292 с.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Легостаева О. В., Русаков О. М., Пивоваров В. Л., Мельничук П. Н.* Плотность осадочных комплексов Черного моря // *Геофиз. журн.* — 2003. — **25**, № 2. — С. 54—69.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В.* Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря // *Геофиз. журн.* — 2005. — **27**, № 2. — С. 195—207.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М.* Опыт изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря // *Сов. геология.* — 1983. — № 6. — С. 73—82.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. — Москва: Недра, 1985. — 215 с.
- Шнюков Е. Ф., Коболев В. П., Стажилов А. Г.* Геология Черного моря. — Киев: ОМГОР НАН Украины, 1997. — 188 с.
- Hole J. A.* Non-linear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography // *J. Geophys. Res.* — 1992. — **97**. — P. 6553—6562.
- Ludwig W. J., Nafe J. E., Drake C. L.* Seismic refraction // *The Sea.* — New York: John Wiley & Sons, 1970. — **4**. — P. 53—84.
- Monograph on the Black Sea //* *Boll. geofis. teor. applic.* — 1988. — **30**, № 117—118. — 324 p.
- Zelt C. A.* Modeling strategies and model assessment for wide-angle seismic travelttime data // *Geophys. J. Int.* — 1999. — **139**. — P. 183—204.