

Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25

© *Е. П. Баранова, Т. П. Егорова, В. Д. Омельченко, 2011*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 16 марта 2011 г.

Представлено членом регколлегии В. И. Старостенко

Наведено результати переінтерпретації сейсмічних матеріалів ГСЗ по профілях, відпрацьованих у межах північно-західного шельфу Чорного моря близько 45 років тому. Профілі перетинаються в зоні шельфу: широтний профіль 26 (острів Зміїний — Тарханкутський півострів) і субмеридіональний профіль 25 (західна частина Чорного моря). У спостережених географах шельфової зони профілів відзначено деякі особливості хвильового поля, які вказують на наявність тут хвилеводів (шарів зі зниженими швидкостями). Швидкісне моделювання за променевим методом (ray-tracing method) показало наявність складно побудованої інверсійної зони у фундаменті та верхній частині консолідованої кори. Природа виділеної зони може бути пов'язана з наявністю зон розломів, виповнених породами підвищеної тріщинуватості і пористості та флюїдів, які в умовах північно-західного шельфу можуть мати вуглеводневий склад.

Results of reinterpretation of DSS materials along the profiles worked out within north-western shelf of the Black Sea near 45 years ago are given. Those are two seismic profiles crossed the shelf area: latitudinal DSS Profile 26 (Zmiyinyi Island — Tarkhankut Peninsula) and Profile 25, which crosses the western part of the Black Sea in sub-longitudinal direction. The wave field is characterised by some special features in observed travel-time curves, which are indicative on the presence of wave guides here (the layers with decreased velocities). Velocity simulation produced by ray-tracing method along two profiles 26 and 25 indicated the presence in the basement and the upper part of consolidated crust of an inversion zone of complicated structure. The nature of a distinguished zone might be related to the occurrence of fault zones filled with rocks of increased jointing and porosity and the fluids, which may have under conditions of the north-western shelf hydrocarbon composition.

Введение. Западная часть Черного моря пересекается двумя профилями ГСЗ, отработанными в 1960—1980 гг. [Строение..., 1972]. Профиль 26 пересекает в широтном направлении шельф северо-западной части Черного моря от о-ва Змеиный к Тарханкутскому полуострову, профиль 25 в субмеридиональном направлении — почти всю Западно-Черноморскую впадину (рис. 1). Выполненная ранее переинтерпретация материалов ГСЗ по профилю 25 с использованием методов лучевого скоростного моделирования [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010] показала, что основные морфоструктурные элементы разреза (шельфовая зона, континентальный склон и глубоководная впадина) характеризуются своими особенностями строения осадочного чехла и консолидированной части коры. В глубоководной впадине (южная и центральная части профиля 25) был выделен глубокий осадочный бассейн с мощностью осадков 12—14 км, заложенный

на тонкой океанической коре с положением границы Мохо на глубине около 20 км. Северный борт бассейна образует резкую ступень в виде сброса, по которому фундамент резко погружается с глубины 3,5 км на шельфе до 11 км в глубоководной впадине, образуя, таким образом, ложе Западно-Черноморской впадины [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Шельфовая зона подстилается толстой (39 км) корой континентального типа, характеризующей строение Скифской платформы и южного склона Украинского щита (УЩ), в которой скорости монотонно возрастают от 6,0 км/с на поверхности фундамента до 7,2 км/с на подошве коры. По распределению скоростей распространения продольных волн кора состоит из трех слоев с повышенными скоростями в нижней коре, что позволяет отнести ее к кратоновому типу. Эта модель представляет континентальную кору шельфовой зоны довольно упрощенно, поскольку главной задачей пере-

интерпретации материалов ГСЗ по профилю 25 [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010] было получение простой устойчивой модели при переходе коры от континентальной к океанической. Однако уже тогда было высказано предположение о более сложном строении консолидированной коры разреза в пределах континентального блока [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010] на основании некоторых особенностей записи волн P_g в волновом поле, указывающих на наличие здесь волноводов (зон пониженных скоростей).

Аналогичные особенности обнаружены и при анализе волнового поля по профилю 26. Все это заставило нас снова вернуться к материалам профиля 25 и выполнить новый цикл сейсмического моделирования в пределах континентального блока для получения взаимовязанного детального разреза осадочной толщи и кристаллической коры северо-западного шельфа по пересекающимся профилям 26 и 25.

Появление новой информации о строении фундамента северо-западного шельфа, в пределах которого установлены многочисленные, в том числе крупные, газовые и газовой конденсатные месторождения и проявления [Khriachtchevskaja et al., 2009; Starostenko et al., 2010], имеет большое научное и прикладное значение и расширяет горизонты нашего понимания этого уникального объекта, что в целом может увеличить перспективность его нефтегазоносности. Существование волноводов в фундаменте и верхней части коры связано с наличием зон разломов, заполненных породами повышенной трещиноватости и пористости, и флюидов [Каракин и др., 2003], которые в условиях северо-западного шельфа вполне могут иметь углеводородный состав. В осадочной толще и фундаменте шельфа установлена сеть разломов разной направленности, которые могут контролировать размещение газовых проявлений и месторождений [Шнюков и др., 2005; Старостенко и др., 2005; Starostenko et al., 2010]. Основным таким разломом является высокоамплитудный сброс рифтогенной природы на краю шельфа [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010], отделяющий континентальный блок шельфовой зоны от глубоководной впадины. Наличие разломов и трещиноватых зон в фундаменте северо-западного шельфа с возможным заполнением их нефтегазовыми флюидами может иметь отношение к проблеме существования резервуаров углеводородов в фундаменте [Лукин и др., 2008]. Именно к такому типу месторождений относятся крупные

месторождения нефти и газа прибрежной зоны шельфа Южного Вьетнама, включая гигантское по запасам месторождение Белый Тигр [Ageshev et al., 1992; Арешев и др., 1997; Sircar, 2004].

Характеристика экспериментального материала и описание волнового поля. Профиль ГСЗ 26. Длина 184 км, отработан в 1966 г. (рис. 1). Работы велись принятым в ГСЗ на море методом передвижного пункта взрыва (ПВ), оборудованного на корабле. Наблюдения проводились по методике точечного зондирования с регистрацией сигналов пятью морскими и двумя наземными станциями. Глубина моря вдоль профиля изменяется от 35 до 50 м. Годографы по профилю характеризуются хорошей увязкой во взаимных временах (с точностью до 0,1 с), что выгодно отличает их от экспериментальных материалов других профилей, полученных в условиях шельфа. Исходные сейсмические материалы, на базе которых выполнялось скоростное моделирование, представлены в виде годографов основных волн (рис. 2, см. ниже на с.19), построенных авторами работы [Строение..., 1972]. Система наблюдений на профиле включает 8 пунктов взрыва с дальностью наблюдений от 60 до 190 км, расстояние между пунктами взрыва в среднем 30—40 км, причем на обратных годографах величина взрывных интервалов больше, чем на прямых.

Преломленные волны, формирующие на записях область первых вступлений, представлены последовательно сменяющимися друг друга волнами: P_{sd} — от осадочного чехла; P_g — преломленными в коре; P_n — от поверхности мантии. Волны P_{sd} со скоростями 2,0—3,5 км/с прослеживаются от источника до удалений 5—15 км, где их сменяют коровые волны P_g со скоростями 5,8—6,3 км/с, проникающие в верхнюю кору до глубин 15—20 км. Волны P_g характеризуются сложным рисунком записи (рис. 2), проявляющимся регулярно по системе прямых и встречных годографов в виде ступеней и разрывов со значительными временными смещениями (Δt), достигающими 0,5 с и более. Эти особенности в сочетании с отдельными внутрикоровыми отражениями, зарегистрированными в последующей части записи, указывают на сложную внутреннюю неоднородность коры в целом и, в частности, свидетельствует о наличии в ней волноводов. Типичная для слоев пониженной скорости (зон инверсий) волновая картина, когда первые волны затухают, а далее прослеживаются волны из-под инверсии (с той же скоростью) с временным скачком, наблюдается не везде.

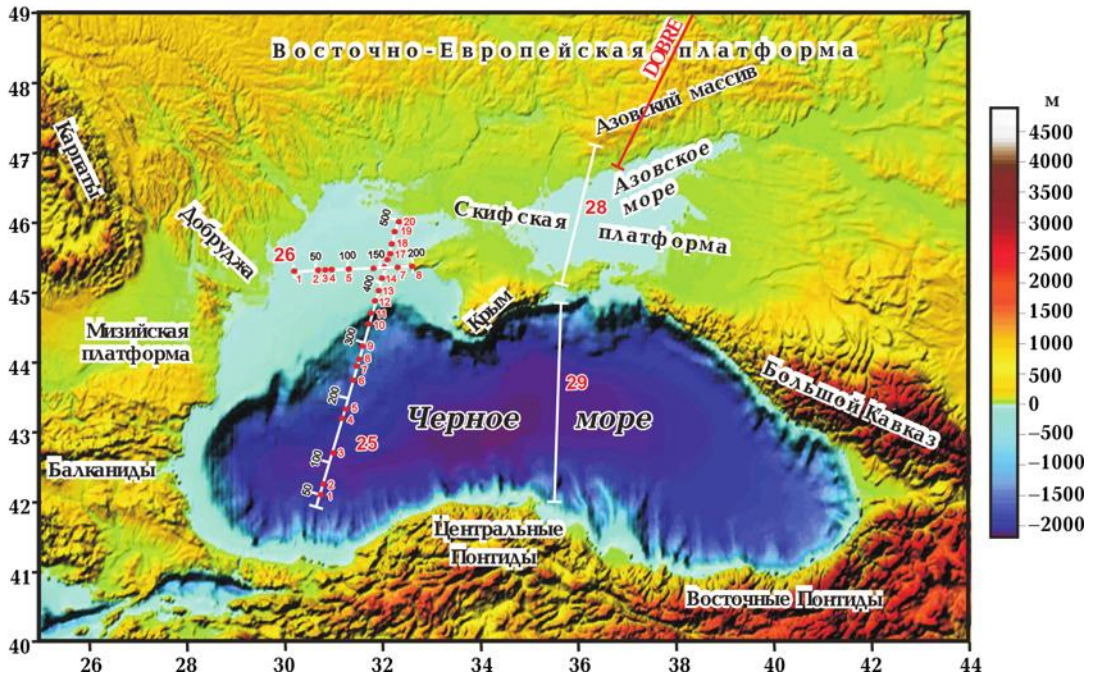


Рис. 1. Основные тектонические элементы на фоне рельефа земной поверхности и батиметрии дна Черного моря. Показано положение сейсмических профилей ГСЗ 25, 26, 28, 29, DOBRE. Красные цифры вдоль профилей — пункты взрыва, белые цифры — пикетаж по профилю, км. Скоростные модели по профилям 28 и 29 представлены в работе [Баранова и др., 2008].

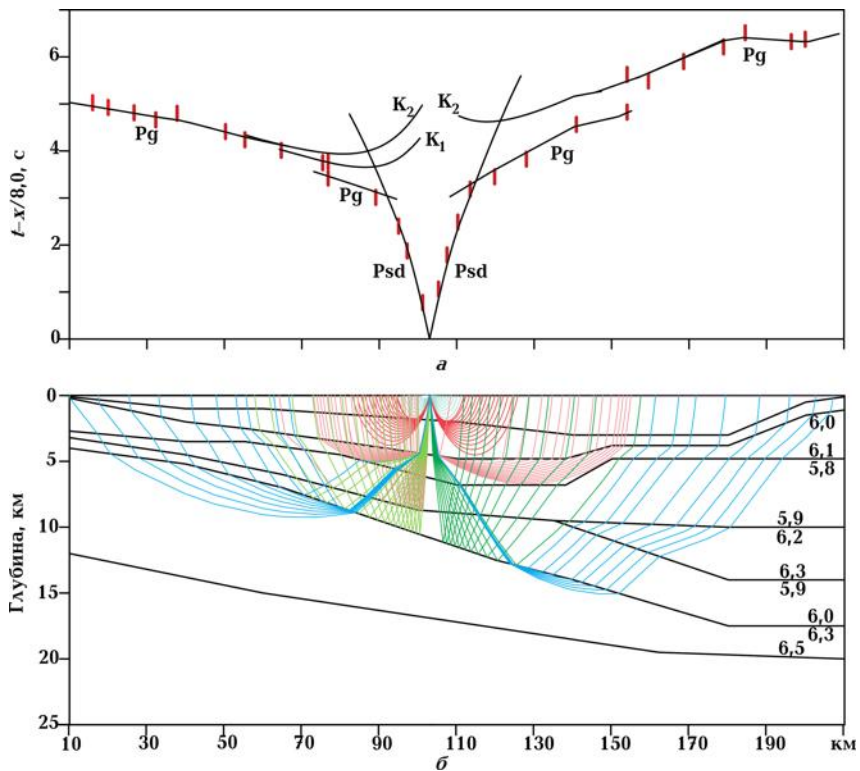


Рис. 3. Пример математического моделирования для ПВ 5 по профилю 26: *a* —наблюдаемые (короткие вертикальные линии) и расчетные (сплошные черные линии) годографы; *б* — (отдельные) расчетные лучи для скоростной модели (см. рис. 8). Для идентификации сейсмических волн см. рис. 2. Цифры на разрезе соответствуют значениям модельных скоростей, км/с.

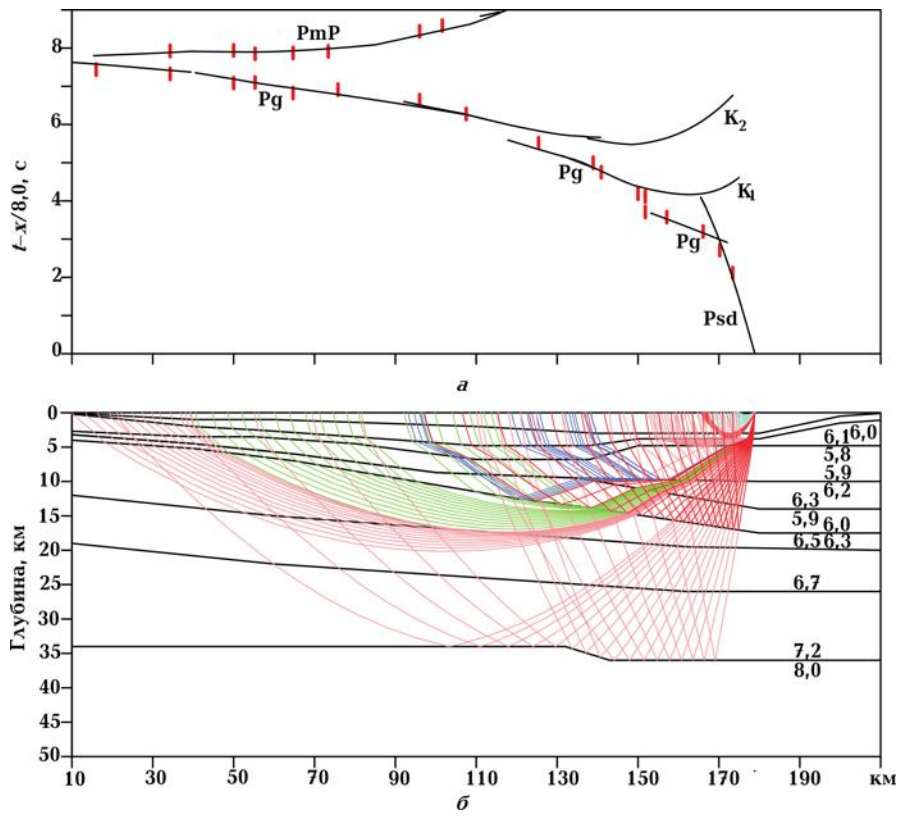


Рис. 4. Пример математического моделирования для ПВ 7 по профилю 26. Условные обозначения см. на рис. 3

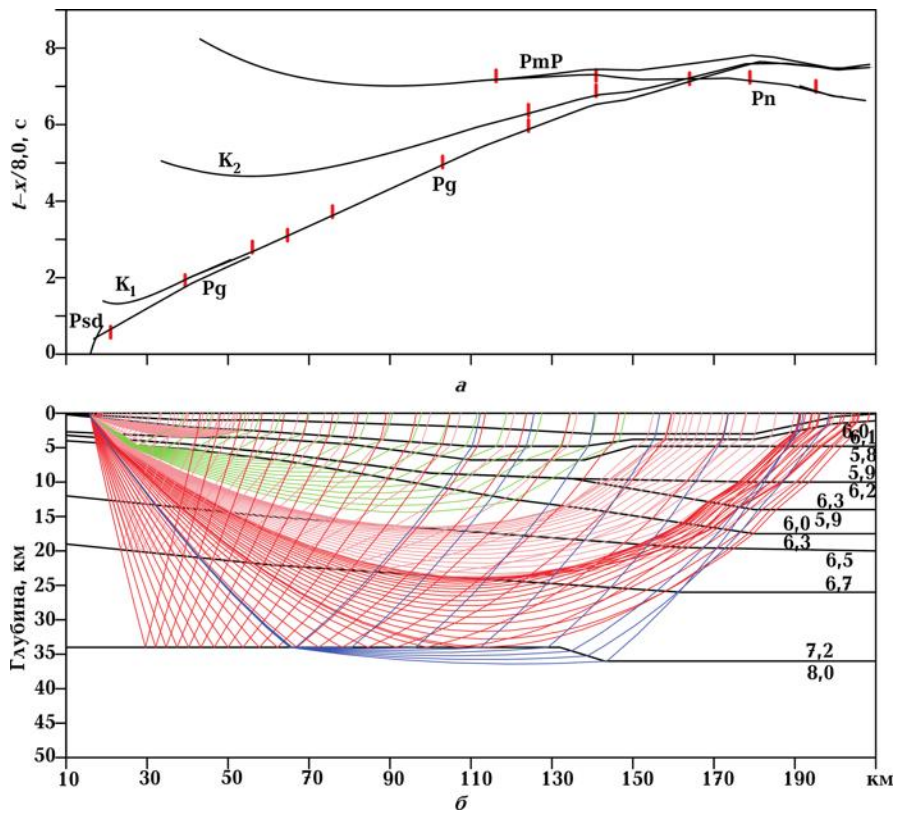


Рис. 5. Пример математического моделирования для ПВ 1 по профилю 26. Условные обозначения см. на рис. 3.

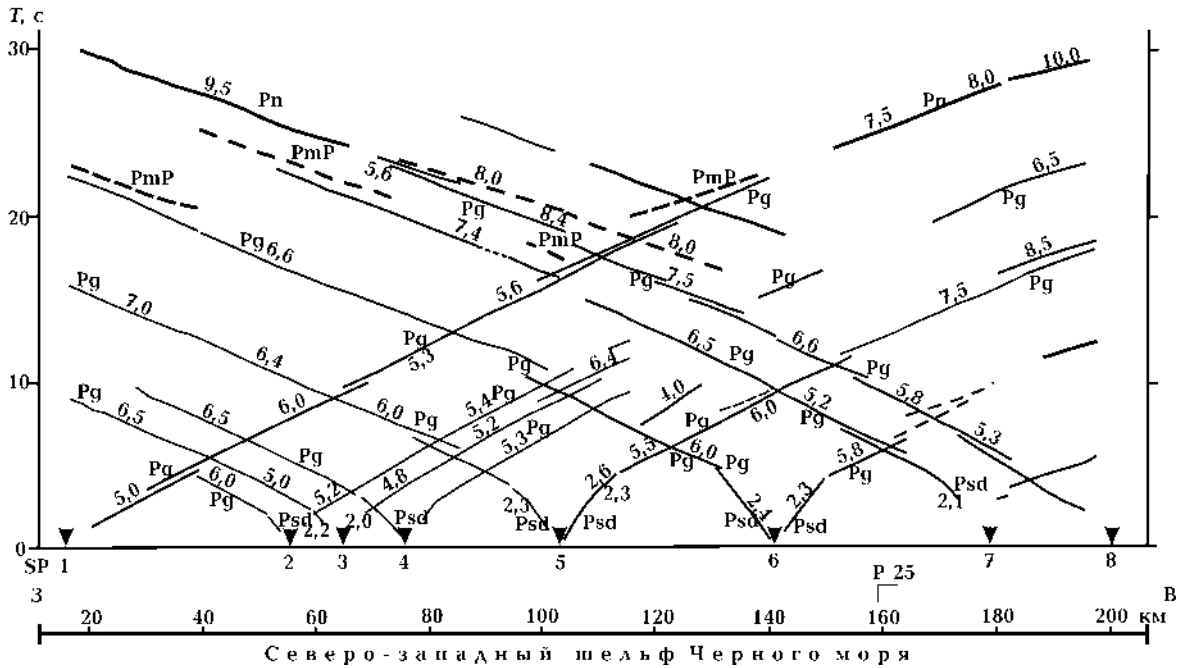


Рис. 2. Система наблюдений и сейсмические годографы по профилю ГСЗ 26. Волны Psd и Pg — сплошные линии, соответствуют преломленным волнам в осадочном слое и фундаменте/верхней коре соответственно, волны Pn (утолщенная линия) и PmP (утолщенная штриховая линия) соответствуют преломленным и отраженным волнам от границы Мохо. Отдельные отражения от инверсионных слоев в верхней коре показаны штриховой линией, области неуверенного прослеживания волны Pg — пунктирной. Цифры — значения кажущейся скорости, км/с. Годографы, использованные в лучевом моделировании, показаны черным цветом, ветви годографов, не включенные в процесс моделирования, — серым цветом.

Из некоторых пунктов взрыва инверсия скорости проявляется в уменьшении кажущейся скорости волн Pg на соответствующих удалениях от источника (без разрыва и временно го скачка). В западной части профиля (рис. 2, ПК10—100) четко видно, что затухание первых волн со скачкообразным переходом на волны из-под инверсии происходит вдоль профиля на различных удалениях от источника, что свидетельствует об изменчивости параметров волновода по латерали. Это хорошо видно на рис. 3, демонстрирующем годографы для ПВ 5 с четко выраженной асимметрией волновой картины по прямому и обратному годографам. Здесь местоположение «зон тени» и соответствующих временных скачков происходит на прямом годографе на удалении около 50, а на обратном — 25 км, что указывает на резкое погружение инверсионного слоя в восточном направлении.

В восточной части профиля (ПК 100—210) волновая картина усложняется. Здесь первые вступления волн Pg представлены тремя основными ветвями годографа, т. е. инверсионный тип годографов имеет двухъярусную рисовку, что указывает на раздвоение волновода на два отдельных слоя, разделенных пластом пере-

менной мощности со скоростью 6,2—6,3 км/с. Подобная модель инверсионной зоны проявляется в волновом поле трех пунктов взрыва (ПВ 6, 7, 8). На прямом годографе из ПВ 6 первая волна Pg четко затухает на удалении 24 км, далее с разрывом годографа $\Delta t=0,4$ и 0,6 с соответственно регистрируются отражения (K_1 , K_2) от подошвы первого (I) и второго (II) инверсионных слоев. На обратном годографе из ПВ 7 (рис. 4) после затухания преломленной волны Pg с Δt порядка 0,5 с появляется отраженная волна K_1 от подошвы I инверсии, совпадающая с ветвью от межинверсионного слоя; ветвь K_2 из-под инверсионного слоя II прослеживается с удалений в 80 км, причем здесь инверсионный переход происходит без разрыва сплошности годографа, в виде уменьшения кажущейся скорости. Волны от поверхности мантии Pn с кажущимися скоростями 7,8—8,2 км/с прослеживаются только из двух дальних пунктов взрыва — ПВ 1 (рис. 5) и ПВ 8 с удалений 130—150 км. Они представлены короткими (10—20 км), в силу малой дальности регистрации, ветвями годографов волны Pn, по которым можно фиксировать точки излома волн Pg и Pn в области первых вступлений.

В последующей части записи регистрируются отраженные волны. Кроме вышеупомянутых внутрикоровых отражений на профиле прослежены волны PmP, отраженные от границы Мохо. Они представляют собой интенсивные колебания, зарегистрированные повсеместно на профиле на удалениях 70—100 км от источника из всех дальних пунктов взрыва: на прямом годографе ПВ 1 (рис. 5) и трех обратных — ПВ 6, 7 (см. рис. 4) и 8. Идентификация этих отражений с границей Мохо, выполненная по годографам волн Pn, затруднена тем, что они прослеживаются фрагментарно, в виде коротких, с разрывами, ветвей годографа (длина интервалов непрерывной корреляции не превышает 20—30 км).

Профиль ГСЗ 25. Отработан в 1966 г. [Строение ..., 1972]. С юга на север пересекает Черноморскую впадину (ПК 30—240), Скифскую платформу (до ПК 420) и южный склон УЩ (до ПК 510). По гипсометрии морского дна профиль разделяется на три блока: глубоководную Западно-Черноморскую впадину (ПК 30—210) с глубинами морского дна $H \geq 1,5$ км; область материкового склона (переходный блок) (ПК 210—360); шельф (ПК 360—510 км) с глубинами меньше 200 м (см. рис. 1).

Основное описание волнового поля по профилю приведено в работе [Баранова и др., 2008]. Ниже представлен анализ волнового поля северной части профиля (ПК 290—510), относящейся к шельфу с корой континентального типа, в пределах которого выполнен новый цикл скоростного моделирования. Система наблюдений (рис. 6) крайне неравномерна и асимметрична, с преобладанием встречных ветвей годографов: прямые годографы образуют непротяженные ветви с длиной интервалов прослеживания, не превышающей 40—45 км. На встречных годографах дальность наблюдений увеличивается до 160—200 км. Расстояние между пунктами взрыва уменьшается с юга на север от 35—40 до 10—20 км.

Особенности волновой картины здесь и на профиле 26 в целом сходны, так как эти профили представляют собой разные сечения одной и той же структуры (см. рис. 1), относятся к одному типу волнового поля и соответствующей интерпретационной модели. Однако в волновых полях есть некоторые различия, обусловленные параметрами систем наблюдений и, возможно, разной ориентировкой профилей. В волновом поле рассматриваемого участка профиля 25 выделяются, как и на профиле 26, опорные преломленные волны:

в осадочном чехле (Psd), в верхней и средней коре (Pg), мантийные (Pn), а также отдельные немногочисленные отражения: коровые (K), связанные с зонами инверсии, и волна PmP от границы Мохо (единичная короткая запись из ПВ 18).

Волны Psd прослеживаются непосредственно от источника до удалений 8—10 км, где сменяются волнами Pg, что свидетельствует о субгоризонтальном залегании фундамента, перекрытого маломощными (порядка 4 км) осадками. Для волн Pg со скоростями 5,8—6,3 км/с характерны те же признаки наличия в разрезе волноводов (четкое затухание волны Pg со смещением ветвей годографа по времени), что и на профиле 26. Эти признаки, отчетливо и регулярно проявляющиеся на прямых и обратных годографах на удалениях 35—40 км, позволяют надежно оконтурить в коре континентального блока верхнюю (I) зону инверсии на тех же глубинах, что и на профиле 26 (рис. 7, см. на с. 23). Нижняя (II) инверсионная зона проявляется в волновом поле менее отчетливо, что связано с недостаточностью системы наблюдения. Так, на прямых годографах (ПВ 13 и 14) получены непротяженные (вследствие малой дальности наблюдений) точечные отражения от подошвы II инверсионной зоны лишь их двух пунктов взрыва — ПВ 13 и 14; из обратных пунктов взрыва (ПВ 18, 19, 20) наблюдается иная волновая картина: волна Pg распадается на три ветви, соответствующие трем слоям — над волноводом, между I и II инверсионными слоями и под волноводом. Это хорошо видно на примере ПВ 20 (рис. 7).

Волны Pn от поверхности мантии регистрируются в первых вступлениях из нескольких дальних пунктов взрыва, двух прямых (ПВ 7 и 9), расположенных южнее континентального блока, в глубоком осадочном бассейне, и трех обратных (ПВ 12, 14 и 20), на удалениях от 90—130 до 160—180 км от источника. Особенности волновой картины волн Pn определяются сложным рельефом границы Мохо (рис. 7), представленной двумя сегментами: резкопогружающейся ступенью (ПК 190—370), состоящей из двух элементов с разными углами наклона, и субгоризонтальным сегментом непосредственно под платформенным блоком (от ПК 370).

Волны Pn контролируют положение наклонной ступени из двух прямых (ПВ 7 и 9) и двух обратных (ПВ 12 и 14) пунктов взрыва. Горизонтальный участок границы Мохо охарактеризован волной Pn лишь из одного ис-

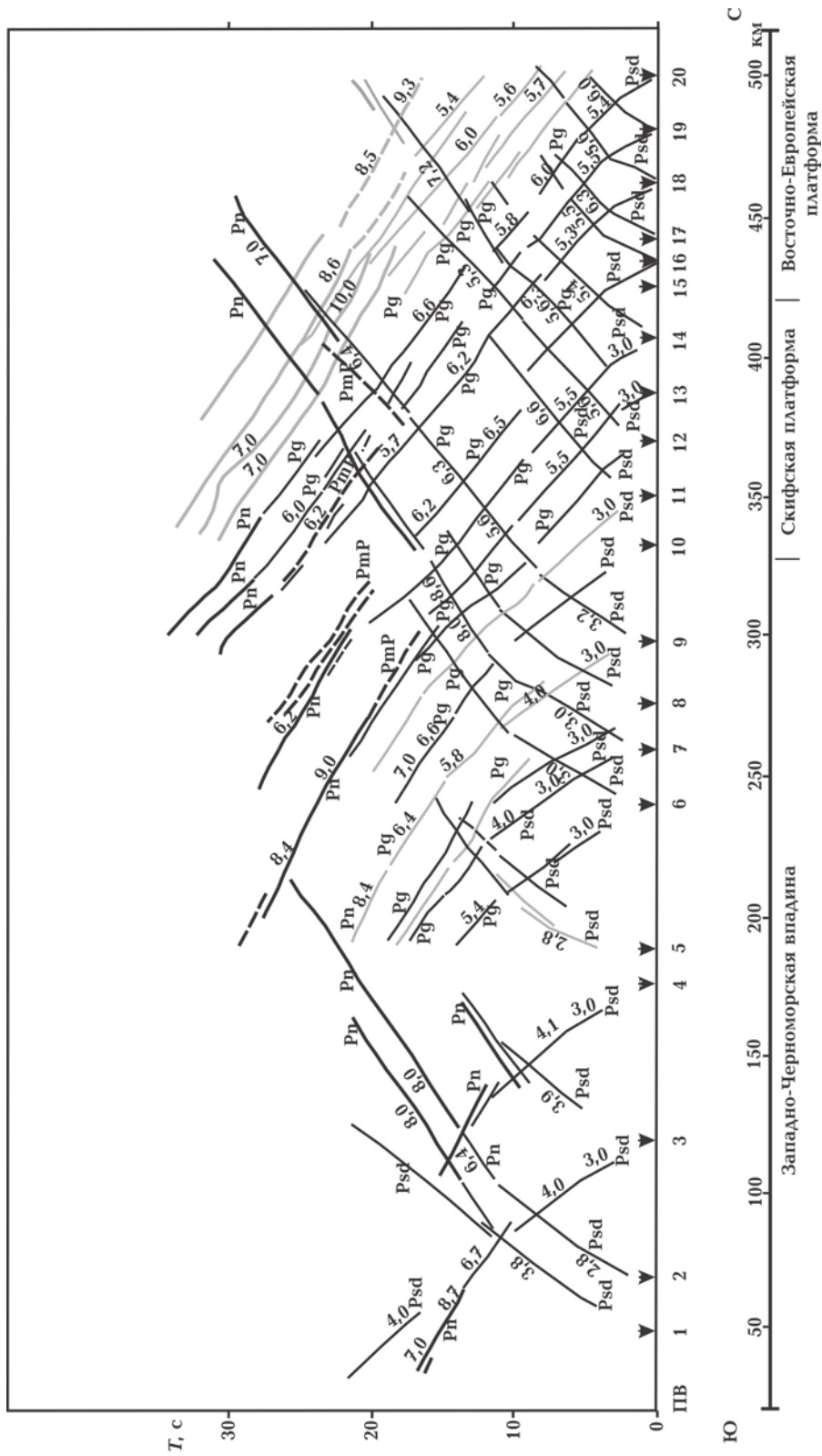


Рис. 6. Система наблюдений и сейсмические годографы по субмеридиональному профилю ГС3 25. Условные обозначения см. на рис. 2.

точника (ПВ 20), поскольку из двух соседних ПВ 18 и 19 выход в первые вступления волны Pn блокируется стыком наклонного и горизонтального сегментов, образующим «зону тени». Таким образом, наибольшая неоднозначность построений получена для низов коры, что связано с неопределенностью скоростных характеристик и недостаточностью исходного материала. Субгоризонтальный участок границы Мохо в пределах континентального блока освещен мантийными волнами лишь из двух пунктов взрыва: волной Pn из ПВ 20 и волной PmP — из ПВ 18.

Методика построения скоростной модели и оценка ее достоверности. Построение скоростных моделей выполнялось по методике численного моделирования путем многократного решения прямой кинематической задачи с использованием программы К. Зельда [Zelt, Smith, 1992]. Исходные сейсмические материалы, на базе которых выполнялось моделирование, представлены в виде годографов основных волн (см. рис. 2, 6), построенных исполнителями работ в их корреляции [Строев..., 1972].

Специфику достоверности данных моделей определяет прежде всего наличие волноводов в верхней коре, что позволяет говорить о классической неоднозначности полученных решений (Каракин и др., 2003). В процессе моделирования круг эквивалентных решений сужается при выборе наиболее вероятных и простейших решений. Это касается как скоростных параметров инверсионных тел, так и нижележащей части разреза. Поскольку определение скорости и мощности в зоне инверсии одновременно невозможно, предполагалось, что скорость в зоне уменьшается на 0,2—0,3 км/с, и для этих значений скорости рассчитывались соответствующие мощности волноводов.

При моделировании нижней части модели по волнам PmP и Pn погрешность определения глубин до подошвы коры составляет ±0,5—1,0 км при точности определения скоростей в покрывающей среде не более 0,1—0,2 км/с. Количественная неопределенность параметров скоростного разреза оценивалась в процессе многовариантного итерационного подбора, результативная модель выбиралась как оптимальная по критерию ее вероятности и простоты.

Результаты скоростного моделирования. Скоростная модель по профилю 26. Модель характеризует строение осадочной толщи и консолидированной коры Одесского шельфа

по субширотному сечению от острова Змеиный к Тарханкутскому полуострову (рис. 8). В верхней части разреза выделяется Каркинитский прогиб глубиной до 4,8 км. Конфигурация осадочного бассейна оконтурена на глубине изолинией 6,0 км/с, которая отрисовывает четкий прогиб по поверхности фундамента с более пологим западным крылом. Прогиб заполнен низкоскоростными осадками, представленными двумя слоями со скоростями 2,0—3,0 и 3,0—3,5 км/с. Мощность низкоскоростных осадков с $V_p=2,0\pm 3,0$ км/с максимальна (3,5 км) в восточной части бассейна.

Ключевым элементом модели коры является сложная инверсионная зона ($V_p=5,8\pm 6,0$ км/с) в верхах кристаллической коры (рис. 8). Кровля инверсионной зоны конформна поверхности фундамента, при этом мощность надинверсионного слоя фундамента невелика и составляет 1,0—2,5 км. Сложная конфигурация инверсионной зоны проявляется в ее общем погружении с запада на восток со значительным увеличением мощности и раздвоением в центральной части профиля (в районе ПК 135) на два отдельных тела, разделенных клинообразным слоем максимальной мощности около 4 км (рис. 8). Мощность инверсионной зоны увеличивается от 1,3 км на западе, где она представлена тонким слоем в фундаменте на глубинах 2,7—4,0 км, погружающимся под Каркинитский прогиб, до 8,7 км (суммарная мощность) на востоке.

Наличие в разрезе консолидированной коры мощной сложнопостроенной инверсионной зоны определяет значительную вертикальную и латеральную неоднородность скоростной модели. Подошва земной коры — поверхность Мохо в сечении профиля имеет простое строение. Она представлена субгоризонтальной сейсмической границей со скачком скорости $V_p=7,2/8,0$ км/с, залегающей на глубинах 34—36 км.

Скоростная модель по профилю 25. Переинтерпретация материалов ГСЗ по профилю 26 инициировала новую серию расчетов по профилю 25, поскольку профили пересекаются в области шельфа (см. рис. 1), где на профиле 26 была выявлена инверсионная зона. К тому же, ранее в волновом поле профиля 25 были отмечены те же признаки инверсии скоростей, что и на профиле 26 (см. выше). Построенная в результате новой серии расчетов скоростная модель показана на рис. 9. В осадочном слое континентального блока, перекрытого мелководьем шельфа, выделены два низкоскорост-

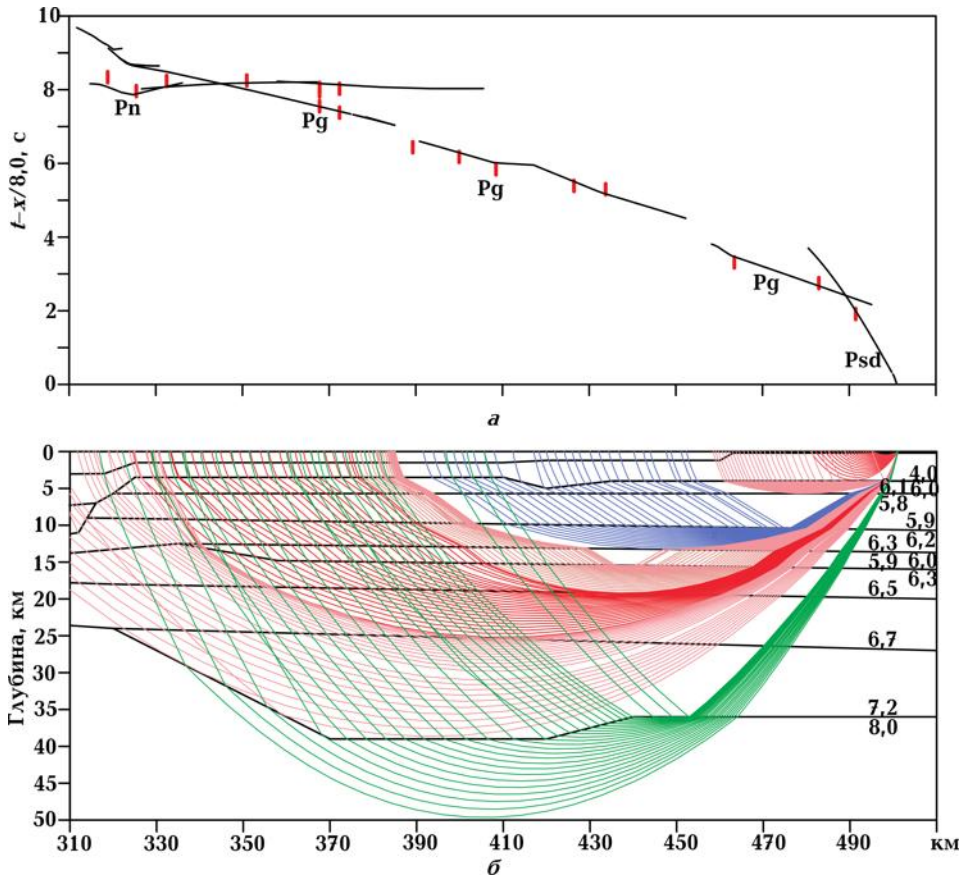


Рис. 7. Пример математического моделирования для ПВ 20 по профилю 25. Условные обозначения см. на рис. 3. Расчетные лучи для скоростной модели показаны на рис. 9.

ных слоя со скоростями 2,0—3,0 и 3,0—3,5 км/с общей мощностью порядка 4 км. В Каркинитском прогибе (ПК 415—440) мощность осадков увеличивается до 5 км. В общем структура осадков идентична строению осадочного чехла на профиле 26.

Принципиальные отличия новой модели (рис. 9) от предыдущей [Баранова и др., 2008] касаются структурных особенностей верхней части кристаллической коры. Сложная скоростная неоднородность верхней коры проявляется в виде волновода со скоростями 5,8—6,0 км/с, состоящего из двух отдельных инверсионных тел — верхнего (I) и нижнего (II), разделенных на глубине 10—14 км межинверсионным слоем со скоростями 6,2—6,3 км/с. Структура инверсионной зоны (рис. 9) увязана и хорошо согласуется с параметрами волновода по профилю 26 (рис. 8) в области пересечения профилей. Подынверсионная часть разреза (средняя—нижняя кора) характеризуется монотонным нарастанием скорости от 6,3 до 7,2 км/с на подошве коры. Граница Мохо

со скачком скорости 7,2/8,0 км/с под большей частью континентального блока залегает на глубине порядка 39 км (рис. 9; [Баранова и др., 2008]). Подъем границы Мохо на небольшом участке (длиной 35 км) до 36 км в самом северном конце профиля можно рассматривать как элемент построения при увязке модели с профилем 26. В остальной части профиля 25, относящейся к глубоководной впадине, структура скоростной модели не претерпела существенных изменений и выглядит, как в нашей предыдущей модели [Баранова и др., 2008].

Обсуждение результатов моделирования.
Природа инверсионных зон верхней коры.
 Обнаружение волноводов в консолидированной коре и объяснение их природы являются важной проблемой в изучении строения континентальной коры. Выделение волноводов по данным ГСЗ началось в 1970-х годах, в период широкого развития глубинных сейсмических исследований на территории бывшего СССР и в Западной Европе [Павленкова, 1973; Giese et al., 1976; Alekseev et al., 1973; Краснопевцева,

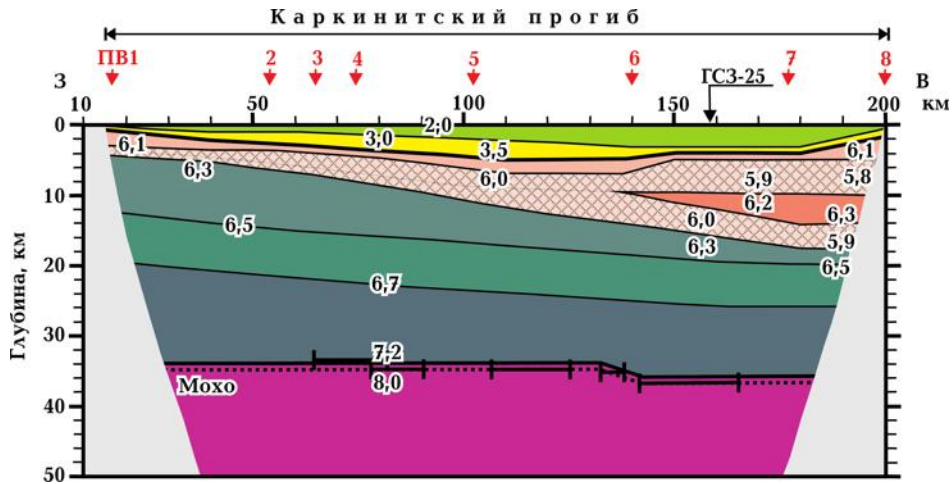


Рис. 8. Скоростная модель по субширотному профилю 26. Цифры — значения скоростей P -волн, км/с. Штриховкой показаны волноводы в верхней коре. Утолщенная субгоризонтальная линия — отражающие площадки в основании коры.

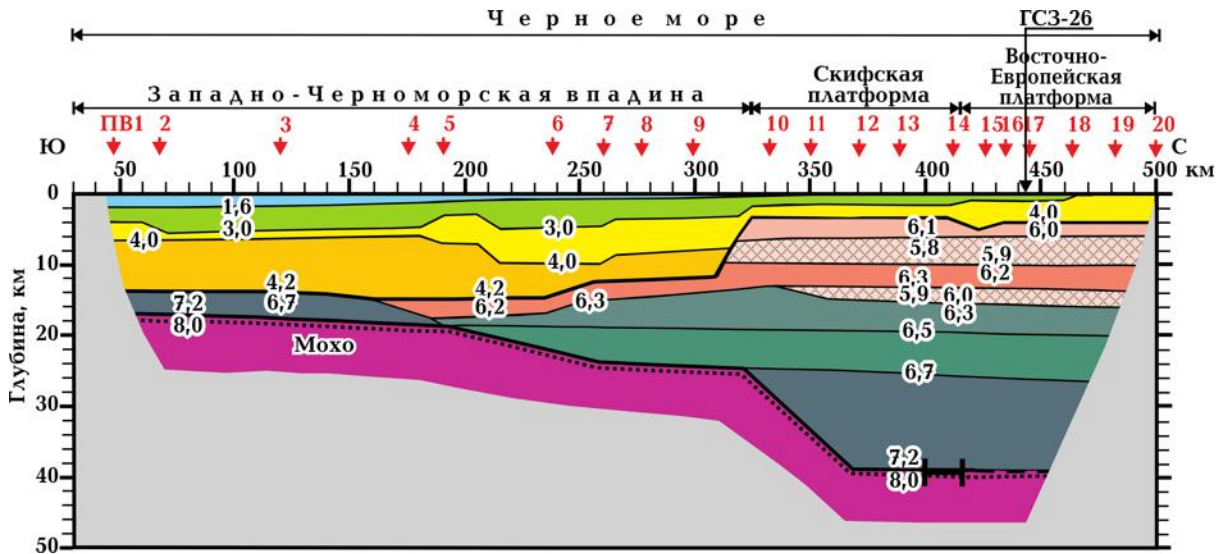


Рис. 9. Скоростная модель по субмеридиональному профилю 25. Условные обозначения см. на рис. 8.

1978, 1988]. Тогда были обнаружены характерные признаки наличия зон инверсий скорости, или волноводов: резкое затухание первых волн — «зона тени», регистрация в последующих вступлениях волн с той же кажущейся скоростью, но со смещением Δt по времени, параллельность годографов отраженных волн. Волноводы были надежно выделены в верхней коре на глубине 8—20 км в платформенных областях континентов — на Балтийском [Grad, Luosto, 1987; Берзин, Павленкова, 2001], Украинском щитах [Павленкова, 1973; Ильченко, 1987], Восточно-Европейской платформе [EUROBRIDGE..., 1999]. Основная причина формирования инверсионных зон в верхней коре платформенных областей — трещинова-

тость и насыщенность пород флюидами, зачастую обладающими повышенной электропроводностью [Каракин и др., 2003; Ваньян, 1984; Ваньян, Павленкова, 2002]. В верхних, относительно холодных слоях коры флюиды представляют собой смесь на водной основе, т. е. водные растворы и гетерогенные смеси с углеводородами и другими веществами. В отдельных случаях поры могут целиком заполняться углеводородами в газовой или жидкой фазе с формированием соответствующих скоплений.

С волноводами верхней коры тесно связаны разломы и трещиноватые зоны, среди которых наибольший интерес представляют листрические разломы [Каракин и др., 2003]. Они имеют крутое падение вблизи поверхности и выпола-

живаются на глубинах около 10—15 км, плавно переходя в волноводы, образуя одну единую флюидную систему со сложным динамическим характером. Известна важная роль литрических разломов в тектонике коры платформенных областей — по ним блоки верхней коры проскальзывают по средней или нижней коре, формируя пологие надвиги и покровы [Иванов, 1990]. Такие расслоенные зоны в средней коре часто называют зонами срыва (detachment). С движением флюидов в этих зонах под воздействием дилатансионных процессов авторы [Каракин и др., 2003] связывают образование месторождений углеводородов, и в первую очередь нефти и газа. Вероятно, за счет такого механизма могут быть сформированы значительные месторождения нефти и газа в фундаменте. Таким образом, наличие волноводов в континентальной верхней коре, связанных с разломами, может служить одним из важных структурных критериев, контролирующих скопление углеводородов. «Если волноводы и разломы верхней коры являются главными геологическими структурами, где происходит образование и перенос углеводородного и рудного вещества, то они сами по себе и процессы в них должны быть объектами внимания

в различных технологиях прогноза, поиска и разведки полезных ископаемых» [Каракин и др., 2003, с. 196, 197].

Связь инверсионной зоны с разломами северо-западного шельфа. В пределах шельфа северо-западной части Черного моря выделены разломы разной глубинности и направленности, образующие сложную систему нарушений при переходе от южной окраины Восточно-Европейской платформы к глубоководной Западно-Черноморской впадине. Один из вариантов такой системы разломов представлен в работе [Старостенко и др., 2005]. На рис. 10 показана схема главных разломов северо-западного шельфа, представленная нарушениями двух основных направлений — субмеридионального и субширотного. К первой группе относятся два разлома — Одесско-Синопский (далее — Одесский) и Западно-Крымский, отделяющие Западно- и Восточно-Черноморскую впадины. Румынскими исследователями выделяется еще один меридиональный разлом на шельфе — Днестровский, расположенный западнее Одесского разлома [Могоșанц, 2007]. Из второй группы разломов субширотной направленности на рис. 10 показаны три: разлом, ограничивающий южную окраину Восточно-

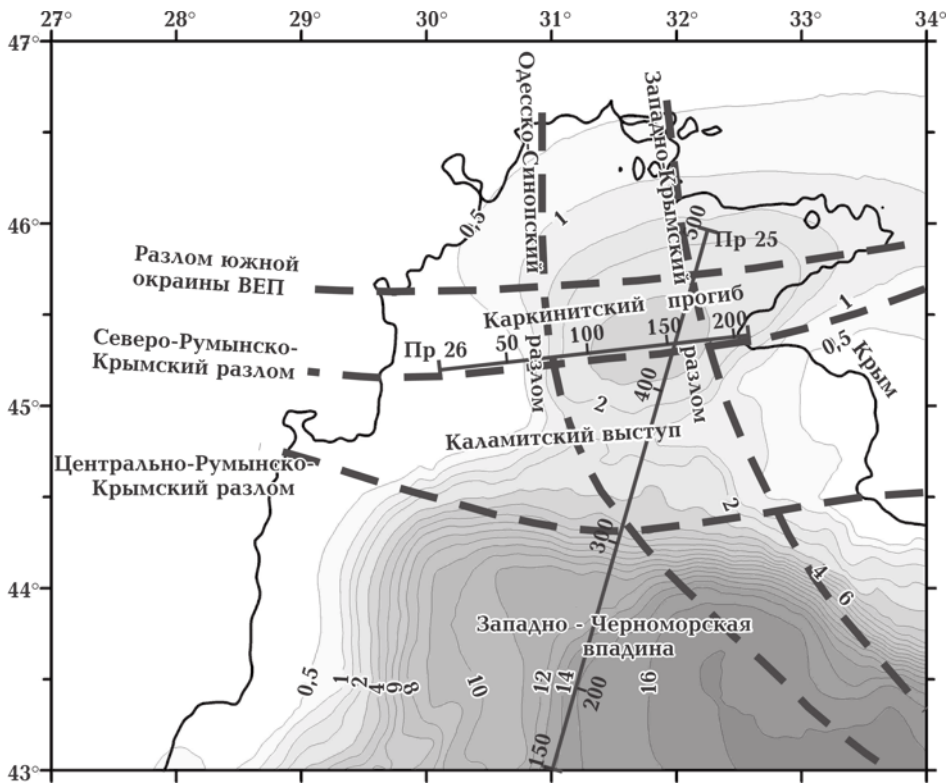


Рис. 10. Положение профилей ГСЗ 25 и 26 и основных разломов северо-западного шельфа Черного моря. Положение разломов — по данным работы [Kutas et al., 2004].

Европейской платформы, Северо-Румынско-Крымский, прослеженный от севера румынского шельфа через остров Змеиный (где он называется разломом о-ва Змеиный) и Каркинитский прогиб, и Центрально-Румынско-Крымский разлом [Kutas et al., 2004]. Последний разлом, который на территории Румынии и румынском шельфе называется разломом Печенега-Камена, отлично выделяется на скоростной модели по профилю 25 (см. рис. 9) как высокоамплитудный (7,5—8,0 км) сброс на краю континентального шельфа, по которому фундамент резко погружается до глубины 11 км, формируя ложе глубоководной Западно-Черноморской впадины. Природа этого разлома, по которому установлены сдвиговые деформации, рифтогенная и связана с формированием Западно-Черноморской впадины в конце мела—начале палеогена [Hippolite, 2002; Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Главные разломы и осложняющая сеть более мелких, второстепенных нарушений образуют на шельфе северо-западной части Черного моря систему пересекающихся разломов, контролирующую сложное строение фундамента в виде коллажа приподнятых и опущенных блоков, которые формируют отдельные полосы прогибов и впадин и разделяющих их выступов и поднятий [Moroşanu, 2003; Khriachtchevskaia et al., 2009].

Наиболее крупные структуры северо-западного шельфа Черного моря — Каркинитский прогиб и отделяющий его от глубоководной впадины Каламитский выступ (см. рис. 10). Эти структуры и описанные выше разломы пересечены профилем 26 и северной частью профиля 25, по которым получена сложная зона инверсии скоростей в фундаменте и верхней части консолидированной коры. Наиболее сложная структура волновода в виде двух инверсионных зон установлена на восточном конце профиля 26 (у Тарханкутского полуострова) в районе его пересечения с Западно-Крымским разломом (см. рис. 8). Инверсионная зона воздымается к западу, в сторону острова Змеиный, где она представлена тонким слоем в фундаменте на глубинах 2,5—4,0 км, а ее раздвоение (ПК 135) находится между главными меридиональными разломами (Одесским и Западно-Крымским) и совпадает в плане с осевой частью Каркинитского прогиба.

Таким образом, в фундаменте и верхней коре шельфа северо-западной части моря выявлена сложная инверсионная зона скоростей, центральная часть которой в виде раздвоения

на два отдельных тела находится в тектоническом узле, образованном пересечением главных разломов меридионального (Одесский и Западно-Крымский) и широтного (Северо-Румынско-Крымский) направлений. Удачное расположение профиля 26 дает картину строения коры северо-западного шельфа не только в его пересечении главными меридиональными разломами, но и, возможно, как это следует из рис. 10, вдоль широтного разлома. Если это так, то строение инверсионной зоны на рис. 8 в виде погружающегося от острова Змеиный к востоку тонкого слоя с увеличением общей мощности зоны до 8,7 км и залеганием подошвы на глубине около 18 км напоминает листрический разлом в верхней коре. Как отмечалось выше, такие разломы играют важную роль в тектонических процессах платформенных областей и по ним происходят горизонтальные подвижки в виде тектонических покровов и надвигов.

Инверсионные зоны и резервуары углеводородов в фундаменте. Северо-западный шельф является одной из углеводородных провинций Украины. Здесь обнаружено несколько крупных газовых и газоконденсатных месторождений — Штормовое, Голицина, Одесское, Шмидта, множество проявлений газа и газовых сипов [Шнюков и др., 2005; Judd, Hovland 2007; Khriachtchevskaia et al., 2009; Starostenko et al., 2010].

Информация о северо-западном шельфе позволяет рассматривать вопрос о наличии глубинных источников нефтегазоносности шельфа Черного моря и о связи выделенной нами инверсионной зоны в фундаменте и верхней коре с проблемой резервуаров углеводородов в фундаменте. Это прежде всего данные о рифтовой тектонической обстановке; месторождениях и проявлениях газа и газоконденсатов, а также газовых сипах в осадочных толщах кайнозоя; наличии в фундаменте и верхней коре сложного двухъярусного волновода, природа которого может быть связана с газовыми флюидами; развитой сети разломов, пересечение которых в центральной части шельфа образует сложный тектонический узел.

Существование естественных резервуаров в трещиноватых породах фундамента известно в нефтегазовой индустрии на протяжении многих лет. Однако они считались неперспективными и поэтому разведочным бурением не исследовались, а их обнаружение было делом случая. Месторождения с различным уровнем запасов углеводородов были открыты в породах фундамента в Западной Канаде, Китае, Ин-

дии, Вьетнаме и других странах мира [Sircar, 2004]. Для этих резервуаров характерна общая структурная позиция — они залегают в приподнятых блоках фундамента (например горстах) и перекрыты региональными несогласиями. Структурные поднятия фундамента контролируются разломами и перекрыты осадочными толщами, которые облекают фундамент.

Среди этих месторождений выделяются по запасам крупные месторождения нефти и газа прибрежного шельфа Южного Вьетнама, в том числе гигантское месторождение Белый Тигр, залегающее на глубине 5000 м, из которых 4000 м приходятся на породы фундамента (трещиноватые граниты) с продуктивным интервалом 1000 м и дебитом 2000 м³/сут [Sircar, 2004; Донцов, Лукин, 2006]. Меконгская впадина, в пределах которой сосредоточена указанная группа месторождений, представляет собой сложный по тектоногеодинамической природе рифтогенно-аккреционный нефтегазоносный бассейн [Арешев и др., 1997; Лукин и др., 2008]. В этих месторождениях отмечается близость (а по некоторым показателям идентичность) нефтей в кристаллическом фундаменте и перекрывающих ее олигоценых толщах. Ведущая роль в формировании массивных резервуаров в кристаллическом фундаменте принадлежит процессам гидротермального метасоматоза (под воздействием флюидов) и адиабатическая трещиноватость [Лукин, Ларин, 2003].

Для месторождения Белый Тигр характерны активные постоянные подтоки эндогенных флюидов, которые сопровождаются периодическими выбросами метана. При этом отмечаются глубинный характер флюидов и определяющая роль эндогенных факторов формирования зон интенсивного нефтегазонакопления (зараженность нефтегазоносных трещиноватых пород дисперсными частицами самородных металлов в значительных количествах). Роль глубинных факторов проявляется в месторождении Белый Тигр столь ярко, что [Лукин и др., 2008] предлагают использовать это уникальное месторождение в качестве полигона для изучения закономерностей нефтегенеза и формирования зон интенсивного нефтегазонакопления.

На основании анализа тектоники, геодинамики и флюидодинамики Черноморской мегавпадины, [Лукин и др., 2008] сделали вывод о возможном наличии в ней крупных резервуаров углеводородов в выступах кристаллического фундамента. Они считают, что здесь возможны аналоги таких крупных газоконденсатных и газовых месторождений, как открытые

на южновьетнамском шельфе месторождения Белый Тигр, Дракон и др. Результаты нашей работы по обнаружению зоны инверсии скоростей в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря свидетельствуют о наличии трещиноватой зоны в фундаменте и верхней части коры и могут указывать на важную роль глубинных флюидов в геодинамике региона в целом и в формировании залежей углеводородов шельфа Черного моря в частности.

Заключение. Моделирование скоростных полей по профилям ГСЗ, отработанным на северо-западном шельфе Черного моря более 30 лет назад, показало высокую эффективность современных методик лучевого моделирования (ray-tracing method), примененных к старым, но достаточно детальным материалам ГСЗ прошлых лет. Основные результаты математического моделирования волновых полей северо-западного шельфа на примере пересекающихся профилей 25 и 26 могут быть сформулированы следующим образом.

1. Характерная особенность волнового поля шельфа — резкое затухание первых волн с образованием «зон тени», выявление в годографах волн P_g участков с временным смещением, указывающих на наличие в разрезе верхней коры слоев с пониженными скоростями (зон инверсий, волноводов). Зачастую от этих зон регистрируются также отраженные волны.

2. Обнаружение волноводов в фундаменте и верхней части консолидированной коры связано с наличием зон разломов, заполненных породами повышенной трещиноватости и пористости, и флюидов. Для условий северо-западного шельфа, в осадочной толще и фундаменте которого установлена сеть разломов разной направленности, контролирующей размещение газовых проявлений и месторождений, обнаружение волноводов в фундаменте имеет значение важного структурного признака и может указывать на углеводородный состав флюидов, которыми заполнены зоны трещиноватости инверсионных зон.

3. Обнаружение сложной инверсионной зоны в фундаменте северо-западного шельфа, которая, вполне возможно, заполнена углеводородными флюидами, может быть связано с проблемой существования резервуаров углеводородов в фундаменте. К такому типу месторождений относятся крупные месторождения нефти и газа прибрежной зоны Южного Вьетнама, включая гигантское по запасам месторождение Белый Тигр, на аналогию которого с шельфом Черного моря неоднократно указывал А. Е. Лукин.

Список литературы

- Арешев Е. Г., Гаврилов В. П., Донг Ч. Л., Шнип О. А. Геология и нефтегазоносность Зондского шельфа. — Москва: Нефть и газ, 1997. — 250 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 Азовском морях // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 124—144.
- Берзин Р. Г., Павленкова Н. И. Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь—Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь—Ухта 2001. — Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН и МПР, 2001. — С. 64—77.
- Ваньян Л. Л. Электропроводность земной коры в связи с ее флюидным режимом // Коровые аномалии электропроводности. — Ленинград: Наука, 1984. — С. 27—34.
- Ваньян Л. Л., Павленкова Н. И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Физика Земли — 2002. — № 1. — С. 1—9.
- Донцов В. В., Лукин А. Е. Об эндогенных факторах формирования нефтяных залежей в кристаллическом фундаменте Кылуонгской впадины на шельфе Южного Вьетнама // Докл. РАН. — 2006. — 407, № 1. — С. 125—130.
- Иванов С. Н. Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1) // Докл. АН СССР — 1990. — 311, № 2. — С. 428—431.
- Ильченко Т. В. Скоростная модель земной коры Украинского щита вдоль геотраверса VIII (Рени—Кривой Рог) // Геофиз. журн. — 1987. — 9, № 1. — С. 44—51.
- Каракин А. В., Курьянов Ю. А., Павленкова Н. И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. — Москва: Гос. науч. центр РФ — ВНИИгеосистем, 2003. — 230 с.
- Краснопевцева Г. В. Промежуточный слой земной коры территории СССР по данным региональных сейсмических исследований // Геодинамические исследования. Проблемы глубинной геологии территории СССР. Обзор. — Москва: ВИЭМС, 1988. — № 12. — С. 49—60.
- Краснопевцева Г. В. Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. Обзор. — Москва: ВИЭМС, 1978. — 40 с.
- Лукин А. Е., Донцов В. В., Савиных Ю. В. Основные закономерности формирования зон интенсивного нефтегазоскопления на Южно-Вьетнамском шельфе и перспективы поисков их аналогов в Черном море // VII Междунар. конф. «Крым-2007». «Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины»: Сб. докл. — Симферополь, 2008. — С. 59—79.
- Лукин А. Е., Ларин С. Б. Генетические типы трещиноватости пород глубоководных нефтегазоносных комплексов // Геол. журн. — 2003. — № 3. — С. 9—25.
- Павленкова Н. И. Волновые поля и модели земной коры (континентального типа). — Киев: Наук. думка, 1973. — 129 с.
- 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.
- Строение западной части Черноморской впадины / Под ред. Я. П. Маловицкого и Ю. П. Непрочнова. — Москва: Наука, 1972. — 244 с.
- Шнюков Е. Ф., Старостенко В. И., Русаков О. М., Кутас Р. И. Глубинная природа газовых факелов западной части Черного моря по результатам геофизических исследований // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2005. — № 5. — С. 70—82.
- Alekseev A. S., Belonosova A. V., Burmakov I. A., Krasnopvtseva G. A., Matveeva N. N., Nersesov I. L., Pavlenkova N. I., Romanov V. G., Ryaboy V. Z. Seismic studies of low-velocity layers and horizontal inhomogeneities within the crust and upper mantle on the territory of the USSR // Tectonophysics — 1973. — 20. — P. 47—56.
- Areshev E. G., Dong L. E., San N. T., Shnip O. A. Reservoirs in fractured assessment on the Continental Shelf of Southern Vietnam // J. Petroleum Geology. — 1992. — 15. — С. 451—464.
- EUROBRIDGE Seismic Working Group. Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus // Tectonophysics. — 1999. — 314. — P. 193—217.
- Giese P., Prodehl C., Stein A. (Eds). Explosion Seismology in Central Europe, Methods and Results. — Berlin: Springer-Verlag, 1976. — 430 с.
- Grad M., Luosto U. Seismic models of the crust of the Baltic Shield along the SVEKA profile in Finland // Ann. Geophysica. — 1987. — 06 B. — С. 639—649.

- Hippolite J.-C.* Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians // *Tectonophysics*. — 2002. — **357**. — P. 33—53.
- Judd A. G., Hovland M.* Seabed Fluid Flow: impact on geology, biology and the marine environment // Cambridge University Press, 2007. — DOI: 10.2277/0521819504; <http://www.cambridge.org/catalogue/catalogue.asp?isbn=0521819504>.
- Khriachtchevskaia O., Stovba S., Popadyuk I.* Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine // *The Leading Edge*. — 2009. — Sept. — P. 1024—1029.
- Kutas R. I., Paliy S. I., Rusakov O. M.* Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea // *Geo-Marine Lett.* — 2004. — **24**. — P. 163—168.
- Moroşanu I.* Romanian Continental Plateau of the Black Sea. — Bucureşti: Oscar Print, 2007. — 176 с.
- Sircar A.* Hydrocarbon production from fractured basement formations // *Current Sci.* — 2004. — **87**, № 2. — P. 147—151.
- Starostenko V. I., Rusakov O. M., Shnyukov E. F., Kobolev V. P., Kutas R. I.* Methane in the northern Black Sea: characterization of its geomorphological and geological environments // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* / Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. — London: Geol. Soc. Spec. Publ., 2010. — **340**. — P. 57—75.
- Yegorova T., Baranova E., Omelchenko V.* The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* / Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. — London: Geol. Soc. Spec. Publ., 2010. — **340**. — P. 43—56.
- Zelt C. A., Smith R. B.* Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure // *Geophys. J. Int.* — 1992. — **108**. — P. 16—34.