

УДК 551.24(262.5)

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

*А. Л. Яншин, Я. П. Маловицкий, В. Н. Москаленко,
Е. Я. Николаева, К. М. Шимкус, А. Е. Шлезингер*

Содержание. В осадочном чехле Черноморской впадины выделены нижний и верхний (послемайкопский) структурные комплексы, разделенные региональным структурным и стратиграфическим несогласиями, повсеместно фиксируемыми на сейсмических профилях. Дается структурная характеристика осадочного чехла различных районов акватории Черного моря. Доказывается, что глубоководная Черноморская впадина возникла в конце миоцена в результате очень быстрого погружения и впоследствии частично заполнилась осадками.

Введение

Черноморская впадина на большей части своего периметра окружена складчатыми альпийскими и киммерийскими системами Понта, Большого Кавказа и Горного Крыма. На востоке она на относительно небольшом расстоянии сопряжена с Колхидской межгорной впадиной, а на западе и северо-западе ее на значительном протяжении окружают равнинные пространства Мизийской, Скифской и Русской плит.

На образование Черноморской впадины существуют разные взгляды. Ряд исследователей рассматривает ее как реликтовую глубоководную впадину с первичной океанической корой [14, 39, 61]. Другие считают ее новообразованной структурой, возникшей за счет растяжения [32, 49] или глубинных процессов преобразования континентальной коры в океаническую [10, 28, 48, 63 и др.].

Черноморская впадина является одним из глубочайших осадочных бассейнов мира. Ее глубинная характеристика рассмотрена во многих работах [28, 56 и др.]. Мощность осадочного чехла Черноморской впадины, по данным ГСЗ, достигает 14 км. Поверхность Мохо располагается в ее центральной части на глубинах до 20 км, а в прилегающих районах суши погружается до 35—40 и более километров. «Гранитный» слой местами отсутствует, а мощность «базальтового» слоя (консолидированная кора) измеряется 5—15 км. Черноморской впадине отвечает региональный гравитационный максимум и повышенный тепловой поток.

ской впадины, краткие результаты первых этапов которых частично опубликованы [75].

По сейсмическим материалам МОВ вертикальный разрез осадочно-го чехла Черноморской впадины дифференцирован на два структурных комплекса. Его верхнюю часть слагает хорошо слоистый комплекс пород, прекрасно выделяемый на всех временных сейсмических разрезах. Он, как будет показано, относится к послемайкопским образованиям. С его подошвой связан опорный отражающий сейсмический горизонт. Во всех известных в настоящее время случаях этот горизонт совпадает с поверхностью резкого структурного несогласия, отделяя верхний слоистый комплекс от подстилающих образований, которые участвуют в строении ряда различных тектонических элементов. По внутренней структуре последних для большинства районов акватории Черного моря имеется в настоящее время очень скудная сейсмическая информация, и то только для территорий, где они слабо деформированы. На участках, где под опорным отражающим горизонтом распространены сильно дислоцированные толщи, сейсмическая информация по их внутренней структуре отсутствует и они представляют собой акустический фундамент для вышележащих слоистых толщ. Поэтому районы развития акустического фундамента характеризуются чрезвычайной краткостью приводимого структурного анализа.

1. Структура осадочного чехла платформенной области Черноморской впадины

Нижний структурный комплекс. На большей части акватории нижний структурный комплекс погребен под многокилометровыми толщами осадков верхнего комплекса, и его структура расшифровывается лишь по отрывочным материалам региональных профилей ГСЗ. На них выделяются горизонты, связанные с поверхностью консолидированной коры и вблизи поверхности меловых отложений (d_2^{oc}) [28, 54]. Лишь в относительно узкой зоне восточной части акватории у побережья Колхиды и на западном и северо-западном шельфах внутренняя структура нижнего комплекса изучена достаточно полно. Здесь проведен значительный объем региональных профилей и площадной съемки МОВ и отработано три профиля ГСЗ [25, 37, 52, 75; К. Н. Мамошина и др., 1972; А. Г. Жгенти и др., 1973], позволивших обнаружить и детально осветить строение двух крупных поднятий, одно из которых непосредственно переходит на сушу, где буровыми скважинами установлен возраст сейсмических горизонтов.

Гудаутское поднятие (рис. 2) выражено в рельефе дна. Оно фиксируется по отражающему горизонту Г (близ поверхности меловых отложений), совпадающему с преломляющим горизонтом d_2^{oc} , и отражающему горизонту В (близ кровли туронских отложений), которые впервые были выделены еще в конце 60-х годов на региональных сейсмических профилях Ю. П. Непрочновым, В. Н. Москаленко [52] и Я. П. Маловицким и А. А. Тереховым [37]. По данным площадной съемки (К. Н. Мамошина и др., 1972), в пределах Гудаутского поднятия обнаружено несколько четких отражающих горизонтов. По III отражающему горизонту (близ кровли мела) свод поднятия оконтуривается изогипсами — 1,8—1,9 км. Длина поднятия, вытянутого в меридиональном направлении, достигает 40 км при ширине до 26 км. Свод осложнен куполовидными и брахиантиклинальными вздутиями, в пределах которых III горизонт поднимается до отметки — 1,5—1,7 км. По центральной части поднятия проходит субмеридиональный разлом. Сейсмические профили ме-

ридонального направления четко фиксируют увеличение мощности пород между III и II горизонтами (внутри палеогена) от свода к северной периклинали до 250—300 м. Напротив, на южной периклинали мощность между этими горизонтами уменьшается до 100 м. Аналогичная картина наблюдается и на субширотных профилях.

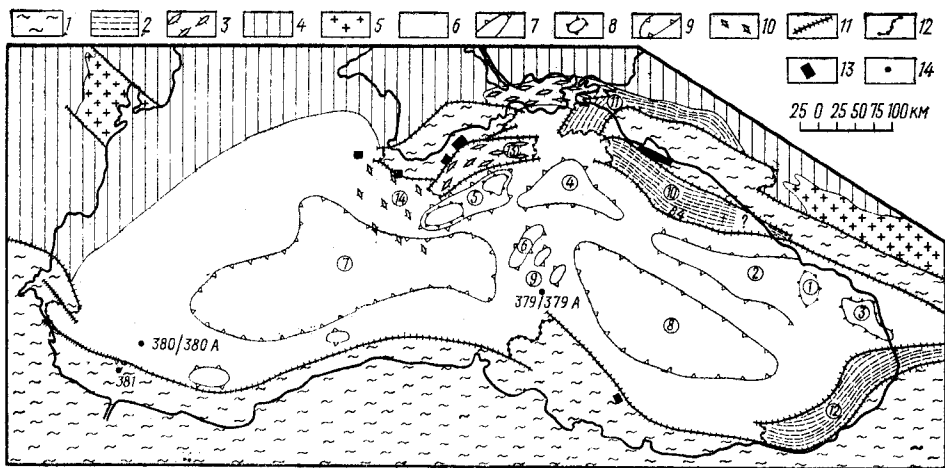


Рис. 2. Схема основных структурных элементов нижнего комплекса Черноморской впадины и прилегающих районов:

1 — альпийские и киммерийские складчатые системы; 2 — зоны линейных диапировых складок олигоцен-миоценовых краевых прогибов и прогибов периферии альпийских складчатых сооружений; 3 — зоны линейных диапировых структур олигоцен-миоценовых глубоких платформенных прогибов; 4 — плиты платформ; 5 — выступы фундамента платформы; 6 — Черноморская впадина; 7 — приподнятые зоны впадины (контуры зон предположительны); 8 — то же, второго порядка; 9 — опущенные зоны впадины (контуры зоны предположительны); 10 — зоны развития нелинейных олигоцен-миоценовых диапиров впадины; 11 — разломы; 12 — условные переходы структурных элементов по простиранию; 13 — участки драгирования; 14 — скважины глубоководного бурения. Цифрами на схеме обозначены: поднятия (1—6): 1 — Гудаутское, 2 — Восточно-Черноморское, 3 — Очамчирское, 4 — Северо-Черноморское, 5 — Андрусова, 6 — Центрально-Черноморское; ванны (7—8): 7 — Западно-Черноморская, 8 — Восточно-Черноморская; 9 — Центрально-Черноморская седловина; прогибы (10—13): 10 — Туапсинский, 11 — Западно-Кубанский, 12 — Гурийский, 13 — Сорокина; впадины: 14 — Балаклавская; ВЧ — Восточно-Черноморский разлом

По данным ГСЗ, поверхность консолидированной коры залегает в пределах Гудаутского поднятия на глубине около 6 км [28].

Восточно-Черноморское поднятие обнаружено Ю. П. Непрочновым и В. Н. Москаленко [52] юго-западнее Гудаутского. В юго-западной части профилей ГСЗ XIV XV, XVI выявлен пологий антиклинальный изгиб поверхности консолидированной коры на глубинах 6—8 км. Вероятно, оно продолжается еще далеко на запад. Об этом косвенно свидетельствует Крымско-Аджарский региональный магнитный максимум [27], по-видимому, связанный с приподнятым участком консолидированной земной коры. В пределах этого максимума выявлены многочисленные магнитоактивные тела; некоторые из них, судя по расчетам глубины их верхних кромок, вероятно, находятся в осадочном чехле [43].

Очамчирское поднятие расположено непосредственно к востоку-юго-востоку от Гудаутского. Оно также отражается в рельефе дна,

хотя и не так отчетливо, как Гудаутское. Очамчирское поднятие ориентировано с юго-юго-востока на северо-северо-запад и осложнено рядом частных куполовидных брахиантиклинальных вздутий. Свод поднятия оконтуривается по III горизонту изогипсой —1,9 км, а в локальных структурах поднимается до —1,6 км. В примыкающей к нему с востока мульде он погружается до —2,5—3,0 км. Длина Очамчирского поднятия достигает 80 км при ширине 35—40 км. На крайнем юго-востоке оно выходит на сушу, где периклинально замыкается. К своду поднятия происходит уменьшение мощности различных горизонтов мела и палеогена (по несколько сотен метров). К югу и западу от Очамчирского поднятия горизонт, связанный с поверхностью мела, погружается до —4,0—4,2 км и перестает следиться.

Относительно пологие брахиантиклинали, разделенные более широкими мульдами, распространены также на побережье в Колхидской впадине [15, 57, 72]. Они сложены карбонатными отложениями верхнего мела мощностью до 1 км и маломощными образованиями палеогена.

Северо-Черноморское поднятие как самостоятельная структура было выделено А. П. Милашиным [42] и Д. А. Туголосовым [69]. Оно намечается непосредственно к северо-западу от Восточно-Черноморского по профилю ГСЗ XIII/58. Здесь поверхность консолидированной коры расположена на глубине около 10 км, а севернее погружается до 12 км от дна моря. Ю. П. Непрочнов и А. Ф. Непрочнова [28, 54] относят эту приподнятую зону к северо-западной периклинали Восточно-Черноморского поднятия, Я. П. Маловицкий считает ее северным окончанием Центрально-Черноморского свода. Приподнятое положение (несколько выше 10 км) поверхности консолидированной коры фиксируется и на профиле 30/69 ГСЗ. К востоку-северо-востоку она соответственно, вероятно, по разломам, погружается до 13 км.

Поднятие Андрусова установлено профилями ГСЗ в конце 50-х — начале 60-х годов непосредственно к югу от Крыма [28, 51, 54]. Поверхность консолидированной коры залегает в пределах его свода на глубине около 10 км, погружаясь на север до 11—12 км от дна моря. Горизонт d_2^{oc} в центральной части поднятия также приподнят до глубины 2 км от дна моря. Поднятие Андрусова намечается и по материалам сейсморазведки МОВ. На профилях 1/73-0 и 3/75-0 горизонт и отражающие площадки, связанные с нижним комплексом, испытывают пологое погружение с юга на север с глубин 6 км до 8 км, образуя северное крыло поднятия Андрусова (рис. 3). Южное крыло поднятия сейсморазведкой МОВ не прослежено.

На северо-западном и западном шельфе Черного моря обширные пространства принадлежат древней и молодой платформам. В их осадочном чехле, достаточно подробно изученном площадной сейсморазведкой, выявлены изометричные структуры. Они описаны во многих работах [12, 13, 17, 19, 23, 28, 44, 62, 71] и поэтому не рассматриваются.

Площадь Болгарского шельфа по нижнему комплексу представляет восточное продолжение Мизийской плиты и Нижнекамчийского прогиба [19, 22]. Здесь установлены Варненская впадина и ограничивающее ее с востока субмеридиональное Тюленевское поднятие, которое сменяется моноклиналильным погружением меловых отложений к востоку, в сторону Черноморской впадины. Судя по некоторым сейсмическим данным, мощный триасовый комплекс, развитый в Варненской впадине, выклинивается к востоку, и таким образом юрско-меловые отложения в пределах погруженной части шельфа и, возможно, на континентальном склоне залегают непосредственно на палеозойском платформенном чехле.

Нижнекамчийский прогиб в море существенно расширяется и углубляется (кровля меловых отложений у края шельфа залегает на глубине 4 км и более), а затем вливается в южную часть Западно-Черноморской ванны.

Вдоль всего Анатолийского побережья материалы гидромагнитной съемки позволяют по общей резкой смене магнитного поля

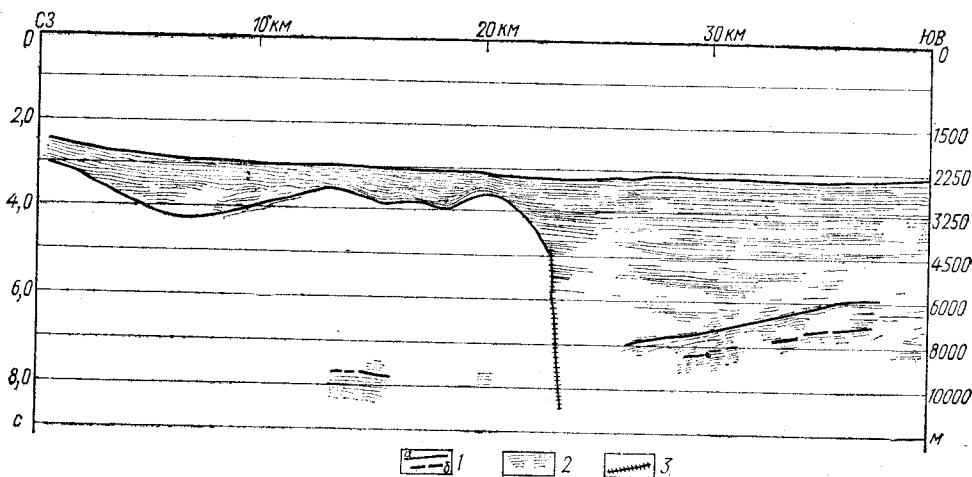


Рис. 3. Сейсмический разрез 1/73—0 (см. рис. 1):

1 — опорные сейсмические горизонты: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — сейсмические горизонты и площадки; 3 — разломы

наметить Прианатолийский глубинный разлом [36]. К северу от него породы нижнего структурного комплекса, по данным профилей 405/73 и 406/73, по-видимому, залегают достаточно полого, вырисовывая у северных концов профилей два антиклинальных изгиба.

Центрально-Черноморское поднятие, намечаемое по меридиональному профилю ГСЗ 29/68 [45], впервые было выделено Я. П. Маловицким, Г. В. Осиповым, Б. Д. Угловым [36] и нашло отражение в работе Д. А. Туголесова [69]. Это крупное высокоамплитудное поднятие, по-видимому, северо-западного простирания, в пределах которого поверхность консолидированной коры располагается на глубине 3—3,5 км от дна. Вероятно, в этом же районе развиты по крайней мере еще два поднятия несколько меньших размеров и амплитуды [69].

По поверхности консолидированной коры в пределах центральной части Черноморской впадины установлены две ванны (Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская). В Западной, наиболее глубокой, эта поверхность залегает на глубине 16 км от дна моря, а в восточной — 12 км. Горизонт d_2^{oc} располагается в них на 8 и 5 км от поверхности дна [28, 54]. Ванны разделены обширной седловиной (Центрально-Черноморской), приуроченной к центральному сектору акватории; в пределах седловины поверхность фундамента залегает на глубинах 7—11 км. Именно здесь, вдоль всего меридионального сечения Черноморской впадины, сохранился, хотя и маломощный — первые километры — «гранитный» слой [45]. Упомянувшееся Центрально-Черноморское поднятие расположено в средней части Центрально-Черноморской седловины.

Приведенные материалы показывают, что на большей части акватории Черного моря в нижнем структурном комплексе распространены

обширные изометричные структуры, длина которых достигает многих десятков километров. Они отличаются пологими углами наклона слоев, не превышающими первых градусов. Для некоторых из них установлено конседиментационное развитие. Ряд крупных поднятий образует полосу, ограничивающую по периферии с севера и востока Восточно-Черноморскую ванну. Следует отметить, что если общий структурный стиль этого комплекса пород в настоящее время ясен, то, конечно, его площадная изученность остается еще очень низкой. Бесспорно, в нем еще будут найдены различных размеров структуры, и в результате дальнейших исследований значительно изменится и уточнится конфигурация уже известных.

Возраст нижнего структурного комплекса акватории Черного моря определяется по разным параметрам. Некоторые исследователи [9, 70 и др.], исходя из низких средних скоростей сейсмических волн, считают, что в его строении принимают участие главным образом третичные и, возможно, верхнемезозойские образования. Однако величина средней скорости является интегральной характеристикой. Если в верхней части разреза залегает низкоскоростной слой большой мощности, то он резко снижает величины средних скоростей и для нижней части разреза. Исследования А. Ф. Непрочновой [54] и В. С. Белокурова [9] показали, что средние скорости пород нижнего комплекса платформенной части чехла Черноморской впадины составляют 4,3—4,6 км/с. Если, в свою очередь, дифференцировать нижний комплекс, то в его составе можно предполагать существование слоя со скоростями до 5 км/с. Приведенные значения скоростей для нижнего структурного комплекса под акваторией Черного моря близки к скоростям разрезов палеозойских и мезозойских чехлов плит платформ, например Мизийской, Скифской, Туранской и др. Кроме того, глубоко опущены породы нижнего комплекса и погребены мощными сериями молодых осадков сравнительно недавно и поэтому не успели подвергнуться существенным эпигенетическим преобразованиям.

Более надежно о возрасте нижнего комплекса Черноморской впадины свидетельствуют геологические наблюдения. На востоке он непосредственно связан с платформенными мезозойскими и палеогеновыми образованиями Колхидской впадины. На северо-западе и западе нижний комплекс переходит на суше в платформенные чехлы Скифской плиты (мезозойско-кайнозойский) и Мизийской плиты (палеозойско-мезозойско-кайнозойский) [47].

Мощность нижнего комплекса чехла Черноморской впадины определяется соотношением поверхности консолидированной коры и горизонта $d_{c_2}^{oc}$ близ его поверхности по профилям ГСЗ [28, 54]. По этим материалам мощность нижнего комплекса пород чехла в западной части Черноморской впадины достигает 9—10 км, а в восточной — 8 км [28, 54]. Следует отметить, что наибольшие значения изопахит несколько смещены к северо-востоку по отношению к зоне максимального погружения поверхности консолидированной коры.

Таким образом, нижний структурный комплекс большей части акватории Черного моря представляет платформенный чехол, на что уже давно указывал М. В. Муратов [28, 47]: Он складывается породами мезозоя и кайнозоя, а частично и палеозоя и имеет мощность, измеряемую многими километрами.

Поверхность регионального несогласия подошвы и верхнего структурного комплекса. Нижний структурный комплекс с резким угловым несогласием перекрывается отложениями верхнего комплекса, что хорошо видно на сейсмических профилях. Эта поверхность несогласия срезает различные горизонты нижнего комп-

лекса; к ней прислонены слои верхнего комплекса; повсеместно она деформирована. Эти явления наиболее отчетливо устанавливаются в платформенной области и имеют первостепенное значение для понимания генезиса и механизма образования глубоководной Черноморской впадины (рис. 4).

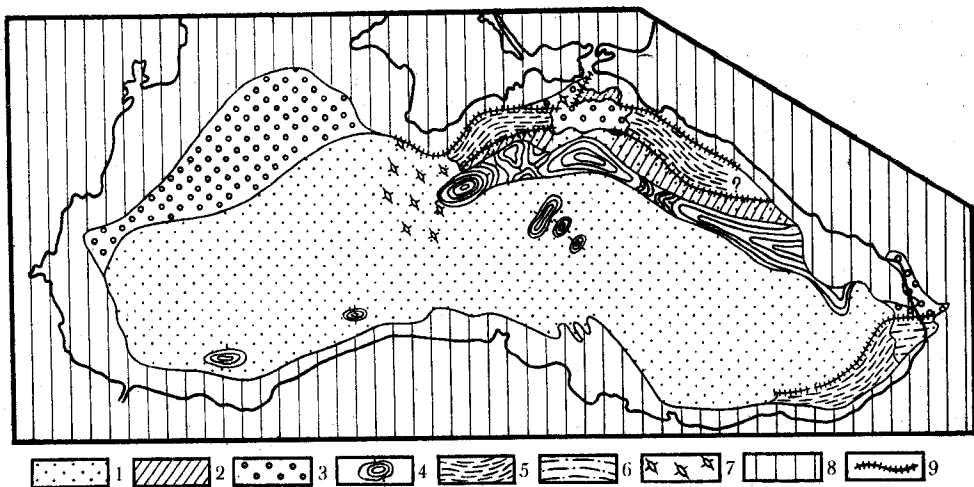


Рис. 4. Схема основных структурных элементов верхнего комплекса Черноморской впадины и прилегающих районов:

1 — верхний структурный комплекс глубоководной котловины; 2 — периферийные прогибы верхнего структурного комплекса; 3 — зоны развития мощных серий (выше 1 км) верхнего структурного комплекса за пределами глубоководной котловины; 4 — хребты и возвышенности в глубоководной котловине, погребенные верхним структурным комплексом; 5 — верхний структурный комплекс на площади развития линейных диапиров глубоководной котловины и континентального склона; 6 — то же, шельфа и суши; 7 — верхний структурный комплекс, затронутый деформациями нелинейных диапиров; 8 — область развития доплиоценового субстрата и маломощного (меньше 1 км) послемайкопского комплекса; 9 — разломы

На южной и западной периферии Гудаутского и южной периферии Очамчирского поднятий поверхность несогласия имеет региональный наклон на юг в сторону глубоководной части акватории моря и срезает различные горизонты мела и палеогена. Величина среза увеличивается от сводов поднятий к их краям в сторону глубоководных частей впадины, где измеряется многими сотнями метров. Иными словами, пласты мела — палеогена срезаются по их падению за счет более крутого наклона поверхности среза по сравнению с погружением пластов. Поверхность среза прослеживается до глубин 2—3 км от дна моря. На больших глубинах эта контактная поверхность на сейсмических разрезах в большинстве случаев не выделяется из-за ее выполаживания и трудности выделения на фоне многократных отражений. Лишь на единичных профилях выявлено субгоризонтальное залегание контакта между верхним и нижним комплексами на глубинах 2—3 км от дна моря, причем на таких глубинах этот контакт испытывает лишь слегка волнистые изгибы. Вероятно, в районах максимального погружения поверхности среза к ней подходят со стороны континентального склона нижние горизонты верхнего мела или нижний мел. Об этом, в частности, свидетельствует субширотный временной разрез 1/70, помещенный в работе Я. П. Маловицкого и А. А. Терехова [37]. На нем под резкой поверхностью несогласия, образующей антиклинальный перегиб, распо-

лагается сейсмически неслоистая толща пород; на прилегающих участках суши такую же сейсмическую характеристику имеют доверхнемеловые образования.

В свою очередь, слои верхнего слоистого комплекса последовательно притыкаются к поверхности среза по ее восстанию все более молодыми своими пластами. Близ соприкосновения с поверхностью среза они также часто несколько изгибаются в направлении ее наклона. Таким образом, наблюдается достаточно любопытная картина, когда в поверхность несогласия упираются слои и нижнего, и верхнего комплексов, причем при движении вверх происходит омоложение соприкасающихся с ней пород обоих комплексов, а по падению к ней подходят более древние пласты. Поверхность несогласия Гудаутского и Очамчирского поднятий по восстанию непосредственно переходит в верхнюю крутую часть современного континентального склона, где на дно моря выходят породы нижнего комплекса чехла.

В пределах восточной части Восточно-Черноморского поднятия сейсмический горизонт, связанный с поверхностью несогласия, испытывает пологий антиклинальный изгиб на глубинах порядка 1,5—2 км от дна (профили XII/70 и XI/70). Видимая ширина этого изгиба достигает 40 км при амплитуде, превышающей 500 м. В более северо-западных районах эта поверхность на близких глубинах имеет только северо-восточное погружение в связи с тем, что сейсмические профили здесь не пересекали осевую зону Восточно-Черноморского поднятия. Аналогичная картина наблюдается и на площади Северо-Черноморского поднятия, где на южном конце профиля IX/64 сейсмический горизонт, связанный с поверхностью несогласия, полого воздымается к югу. Своды Восточно-Черноморского и Северо-Черноморского поднятий, по-видимому, глубоко размыты и перекрыты горизонтально залегающими отложениями верхнего комплекса. В нем эти поднятия отражения не получают.

В пределах северного крыла поднятия Андрусова по сейсмическим профилям 1/73-0, 3/75-0 и X/64 поверхность несогласия наклонена с юга на север, погружаясь с глубины 6 км до 8 км. На восточном конце профиля 408/73 в 30 км от его конца поверхность несогласия полого поднимается с 5—6 км от дна на западно-запад. Через 40 км она располагается на глубинах 2—2,5 км от дна, а еще через 13—15 км намечается ее обратное, более крутое (до 10°) погружение по линии профиля, в результате чего эта поверхность вновь опускается до 5—6 км от дна и перестает прослеживаться. Слои верхнего комплекса на склонах поднятия Андрусова упираются в поверхность несогласия, причем вертикальная амплитуда зоны притыкания достигает здесь 2,5—3 км.

От Анатолийского побережья по сейсмическому профилю 409/73 поверхность несогласия поднимается с юга на север от 3,5—4 до 2,5—3 км от дна моря, а затем вновь испытывает погружение. Вырисовывается отчетливый асимметричный антиклинальный изгиб этой поверхности с более крутым северным крылом (до 5—7°) и более пологим южным (до 2—4°) шириной до 7—10 км. Он совпадает здесь с антиклинальным изгибом верхних слоев нижнего комплекса. Нижние пласты верхнего комплекса также образуют пологий антиклинальный изгиб, затухающий в более верхних слоях. К юго-востоку от поднятия слои нижнего комплекса залегают почти горизонтально, а его поверхность наклонена к северо-западу и срезает верхнюю часть слоев. В свою очередь, пласты верхнего комплекса упираются в эту поверхность. Наблюдается картина, аналогичная району Гудаутского поднятия. По северному крылу антиклинального изгиба поверхности несогласия также

наблюдается притыкание к ней нижней части слоев верхнего комплекса мощностью в 1,5—2 км. По профилю 406/73 по поверхности несогласия обнаружен еще более крупный антиклинальный изгиб близкой амплитуды и морфологии. Наконец, в центральной части Черноморской впадины по сейсмическому профилю МОВ 413/73 по поверхности несогласия зафиксированы три крупных антиклинальных перегиба. Наиболее крупным и имеющим наибольшую амплитуду из них является северо-западный. Он в поперечнике достигает 25—30 км, а наклон поверхности несогласия составляет 10°. В его своде поверхность несогласия располагается на глубине около 3 км от дна, а на крыльях погружается до 5—6 км от дна. Этот изгиб, по-видимому, совпадает с Центрально-Черноморским поднятием нижнего комплекса. К поверхности несогласия притыкаются слои верхнего комплекса мощностью до 2—2,5 км.

2. Структура осадочного чехла в пределах складчатых зон, «майкопских» прогибов¹ и впадин периферии Черного моря

В отдельных районах периферии Черного моря выделяются несколько складчатых зон, непосредственно связанных с аналогичными структурными элементами суши. К ним, прежде всего, относится дно акватории, примыкающей к побережью Кавказа между Новороссийском и Сочи. Она отличается относительно хорошей сейсмической изученностью, позволившей расшифровать характер залегающих отложений, слагающих шельф, континентальный склон и прилегающие участки абиссальной равнины. Отдельные элементы морфологии развитых здесь дислокаций и их общее расположение нашли отражение в ряде работ [37, 65, 66].

Прикавказская акватория. Судя по данным драгирования, полученным К. М. Шимкусом и Я. П. Маловицким, в верхней части континентального склона Прикавказской акватории обнажается песчано-глинистый палеогеновый флиш. Кроме того, на станциях с глубин 950—1000 и 300—400 м подняты образцы конгломератов с аргиллитовым цементом. Микрофаунистическими исследованиями установлен палеоценовый возраст части галек. Не исключено, что сами конгломераты имеют миоценовый возраст. Шельф и верхняя часть континентального склона характеризуются в этом районе по материалам сейсмопрофилеирования отсутствием регулярной записи отраженных волн. Следовательно, в этой части акватории мы вправе предполагать присутствие сильнодеформированного комплекса пород, который, вероятно, составляют мел-палеогеновые образования продолжения южного склона Большого Кавказа. Местами этот комплекс перекрыт маломощным слоем современных осадков.

К северо-западу от Анапы региональными профилями и площадной съемкой зафиксировано отгибание к западу лишнего сейсмической записи сложнодеформированного комплекса пород мел — палеогена. Он образует отходящий от берега на 25 км, при ширине до 20 км, субшироко ориентированный антиклинальный выступ, поверхность которого плавно погружается к западу. Этот выступ представляет западную периклиналь антиклинория Большого Кавказа, поскольку на более западных сейсмических профилях 3/72 и 4/72 и на профилях площадной

¹ Впервые на присутствие в пределах акватории Черного моря своеобразных прогибов, выполненных майкопскими отложениями, указывал М. В. Муратов [48], а позднее их рассматривали А. П. Милашин [42] и Д. А. Туголесов [69], однако генетическая природа их не была раскрыта.

сейсмической съемки он уже не фиксируется и верхний слоистый комплекс испытывает лишь пологий региональный наклон с севера на юг.

В нижней части континентального склона и в прилегающих участках глубоководной котловины между меридианами Новороссийска и Сочи прослеживается верхний слоистый комплекс и подстилающая его поверхность регионального структурного несогласия. Ниже последней лежат толщи, которые лишь в некоторых местах обнаруживают признаки изогнутой слоистости. Поверхность несогласия испытывает ряд крутых изгибов различной морфологии и неодинаково отражающихся в вышележащем верхнем комплексе. Временные разрезы по профилям IV/70 и V/70, приведенные в работе Я. П. Маловицкого и А. А. Терехова [37], прекрасно раскрывают морфологию этих складок. Антиклинали по поверхности несогласия имеют более крутые юго-западные крылья, нередко вертикальные, а иногда даже опрокинутые в сторону центральной части моря и, возможно, представляющие плоскости разрывных нарушений. На более пологих северо-восточных крыльях ее наклон обычно не выходит за пределы первых десятков градусов. Вершины складок по этой поверхности часто представляют собой остроугольные гребни, отражающиеся в рельефе дна резко выраженными грядами (первые сотни метров). Реже наблюдаются плавные симметричные изгибы с наклоном поверхности на их крыльях до 30—35°. Амплитуда складок достигает 1—1,5 км.

В верхнем слоистом комплексе складки выражены менее резко. Лучше всего в нем фиксируются погруженные симметричные антиклинали, причем нижние пласты верхнего слоистого комплекса повторяют изгибы поверхности несогласия. Постепенно вверх по разрезу слоистого комплекса антиклинальные перегибы выполаживаются, и в самых верхах близ дна пласты залегают с очень пологими углами наклона, а местами практически параллельно дну моря. На северо-восточных крыльях большинства антиклиналей верхний комплекс испытывает погружение в том же направлении с постепенным выклиниванием и прислоением отдельных пачек к поверхности несогласия. Общая величина сокращения мощности слоев верхнего комплекса с приближением к сводам антиклиналей достигает 500 м. Лишь самые верхние пласты слоистого комплекса в некоторых случаях перекрывают гребни складок. В пределах юго-западных крыльев антиклиналей верхний комплекс не испытывает подъема. Он либо горизонтально, либо со слабым наклоном к северо-востоку упирается, чаще всего по плоскости разрыва, в поверхность несогласия. Мощность верхнего слоистого комплекса, выполняющего наиболее глубокие синклинали, измеряется 1—1,5 км.

Максимальное количество антиклинальных изгибов по профилю V/70 равно 6 при средней их ширине в 3—4 км и ориентировочной длине до 20 км. Общее количество антиклиналей достигает 30—35. К юго-востоку число антиклиналей уменьшается и на профиле X/70 они уже не фиксируются. Линейные складки акватории находятся на простирании Сочи-Адлерской депрессии, выполненной майкопскими отложениями, достигающими 3 км мощности. Однако непосредственно их переход в эту депрессию сейсмическими материалами не установлен.

В северо-западном направлении складки постепенно приобретают широтную ориентировку и быстро затухают.

С юго-запада зона линейных складок Прикавказской акватории ограничена крупным Восточно-Черноморским разломом, за которым мощность верхнего слоистого комплекса увеличивается до 3—4 км. Разлом имеет глубинную природу, поскольку отражается в магнитном поле [27, 66].

Линейные складки связаны с внутренним бортом крупного глубокого майкопского прогиба, выделенного под названием Туапсинского [2, 3, 48, 69]. Внешний его борт, по всей вероятности, срезается Восточно-Черноморским разломом и глубоко опущен вместе с погруженной частью северо-восточного крыла Восточно-Черноморского поднятия. Туапсинский прогиб, по-видимому, следует рассматривать как крайнюю периферийную структуру складчатой системы Большого Кавказа.

Складки Туапсинского прогиба образованы тангенциальным стрессом, ориентированным на юго-запад и приведшим к их асимметрии и частичному опрокидыванию. Ядра антиклиналей, по-видимому, осложнены нагнетанием глинистого материала. Диapiroзм явился причиной длительности их развития и выраженности в рельефе. Линейные складки, по всей вероятности, возникли в доплиоценовое время, очевидно на границе сарматского и меотического веков. В это время отмечаются деформации отложений, распространенных на смежных участках суши [5, 15]. В дальнейшем продолжался их рост до настоящего времени за счет процессов диапиризма.

Большая юго-западная часть внутреннего борта Туапсинского прогиба, вероятно, подстилается относительно маломощными платформенными образованиями эоцена, палеоцена, мела и юры. Об этом свидетельствует прежде всего разрез доолигоценовых отложений Сочи-Адлерской депрессии, принципиально не отличающийся от одновозрастного разреза Колхидской впадины. По материалам ГСЗ также можно предположить региональное увеличение мощности комплекса пород, заключенного между поверхностью консолидированной коры и горизонтом d_2^{∞} с юго-запада на северо-восток, и в районе берега его мощность может быть оценена в 10—11 км. Поскольку в пределах Большого Кавказа породы палеозоя, а возможно и триаса, входят в состав консолидированной коры, указанная мощность приходится на отложения юры, мела, палеоцена и эоцена.

Переход домайкопских геосинклинальных образований южного склона Большого Кавказа в платформенные происходит, по-видимому, где-то в районе нижней части континентального склона. Именно здесь должны замещаться мощные серии флиша верхнего мела — эоцена карбонатными образованиями значительно меньших мощностей. Однако деформации складчатого типа в доолигоценовых отложениях должны, вероятно, распространяться до внешнего борта Туапсинского прогиба, т. е. платформенные мел-эоценовые отложения здесь также, вероятно, затронуты доплиоценовой складчатостью.

Притаманская акватория. В притаманской части шельфа Черного моря еще в начале 60-х годов и в последующее время морские сейсморазведочные исследования позволили проследить складки Западно-Кубанского краевого прогиба на акватории [18, 21, 34, 40, 58]. Близ берега они имеют широтное простирание, а по мере удаления от него отгибаются к юго-западу. Площадной сейсмической съемкой намечаются три линии брахиантиклиналей, простирающиеся с северо-востока на юго-запад. В сводах брахиантиклиналей отражающий сейсмический горизонт, расположенный, по-видимому, близ поверхности майкопской серии, залегает на отметках —800—1000 м, а в сопряженных мульдах погружается до —1700—1800, реже до —2000—2400 м. Длина брахиантиклиналей до 10—15 км при ширине до 5—7 км. Мутьды также группируются в линии. Длина юго-восточной линии мульд достигает 50 км. Вероятно, к таманским складкам относятся два резких антиклинальных перегиба, обнаруженных в северной части профиля IX/64, причем наиболее резко выраженный южный перегиб, судя по времен-

ному разрезу, имеет диапировую природу. Однако к югу и западу от этих перегибов по региональным профилям VIII/64 и 5/72 структуры таманского типа уже не обнаружены. Это дает основание считать, что здесь складчатая зона Таманского полуострова затухает, тем самым намечая юго-западную центроклираль Западно-Кубанского краевого прогиба.

Прикрымская акватория. Акватория к югу от Горного Крыма отличается относительно хорошей сейсмической изученностью. Шельф и верхняя часть континентального склона этого района характеризуются практически отсутствием регулярной сейсмической записи. Это свидетельствует, что на поверхности дна или под маломощным чехлом осадков здесь развиты сложно деформированные породы триаса и юры, слагающие южный погруженный склон антиклинория Горного Крыма, что подтверждается драгированием. Антиклинорий Горного Крыма, как показывает комплексный геолого-геофизический анализ, занимает относительно небольшую площадь акватории Черного моря, ограничиваясь на юге глубинным разломом, и быстро затухает к востоку и западу [22, 28, 29, 33, 55, 73]. Западное его замыкание в настоящее время подтверждается и материалами площадной сейсмической съемки. Здесь по горизонту, расположенному в верхней части комплекса чехла на продолжении антиклинория Горного Крыма, устанавливается четкий структурный нос, погружающийся к западу на расстоянии 20—25 км. Он упирается в глубокую мульдзу, где этот горизонт залегает уже на отметках —3 км. Отсюда к берегам Степного Крыма намечается пологий подъем слоев, образующих крупную широкую моноклираль, а антиклинальный перегиб, соответствующий антиклинорию Горного Крыма, исчезает.

У подножия континентального склона и в прилегающей части глубоководной котловины сейсморазведкой обнаружена большой мощности осадочная серия пород, выполняющая прогиб Сорокина, в котором обнаружены резкие складки [8, 21, 55]. Как и в Туапсинском прогибе, здесь выделяются два структурных комплекса. Верхний представляет собой слоистую серию пород послемайкопского возраста, а нижний составляют сейсмически неслоистые или слабослоистые образования, скорее всего относящиеся к майкопу. Комплексы разделены региональной поверхностью структурного несогласия. По последней в полосе шириной до 30—40 км намечаются несколько параллельных линий антиклиналей и синклиналей. Максимальное количество антиклинальных изгибов (пять) зафиксировано по профилю X/64 при ширине каждого из них до 5—7 км. Наибольшую амплитуду и крутизну имеет крайняя южная антиклираль. В ее ядре неслоистый комплекс почти выходит на поверхность дна моря. Поверхность несогласия на крыльях складки наклонена почти вертикально. Возможно, здесь проходят разрывные нарушения. С юга к рассматриваемой антиклинали полого воздымается и притыкается верхний слоистый комплекс мощностью до 3 км, а с севера до 4 км. Крайняя восточная часть рассматриваемых складок на меридиане г. Феодосии изучена сейсмоакустическими исследованиями МГУ [30]. К западу от профиля X/64 на профиле XXXVIII/71 амплитуда складок уменьшается, а на профиле XXXIX/71, выполненном А. А. Тереховым, зафиксирован лишь один малоамплитудный антиклинальный перегиб. В. И. Головинский [20] в прикрымской части акватории на разных линиях насчитывает до 20 антиклиналей.

На профилях 412/73 и I/73-0 под нижним майкопским комплексом пород прослежен сейсмический горизонт. На севере под рассмотренными складками он полого погружается на юг, располагаясь под юж-

ной линией на глубине около 5 км под дном моря. Мощность олигоцен-миоценового комплекса пород может быть оценена по этим материалам в прогибе Сорокина в 3—4 км, причем ее максимальные значения приурочены к южной линии антиклиналей. Следовательно, прогиб Сорокина по подошве олигоцена вырисовывается как резко асимметричная структура. Северное его крыло является пологим и широким. Южное, напротив, очень узкое и крутое и, возможно, ограничено разрывом. Осевая линия прогиба непосредственно прижата к этому крылу. Складки прогиба Сорокина имеют, вероятно, диапировую природу. Южная, наиболее выраженная линия антиклиналей, приурочена к зоне максимальных мощностей олигоцен-миоценового комплекса пород. Если это так, то центральная, наиболее прогнутая часть олигоцен-миоценового прогиба Сорокина, вероятно, располагается в районе профиля X/64, а восточная и западная центроклинали соответственно в районе профилей VIII/64 и XXXIX/71. Южная граница намечается вдоль зоны разлома, проходящего перед фронтом первых, наиболее выраженных складок, за которым происходит резкое увеличение (в 2—2,5 раза) мощности верхнего послемайкопского комплекса (до 6 км) и, вероятно, такое же сокращение олигоцен-миоценового.

Олигоцен-миоценовый прогиб Сорокина, по-видимому, отличается по генезису от Туапсинского и Западно-Кубанского прогибов, входящих в состав складчатой системы Большого Кавказа. Его асимметрия обратна по отношению к Горному Крыму. Морфология складок в сторону Горного Крыма также упрощается, а их южная, наиболее выраженная линия в виде высокоамплитудной антиклинали прослеживается на относительно коротком расстоянии. Отложения же мела, палеоцена и эоцена представлены исключительно платформенными формациями и осложнены платформенными дислокациями. Следовательно, майкопский прогиб Сорокина, как и Керченский прогиб, представляет глубоко погруженные платформенные структуры [16, 73].

К югу от Севастополя площадными сейсмическими исследованиями в нижней части континентального склона и на абиссальной равнине обнаружена полоса развития куполовидных и брахиантиклинальных структур. Ее длина по меридиану достигает 100 км, а по широте — 75 км. В этой полосе слои верхнего комплекса испытывают очень пологое погружение на юг; у южных концов профилей их видимая мощность превышает 3—4 км. В верхнем комплексе фиксируются три отражающих горизонта. На фоне этой региональной, очень пологой моноклинали обнаруживаются небольшие (первые километры) меридионально или субмеридионально ориентированные купола и брахиантиклинали. Их ядра нередко сложены неслоистым комплексом пород, вероятно, олигоцен — миоцена, который в отдельных случаях внедряется в верхний слоистый комплекс. Поверхность границы комплексов в этом случае имеет крутые или почти вертикальные, а иногда и опрокинутые наклоны, вероятно, связанные с плоскостями разрывов. Видимая амплитуда этих структур превышает 1,5 км. По форме они напоминают штоки соляных куполов, к которым притыкаются слои верхнего комплекса. Нижние его горизонты обычно задираются при приближении к прорывающим ядрам, но затем в них упираются. Вверх по разрезу слоистого комплекса наклон его слоев уменьшается и они горизонтально утыкаются в штоки. Перекрывающие слои иногда образуют над штоками пологие антиклинальные изгибы, быстро затухающие в верхних частях разреза. Иногда над такими структурами образуются мелкие крутые мульды, очень схожие по морфологии с вдавленными мульдами диапиров Керченского и Таманского полуостровов. Их амплитуда достигает

многих сотен метров при размерах, не превышающих первые километры. Вверх по разрезу верхнего комплекса мульды постепенно затухают, и известен даже случай, когда над одной из них в рельефе дна возник холм.

В других случаях в рассматриваемой полосе антиклинальные изгибы фиксируются в верхнем слоистом комплексе. Они имеют различную крутизну, амплитуду, асимметрию или симметрию, но всегда наблюдается их последовательное постепенное затухание вверх по разрезу. Как правило, в верхнем отражающем горизонте они не проявляются.

Рассматриваемые дислокации, судя по морфологии, несомненно имеют диапировую природу; это, в свою очередь, свидетельствует о значительной мощности майкопского комплекса пород, который выполняет крупную и глубокую платформенную впадину, названную Д. А. Туголесовым [69] Балаклавской. На запад от зоны развития нелинейных диапиров, на расстоянии по крайней мере 100—150 км, в области глубоководной котловины Черного моря структуры, подобные описанным, не обнаружены и слои здесь залегают с очень пологим наклоном (минуты) к югу и юго-востоку. Вероятно, это связано с резким уменьшением мощности глинистого комплекса олигоцен-миоцена, позволяющим наметить здесь условно западную границу Балаклавской впадины.

Юго-восточная акватория. В юго-восточной части Черного моря в пределах континентального склона и глубоководной котловины региональными сейсмическими профилями и детальной площадной сейсмической съемкой установлена на протяжении 50 км система линейных складок, протягивающаяся с восток-северо-востока на запад-юго-запад, где они несколько отклоняются к югу. Намечается до четырех линий антиклиналей, часто подставляющих друг друга кулисообразно. В строении складок участвуют два структурных комплекса пород. Верхний слагает сейсмически слоистый послемайкопский комплекс. Нижний характеризуется на временных сейсмических разрезах отсутствием ясно выраженной слоистости. Судя по геологическим материалам прилегающей суши, в его строении принимают участие породы олигоцена и какой-то части миоцена. Указанные структурные комплексы разделены резкой поверхностью несогласия, хорошо фиксируемой на сейсмических профилях. По ней антиклинальные изгибы имеют вид конусов, причем в их вершинах неслоистый комплекс пород выходит на поверхность дна, образуя небольших размеров (до километра) невысокие гряды (первые сотни метров). Углы наклона поверхности неслоистого комплекса на крыльях достигают 30—40°. Слоистый комплекс заполняет синклинали поверхности несогласия. Его мощность достигает 1,5 км, определяя этой величиной минимальную амплитуду складок. В большинстве случаев составляющие верхний комплекс горизонтально лежащие слои притыкаются к поверхности несогласия. Но иногда они также наклонены в сторону осей синклиналей, хотя значительно более полого, чем подстилающая их поверхность, и тогда приклонение происходит под более острыми углами. На востоке акватории рассматриваемые складки непосредственно переходят в структуры Гурийского прогиба суши.

К западу от района детальных сейсмических исследований антиклинальные перегибы в нижней части Анатолийского континентального склона, по-видимому, связанные с Гурийским прогибом, зафиксированы на профиле 34 [79] и на южных концах профилей А/70 и Е/70. На двух последних фиксируется плохо выраженный и малоамплитудный перегиб в верхнем слоистом комплексе. Дальше к западу на профилях

33 и 32 верхняя часть послемайкопского комплекса мощностью до 1—2 км залегает практически горизонтально [79]. Затухание зоны линейных складок дает основание считать, что Гурийский прогиб, которому принадлежат эти дислокации, замыкается на меридиане Трабзона и дальше к западу вдоль побережья Анатолии не проходит.

Трассирование Гурийского прогиба под водами Черного моря позволяет наметить западное продолжение Аджаро-Триалетской складчатой зоны, развитием которой он обусловлен. Она также испытывает изгиб к юго-западу и вдоль юго-восточного побережья Черного моря приближается к Восточным Понтидам [67], где, вероятно, выклинивается и затухает. Структурные построения, основанные на материалах сейсморазведки, полностью подтверждаются характером магнитного поля. Резко аномальное, преимущественно положительное магнитное поле, отвечающее Аджаро-Триалетской зоне, доходит до границы с Турцией, но резко обрывается у побережья моря, сменяясь отрицательным полем, имеющим совершенно иную морфологическую выраженность. Следовательно, представление Ш. А. Адамия и др. [1] о продолжении Аджаро-Триалетской зоны в глубоководную котловину Черного моря является несостоятельным.

Преданатолийская акватория. Относительно узкой полосой (первые десятки километров) сложный складчатый комплекс до-олигоценного палеогена и более древних образований прослеживается по региональным сейсмическим профилям на акватории вдоль всего Турецкого побережья. Американские исследователи называют его акустическим фундаментом [78]. Северной границей распространения этого комплекса является, по-видимому, Преданатолийский глубинный разлом, установленный, как указывалось, по материалам магнитометрии [37].

Наиболее полно сейсморазведкой в настоящее время изучен близ Турецкого побережья район подводного хребта Архангельского, расположенного на меридиане Керченского пролива [38]. Сейсмические материалы [38] и драгирование показывают, что акустический фундамент сложен здесь сильнодеформированными толщами мела и, видимо, палеогена. На нем лежит слоистый комплекс послемайкопского возраста. По поверхности несогласия над акустическим основанием хребет Архангельского представляет крупное асимметричное поднятие с амплитудой до 2 км, приуроченное к верхней части континентального склона. Его северо-восточное крыло более крутое (до 30—40°). На юго-западном крыле наклон поверхности несогласия уменьшается до 15—20°. На крутом северо-восточном крыле нижний комплекс, сложенный, судя по данным драгирования, породами флишевой формации Восточного Понта, местами выходит на поверхность дна, а в пределах свода появляются отложения верхнего комплекса мощностью до 700—800 м. На юго-западном крыле их мощность увеличивается до 2 и более километров. Прогиб, сопровождающий с юго-запада поднятие хребта Архангельского, асимметричен. Его юго-западный борт является пологим, и в его пределах слои верхнего комплекса наклонены под углами в первые градусы. На северо-восточном борту наклон пластов увеличивается до 15—20°. Слои верхнего комплекса здесь упираются в поверхность несогласия, несколько задираясь в зоне соприкосновения. На северо-восточном крыле поднятия хребта Архангельского также видно прислонение с небольшим задираем слоев верхнего комплекса. Мощность прислоненных слоев этого комплекса здесь составляет 6 км. Северо-западное продолжение поднятия хребта Архангельского зафиксировано по профилю 414/73. Верхний слоистый комплекс, кроме рай-

она хребта Архангельского, испытывает прислонение к подстилающей его поверхности несогласия на всем протяжении континентального склона Анатолийского побережья. Видимая вертикальная амплитуда прислонения по сейсмическим материалам американских исследователей [79] может быть оценена в 1—2 км.

Юго-западная акватория. На площади южной части Болгарского шельфа установлено восточное продолжение складчатых сооружений Восточного Балкана (Стара Планины) и Забалканской складчатой области с верхнемеловым андезитовым вулканизмом. По данным В. И. Головинского, И. Ф. Глумова, А. А. Гагельганца, [21, 22], эти структурные элементы уже на суше изменяют свое простирание с широтного на восток-юго-восточное. В пределах шельфа они характеризуются отсутствием регулярной записи или очень короткой записью отраженных волн при хаотическом расположении отражающих площадок. Забалканский глубинный разлом, разделяющий флишевую область Восточного Балкана и Забалканскую область андезитового верхнемелового магматизма, по гидромагнитным данным также поворачивает к юго-востоку и смыкается с Преданатолийским разломом. Параллельно Забалканскому разлому прослеживается Бургасский прогиб, выполненный толщей отложений палеоген — неогена и наложенный на краевую часть области верхнемелового андезитового вулканизма.

3. Структурные комплексы осадочного чехла Черноморской впадины

Проведенный анализ структурных элементов акватории Черного моря прежде всего показывает, что в строении ее осадочного чехла участвуют принципиально отличные в тектоническом отношении комплексы пород. На это уже обращали внимание многие исследователи [7, 8, 28, 37, 62, 63, 65, 66, 79]. Нижний комплекс в разных местах различен по возрасту и составу входящих в него пород. По периферии акватории в него входят преимущественно геосинклинальные образования мезозоя и доолигоценового палеогена, слагающие складчатые сооружения Большого Кавказа, Горного Крыма, Аджаро-Триалетской зоны, Восточного и Западного Понта, Восточного Балкана и Предбалканья. В других местах нижний структурный комплекс сложен олигоцен-миоценовыми образованиями, слагающими Западно-Кубанский, Туапсинский, Гурийский и Нижнекамчийский прогибы периферии альпийских складчатых сооружений, глубокий платформенный прогиб Сорокина и Балаклавскую впадину с линейными и изометричными диапировыми складками. Этот комплекс также распространен преимущественно по периферии Черного моря. И наконец, основную часть нижнего структурного комплекса составляют платформенные породы мезозоя, палеогена и неогена, а на западе, на продолжении Мизийской плиты, и палеозоя, распространенные, видимо, на большей, центральной части акватории. В них, возможно, существует несколько структурных ярусов, которые могут быть распознаны только дальнейшими, более детальными сейсмическими исследованиями.

Верхний структурный комплекс выполняет всю глубоководную впадину, резко несогласно перекрывая разные по тектонической природе компоненты подстилающего комплекса. В настоящее время верхний структурный комплекс частично пройден скважинами глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» [78]. В центральной области моря (глубина 2165 м) пробурена скважина 379А глубиной 624,5 м, которая вскрыла разрез плейстоценовых отложений. Он представлен

главным образом глинистыми илами с многочисленными прослоями турбидитов, состоящими в основном из песков и алевритов, постепенно переходящих в глинистые илы. Редки прослои карбонатных наноиллов (илы, содержащие в основном кокколитофориды, а иногда и фораминиферы), обогащенных органическим веществом. По спорово-пыльцевым спектрам установлены три ледниковых и межледниковых этапа осадконакопления.

В юго-западной части глубоководной впадины пробурены три скважины. Две из них (380 и 380А) располагаются вблизи подножия континентального склона (глубина моря 2107 м), а третья (381) — на континентальном склоне (глубина моря 1728 м). В скважинах 380 и 380А, пробуренных в одном месте, пройден полный разрез плейстоценовых отложений. Как и в скважине 379А, здесь выделены три ледниковых и три межледниковых этапа осадконакопления. Примерно до глубины 450 м доминируют глинистые илы, среди которых встречаются прослои, обогащенные органическим веществом и раковинками диатомей. Песчано-алевритовые отложения, хотя и встречаются во всем разрезе, играют подчиненную роль. Для глубин 450—650 м характерно переслаивание карбонатных и глинистых илов. Здесь встречаются ясные признаки оползания. Глубже, примерно до 850 м, разрез представлен в основном глинами, переслаивающимися с диатомовыми и карбонатными илами. Эти отложения подстилаются мощным (несколько десятков метров) слоем сцементированной брекчии. Ниже ее до забоя скважины (1073 м) залегают тонкослоистые плотные глины («сланцы») с прослоями карбонатных осадков (мергелей, доломитов). В пределах этого слоя предположительно проходит кровля верхнего плиоцена. Судя по литологическим особенностям, она может быть проведена по подошве слоя брекчии. Следовательно, мощность плейстоценовых осадков по скв. 380 и 380А достигает около 1 км. К поверхности плейстоценовых осадков, по данным французских исследователей, приурочен сейсмический горизонт К [77]. От скв. 380 этот горизонт погружается к северу и северо-востоку и близ подножия континентального склона залегают на глубине свыше 2 км от дна моря.

В скв. 381 разрез плейстоценовых отложений резко сокращен. Он занимает примерно 330 м. Нижняя его половина, залегающая на глубинах 150—330 м, по составу сходна с низами плейстоценового разреза скв. 380А (интервал 650—850 м), с той лишь разницей, что здесь более развиты прослой илов, обогащенных органическим веществом. Примерно на глубинах 330—430 м залегают слои сцементированной брекчии, а глубже до забоя скважины (503,5 м) — плотные слоистые глины («сланцы») с прослоями брекчии и алевритов. Низы разреза скважины по находкам характерных спор отнесены к верхнему миоцену.

Сокращение разреза плейстоцена в скв. 381, по всей вероятности, в значительной степени обусловлено процессом оползания. Такое заключение следует из текстуры отложений и рассмотрения профилей (15, 20А, 20В, 21) непрерывного сейсмического профилирования (НСП), пройденных здесь Д. Россом на «Атлантик II» в 1969 г. [79]. Характерно, что низы разреза скважины 381 предположительно приходятся на часть сейморазреза, характеризующегося наклонными отражающими границами. Не исключено, что вскрытая часть миоценовых отложений не входит в верхний структурный комплекс. Правда, полной уверенности в этом нет, поскольку отмечаемое сейморазведкой структурное несогласие может быть следствием процессов оползания.

В районе г. Потти верхний слоистый комплекс Черноморской впадины мощностью в 2—3 км через узкую горловину проникает на побе-

режье, где с резким структурным несогласием перекрывает породы верхнего мела и палеогена. По данным глубокого бурения в его составе принимают участие палеонтологически охарактеризованные отложения мейотиса, плиоцена и четвертичной системы [15, 57, 72].

Кроме того, верхний комплекс резко несогласно перекрывает складки, сложенные слоями майкопа. Значит, его нижний возрастной предел во всяком случае посленижнемиоценовый. Следовательно, в строении верхнего слоистого комплекса кроме мейотических и более молодых отложений в наиболее погруженных частях Черноморской впадины могут участвовать и более древние слои верхнего или даже среднего миоцена.

Верхний структурный комплекс повсеместно испытывает прислонение к поверхности подстилающего субстрата. Вне пределов майкопских прогибов видимая вертикальная величина прислонения достигает 4—5, а иногда и 6 км (район подводного хребта Архангельского). Во всех случаях эта поверхность наклонена в сторону внутренних частей моря. Прислоняющиеся к ней слои верхнего комплекса снизу вверх трансгрессивно проникают все дальше по ее восстанию к периферии впадины. Наклон поверхности прислонения обычно не превышает 10° , а у западной и восточной окраин моря уменьшается до первых градусов. Местами ее погружение происходит ступенчато, наклоненные ее участки разделяются почти горизонтальными. Близ плоскости прислонения слои верхнего комплекса приобретают местами пологие наклоны, близкие к наклону самой поверхности.

Поверхность несогласия, к которой прислоняется верхний комплекс, является одновременно и поверхностью среза для подстилающего комплекса. Особенно отчетливо это явление наблюдается, когда нижний комплекс сложен слоистыми платформенными породами мела и палеогена, как на Гудаутском и Очамчирском поднятиях, где величина среза этих пород составляет многие сотни метров. Не меньшей величины, по-видимому, срез достигает и в зонах развития геосинклинальных складчатых пород нижнего комплекса.

Поверхность прислонения верхнего комплекса по восстанию непосредственно всегда переходит в современную, относительно крутую поверхность верхней части континентального склона. Правда, местами погребенные и непогребенные части континентального склона разделены относительно узкими (первые километры) горизонтальными площадками. Таким образом, большая часть южного и частично западный и восточный континентальные склоны Черного моря состоят из двух, принципиально отличных по генезису и морфологии частей. Внешняя (примыкающая к шельфу), относительно более крутая и охватывающая основной перепад глубин (до 1400—1600 м), связана с поверхностью доплиоценовых образований. Внутренняя, напротив, значительно более пологая и охватывающая меньший перепад глубин (до 1800—1900 м), приурочена к поверхности верхнего послемайкопского комплекса пород. В то же время более крутая, внешняя часть континентального склона, как было показано, находит прямое продолжение под осадками верхнего комплекса пород в виде поверхности прислонения, т. е. они представляют единую первичную наклонную поверхность, большая, погруженная часть которой ныне погребена под осадками верхнего комплекса. Правда, имеются относительно редкие случаи, когда верхний комплекс в виде маломощного чехла (сотни метров) полностью перекрывает доплиоценовый субстрат и распространяется на всей площади континентального склона, на шельфе и прилегающих частях суши.

Несколько иные соотношения между послемайкопским комплексом

пород и подстилающими доплиоценовыми образованиями наблюдаются в пределах «майкопских» прогибов, в которых распространены линейные диапировые складки. Здесь отложения верхнего комплекса развиты преимущественно в мульдах, где их мощность последовательно нарастает от периферии в сторону глубоководной котловины, достигая 1,5—2 км. Крайняя внешняя линия диапировых антиклиналей ограничена крупным разломом, за которым обнаруженная сейсмопрофилями мощность верхнего комплекса пород возрастает до 4—5 км, а для крымской части акватории полная ее мощность достигает 6 км. Слои последнего залегают почти горизонтально и упираются в крутонаклонные, иногда вертикальные или даже опрокинутые поверхности, по видимому, разрывных нарушений, составляющие крылья диапировых складок нижнего комплекса.

Прислонения послемайкопского комплекса установлены и для внутренних районов Черноморской впадины, где к крыльям крупных поднятий нижнего платформенного комплекса прислоняются осадки верхнего комплекса мощностью до 2—3 км (рис. 3). Вероятно, слои нижнего комплекса здесь также значительно срезаны, хотя их величину по имеющимся материалам установить трудно.

Верхний послемайкопский комплекс глубоководной котловины Черного моря местами распространен в смежных участках шельфа и даже суши. Так, он известен на территории северо-западного шельфа, района Керченского пролива, Колхидской низменности и Нижнекамчийского прогиба Болгарского шельфа. Современный континентальный склон, ограничивающий эти площади, сложен верхним комплексом пород. Здесь в нем исчезает четко выраженная слоистость, столь характерная для глубоководной котловины. Появляются отдельные горизонты, имеющие хаотические наклоны, часто не подчиненные общему погружению поверхности континентального склона. К сожалению, ни в одном случае в этих районах сейсморазведкой не зафиксирована поверхность подстилающего субстрата. Верхние горизонты послемайкопского комплекса в зонах, где он слагает континентальный склон, местами около него испытывают выклинивание. Так, к югу от Керченского пролива сейсморазведочными профилями обнаружен крупный конус выноса дельты Палеодона, сложенный осадками мощностью до 600—700 м, постепенно выклинивающимися в сторону абиссальной равнины [18, 35]. Подводный хребет Моисеева северо-западного шельфа, по последним сейсмическим разрезам, представляет также крупный конус выноса дельты Палеодуны.

Региональная структура верхнего комплекса осадочного чехла Черноморской впадины достаточно проста. Во всех сечениях чехла наблюдается очень пологий наклон, измеряемый минутами, от периферии к центральной части глубоководной котловины с одновременным увеличением мощности. Только в зонах развития диапиров майкопской толщи, да еще в двух-трех случаях по периферии впадины, слои верхнего комплекса участвуют в деформациях, повторяя, хотя и в ослабленном виде, дислокации поверхности субстрата. Интересно отметить, что аналогичная картина поведения верхнего комплекса наблюдается и в пределах Колхидской впадины. Здесь пологие дислокации мел-палеогенового чехла погребены практически горизонтально лежащими отложениями верхнего комплекса. Однако за пределами Колхидской впадины, в Гурийском и Абхазско-Мегрельском прогибах, в которых развиты мощные серии майкопских пород, верхний комплекс деформирован. Он смят в более простые и пологие, чем подстилающие образования, складки.

За пределами развития диапиров непрерывное сейсмическое профилирование установило в верхней части разреза верхнего комплекса мощностью до 1—1,5 км изгибы слоев амплитудой от первых десятков до 100—200 м [37], однако генезис их пока остается неясным.

Оценка мощностей плиоцен-четвертичного комплекса пород может быть проведена по нескольким группам фактов. Во-первых, по данным Д. Росса и Ю. П. Непрочнова [78], бурение с судна «Гломар Челленджер» в глубоководной части Черного моря показало, что скорость плейстоценового осадконакопления составляет 1 м за 1000 лет, т. е. 1 км осадков накапливался примерно за 1 млн. лет. Для северо-западной части глубоководной котловины, судя по сейсмическим данным [77], эта цифра должна быть увеличена вдвое. Если близкая скорость осадконакопления сохранялась в плиоцене и позднем миоцене, общая продолжительность которых, включая и четвертичное время, составила около 6 млн. лет, то общую полную мощность верхнего структурного комплекса можно оценить не менее 6 км. Во-вторых, как показано, сейсмический горизонт d_2^{oc} (близ поверхности нижнего комплекса) находится в западной части моря на глубинах 6 км от поверхности дна. Значит, мощность верхнего комплекса должна быть близка к этой цифре. Третья группа фактов базируется на скоростной характеристике осадочного чехла Черноморской впадины. Приведенный А. В. Чекуновым [28, 70] анализ показывает, что серия пород со средними скоростями до 3 км/с достигает максимальной мощности 10 км. Такая низкая скоростная характеристика по сопоставлению с разрезами суши связывается им с послемеловым комплексом. И наконец, на временных сейсмических разрезах мощность верхнего слоистого комплекса превышает 5—6 км. Таким образом, общая мощность верхнего структурного комплекса пород в Черноморской впадине достигает по крайней мере 6 км, а местами, возможно, и превышает эту цифру.

4. Основные черты развития Черноморской впадины

Акватория современного Черного моря покрывает очень гетерогенную в тектоническом отношении область земной коры. По ее периферии развивались мезозойские и раннепалеогеновые геосинклинали. На последних стадиях развития этих геосинклиналей в их окраинных частях образовались в олигоцене и раннем миоцене глубокие прогибы.

Формирование осадочного чехла платформенной области территории Черноморской впадины для ее западного сектора (Западно-Черноморская ванна) началось, судя по смежным площадям Мизийской плиты, с начала палеозоя. По-видимому, с позднего палеозоя или с мезозоя начал прогибаться ее восточный сектор (Восточно-Черноморская ванна). Осадконакопление происходило, вероятно, в условиях эпиконтинентального бассейна, т. е. в нормальных платформенных условиях. Палеогеографические построения разных авторов [1, 74, 76] по прилегающим районам суши требуют наличия «черноморского» источника сноса для всего палеозоя, триаса, юры и раннего мела. Эти источники, по-видимому, были приурочены к некоторым поднятиям, обнаруживаемым под дном Черного моря в породах нижнего структурного комплекса. Именно эти участки до позднего мела не вовлекались в прогибание или испытывали в отдельные отрезки времени замедленное погружение, подвергаясь денудации и давая обломочный материал в окружающие прогибы и впадины. Только в верхнемеловых отложениях, окружающих Черноморскую впадину, полностью перестает фиксироваться «черноморский» источник сноса. В частности, при драгировании к югу

от Горного Крыма были подняты карбонатные породы верхнего мела, в которых обнаружен обломочный материал, характерный для мезозойских образований ядра антиклинория Горного Крыма. Значит, источник сноса для этого времени располагался к северу от современной акватории Черного моря. В позднемеловое время эпиконтинентальный бассейн, вероятно, захватил всю территорию платформенной области Черноморской впадины и накапливавшиеся в нем осадки перекрыли все приподнятые зоны, местами, возможно, непосредственно налегая на породы докембрийского или палеозойского фундамента. В олигоцене и миоцене на северной периферии акватории обособились прогиб и впадина, в которых накопились мощные серии (до двух и более километров) глинистых осадков, впоследствии затронутых процессами диапиризма. Таким образом, дифференцированное развитие привело к созданию в платформенном чехле на территории Черноморской впадины разных размеров положительных и отрицательных структур с различным характером локальных дислокаций.

Наличие регионального послемайкопского среза дает основание считать, что в среднем или позднем миоцене обширные пространства платформенного чехла (в первую очередь поднятий) акватории Черного моря были выведены на дневную поверхность и подвергнуты денудации. Вероятно, не меньшему размыву подверглись ранее накопившиеся отложения в смежных с платформой геосинклинальных складчатых системах. Предплиоценовый срез имел место и в прогибах с линейными диапировыми складками глин майкопа. В их пределах на территории современной суши на границе сармата и меотиса фиксировался резкий импульс тектонических движений и даже фаза складчатости, приведшие к интенсивной деформации ранее накопившихся слоев [5, 15]. Конечно, величину среза для всей территории Черного моря к предплиоценовому времени в настоящее время оценить невозможно. Явно, что в ее крайней восточной части на поверхности были выведены различные горизонты верхнего мела, а возможно, и нижний мел. Подобного возраста породы, по всей видимости, были обнажены и в складчатых системах Понта, Большого Кавказа и т. д. Возможно, значительный подъем и уничтожение ранее накопившихся осадков произошли на площади окраинных поднятий Черноморской впадины. В то же время в глубоких прогибах акватории Черного моря в условиях эпиконтинентального бассейна, возможно, продолжалось непрерывное формирование относительно маломощных толщ чехла.

В самом конце миоцена на территории Черного моря произошли интенсивное опускание (до 6, а, возможно, и более километров) и образование глубокого провала в поверхности земной коры. Доказательством этого явления служит прислонение практически горизонтально лежащих толщ верхнего комплекса к поверхности доплиоценового субстрата. Значит, изгибы денудированной поверхности субстрата, приведшие к образованию глубоководной впадины, произошли до накопления плиоцен-четвертичных осадков, иначе нижние горизонты последних везде оказались бы наклоненными параллельно поверхности доплиоценового ложа.

Максимальные градиенты кратковременного опускания сосредоточивались в относительно узких зонах, ширина которых не превышала первых десятков километров, обычно образуя флексуры в доплиоценовом ложе. Вдоль внешних границ зон линейных «майкопских» складок погружение произошло по крупным, возможно, глубинным разломам. «Майкопские» прогибы и впадины с линейными складками превратились в структурные ступени, ограниченные с внешней стороны разло-

мами, а с внутренней — относительно крутыми флексурами верхней части континентального склона. Не исключено наличие отдельных разрывов и за пределами «майкопских» прогибов и впадин, особенно при ступенчатом наклоне поверхности континентального склона.

Кратковременное интенсивное опускание происходило дифференцированно по амплитуде. В центральной части современной Черноморской впадины наметились блоки, которые погрузились на значительно меньшую величину (до 4—5 км). Они приурочены к крупным платформенным поднятиям, описанным выше. Только в зонах бортовых флексур Черноморской впадины платформенные поднятия не сохранились при этом прогибании. Последнее привело к изгибу слоев нижнего комплекса. Так, западное крыло Гудаутского поднятия создано именно этим опусканием, и его доплиоценовый свод располагался где-то западнее современного. При некотором удалении от бортов впадины платформенные поднятия начинают проявляться в виде приподнятых блоков. Типичным примером этого явления служит южная периклиналь Гудаутского поднятия, выходящая за пределы бортовой зоны и превратившаяся в относительно приподнятый участок погружившейся области.

Таким образом, новейшие материалы сейсморазведки полностью подтвердили идеи геологической молодости и кратковременности образования Черноморской впадины, впервые высказанные выдающимися русскими геологами Н. И. Андрусовым [4] и Б. Ф. Добрыниным [26] и нашедшие развитие в работах А. Д. Архангельского и Н. М. Стрехова [5] и М. В. Муратова [28, 48].

Кратковременное интенсивное опускание создало современный континентальный склон Черноморской впадины. Дифференцированный характер погружения привел к образованию внутри котловины очень протяженного хребта (на месте платформенных поднятий, вытянутых вдоль берегов Кавказа и Крыма) и отдельных возвышенностей, также ограниченных склонами от ее днища (рис. 4). Следовательно, континентальный склон, склоны погребенного хребта и возвышенностей имели строго тектоническую природу и были порождены одним процессом — дифференцированным по площади провалом земной коры. Рассматриваемый хребет и возвышенности образовались на месте ранее существовавших платформенных поднятий. Однако эта связь только пространственная, поскольку создавались эти структурные элементы при совершенно различных тектонических процессах. Платформенные поднятия были продуктом платформенных тектонических движений, а хребет и возвышенности — результатом наложенного кратковременного погружения. Деформации поверхности несогласия и поверхность континентального склона, сложенного породами нижнего комплекса, и определяют величину кратковременных тектонических движений.

Дальнейшее развитие в плиоценовое и четвертичное время глубоководной котловины шло по пути заполнения ее осадками в условиях глубоководного бассейна. Причем формирование осадочного чехла определялось главным образом седиментационными процессами, денудацией и переносом обломочного материала из окружающих источников сноса. Оно привело к частичному (на 2/3) захоронению континентального склона и полному — внутреннего хребта и возвышенностей. Конечно, после образования глубоководного бассейна продолжалось его некоторое погружение. Однако эти движения существенно ниже кратковременного погружения конца миоценового времени, поскольку их амплитуда, по-видимому, не превышала 1—2 км. Об этом свидетельствует наличие многочисленных молодых оползневых зон по периферии впадины [35, 46] и «срезание» погруженной части шельфа верхней

кромкой континентального склона. Имеющиеся данные говорят о расширении площади Черноморской впадины и в настоящее время. Береговая линия и верхняя бровка континентального склона обычно (кроме северо-западного угла) образуют примерно параллельные фронты, из которых первый образует прилегающую сушу, а второй — уничтожает ранее возникший шельф. Наиболее отчетливо это явление видно на западе у Болгарского побережья, а также у Крымского, Кавказского и Анатолийского побережий.

Особое значение в формировании плиоцен-четвертичного комплекса пород Черного моря имели водные артерии, приносившие терригенный материал с запада, севера и востока (Палеодунай, Палеоднепр, Палеодон и др.). Через бассейны современного шельфа он проникал и в глубоководный бассейн, формируя верхний комплекс его осадочного чехла.

Черноморская послемайкопская впадина и к настоящему времени является некомпенсированной структурой, и в большей ее центральной части развит глубоководный морской бассейн (свыше 2 км). Ее современный континентальный склон, сложенный доплиоценовыми образованиями, отражает послемайкопскую тектоническую структуру впадины. Местами он подвергся глубокой эрозии с образованием долин и каньонов, часть из которых впоследствии была заполнена осадками.

Первичную тектоническую природу сохранила поверхность современного континентального склона вдали от главных источников питания. Совершенно иная обстановка сложилась там, где глубоководная послемайкопская впадина граничила с питавшими ее обломочным материалом водными артериями. Последние являлись поставщиками терригенного материала на значительных площадях западной, северной и восточной периферии впадины против устья крупнейших речных артерий Дуная, Днепра и Дона. Здесь первоначальный тектонический континентальный склон и прилегающие части глубоководной котловины захоронены послемайкопскими осадками. Они создали вторичный аккумулятивный континентальный склон, сдвинутый на площадь, ранее входившую в состав глубоководной котловины [31], и местами осложненный оползнями [35, 46].

Послемайкопский морской бассейн выходил иногда далеко за пределы глубоководной Черноморской котловины, особенно в понтическом веке [4]. Им были затоплены пониженные участки доплиоценового континента и превращены в шельфы. На их площадях накапливались относительно маломощные (десятки и сотни метров) толщи мелководных осадков, синхронные верхнему структурному комплексу глубоководной котловины. Превращение части шельфа в сушу и наоборот на протяжении послемайкопской истории происходило за счет региональных поднятий или опусканий и эвстатических изменений уровня морского бассейна. Таким образом, участки послемайкопских палеошельфов и современный шельф, за исключением площадей, примыкающих к аккумулятивному континентальному склону, представляют, по существу, затопленные или затоплявшиеся участки доплиоценовой суши.

Черноморская глубоководная впадина как генетически единая структура появилась в послемайкопское время. Ее предыстория была обычна для регионов, ныне входящих в состав областей с континентальной земной корой. Так, майкопская и более древняя история территории Черноморской глубоководной впадины ничем принципиально не отличалась от районов Колхидской и Куринской впадин и окружающих их Большого и Малого Кавказа. Кратковременному интенсивному погружению, по-видимому, противостоят складчатые геосинклинальные

системы и, напротив, благоприятны участки платформ и срединных массивов, расположенные в непосредственной близости от складчатых геосинклинальных зон. Поэтому послемайкопская Черноморская впадина лишь местами наложилась на крайние периферийные зоны складчатых структурных элементов.

Конечно, ответить на вопрос, почему именно в пределах Черного моря появилась субокеаническая земная кора и произошел гигантский по амплитуде и сравнительно быстрый по времени провал ее поверхности, в настоящее время не представляется возможным. Однако геологические данные позволяют подойти к некоторым вопросам механизма образования Черноморской глубоководной впадины. Во-первых, как было показано, в майкопское и более ранние отрезки геологического времени на акватории Черного моря располагались нормальные структуры континентального ряда (геосинклинальные и платформенные). Значит, ни о какой реликтовой океанической коре говорить не приходится. Во-вторых, кратковременное опускание и образование глубоководной котловины произошли до накопления верхнего структурного комплекса. Основной градиент изменения земной коры от континентальной к субокеанической, как известно, намечается в зоне континентального склона, а к внутреннему хребту и возвышенностям приурочены линзы геофизического гранитного слоя и относительно повышенные мощности ее консолидированной части. Следовательно, в мантии и земной коре происходили какие-то глубинные процессы (рассмотрение их не входило в нашу задачу), которые привели к превращению континентальной коры в субокеаническую, а в поверхностном выражении проявились в виде кратковременного интенсивного погружения ее поверхности. Именно эти глубинные процессы первичны, а погружение и образование глубоководной впадины вторичны.

Глубоководная Черноморская впадина, как и близкие к ней впадины Южного Каспия, Северного Прикаспия, Средиземного моря, Северного моря, глубоководных впадин окраинных морей типа Охотского, Японского и Берингова и другие, характеризуется подъемом поверхности Мохо, резко сокращенной мощностью консолидированной коры и отсутствием «гранитного» слоя. На это уже давно обратили внимание многие исследователи [10, 11, 32, 59, 68]. Можно думать, что они, по видимому, входят в состав самостоятельной категории структур земной коры, отличной и от геосинклиналей и от платформ. Эти структуры представляют собой антиподы областей современной активизации, поскольку в последних происходит наращивание коры и интенсивный подъем ее поверхности, а во впадинах типа Черноморской, напротив, утонение коры и интенсивное погружение ее поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — «Геотектоника», 1974, № 1.
2. Андреев В. М. Южный краевой прогиб Западного Кавказа. Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа (19—23 ноября). Ессентуки, 1974.
3. Андреев В. М. Краевые прогибы Крыма и Кавказа в Черном море. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 11.
4. Андрусов Н. И. Избр. труды. Т. 4. М., 1965.
5. Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическая история Черного моря. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1932, т. 10, вып. 1.
6. Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П., Муратов М. В.,

Непрочнов Ю. П. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45, вып. 2.

7. Байдай Ф. К., Гаркаленко И. А., Гончаров В. П. и др. О глубинном строении Черноморской впадины и смежных областей Причерноморья. — В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев, 1974.

8. Балавадзе Б. К., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей. — «Геотектоника», 1968, № 4.

9. Белокуров В. С. Комплексное геофизическое районирование и некоторые вопросы тектоники Черноморской впадины. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М., 1976.

10. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1962.

11. Белоусов В. В. Геотектоника. М., 1976.

12. Биншток М. М., Гаркаленко И. А., Гордиевич В. А. и др. Новые данные о геологическом строении северо-западной части акватории Черного моря и перспективы ее газоносности. — «Геол. нефти и газа», 1970, № 9.

13. Бокун В. В., Бокун Р. А., Головинский В. И., Гольмшток А. Я. Некоторые черты строения мезо-кайнозойского чехла северо-западной части Черного моря. Строение Черноморской впадины. М., 1966.

14. Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. — «Тр. Сибирского НИИГеологии, геофизики и минерального сырья», 1960, вып. 13.

15. Вахания Е. К. Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью). — «Тр. ВНИГНИ», 1973, вып. 151.

16. Вольвовский И. С., Шлезингер А. Е. Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин в структуре земной коры. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., 1975.

17. Гаркаленко И. А., Богаевский Л. Г., Безверхов Б. Д. Некоторые данные о геологическом строении северо-западной части Черного моря. — «Геофизический сборник АН УССР», вып. 8 (10). Киев, 1964.

18. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М., 1971.

19. Глумов И., Головинский В., Дачев Х. и др. Геологическое строение шельфа Болгарии. — «Докл. Болгарской Акад. наук», 1971, т. 27, № 2.

20. Головинский В. И. Геологическое строение континентального склона и северного обрамления Черноморской мегавпадины. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., 1970.

21. Головинский В. И., Глумов И. Ф. Геологическое строение шельфа Болгарии. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М., 1976.

22. Головинский В. И., Глумов И. Ф., Гагельганц А. А. и др. Некоторые черты строения восточной части Мизийской плиты и Черноморского шельфа. — «Морская геология и геофизика», 1972, т. 3.

23. Головинский В. И., Гончаров В. П., Маловицкий Я. П. и др. Глубинное строение восточной части Черноморской впадины по данным морских геофизических исследований. — В кн.: Некоторые вопросы физики Земли. «Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР», 1972, т. 27.

24. Головинский В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П. Некоторые данные о геологическом строении зоны сочленения Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа. — «Морская геология и геофизика», 1970, т. 1.

25. Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., 1972.

26. Добрынин Б. Ф. К геоморфологии Крыма. — В кн.: Землеведение, кн. 1—2. М., 1925.

27. Дьяконов А. И., Цагерели А. Л., Маловицкий Я. П. и др. Тектоническое районирование и история геологического развития Восточного Причерноморья (Северо-Западный Кавказ, Западная Грузия) и прилегающей акватории Черного моря. — В кн.: Тектоника и сейсмич. Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев, 1974.

28. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975.

29. Калинин А. В., Калинин В. В., Ковальская И. Я., Пивоваров Б. Л. О структуре мезо-кайнозойских отложений дна моря у южного берега Крыма. — ДАН СССР, 1976, т. 225, № 2.

30. Калинин В. В., Моргунов Ю. Г., Гайнанов В. Г. и др. Диапировые складки в Черном море к югу от Горного Крыма. — ДАН СССР, 1976, т. 228, № 5.

31. Корсаков О. Д., Лебедев Л. И., Юнов А. Ю. Строение краевых зон шельфа и континентального склона в связи с тектоникой переходной зоны. — В кн.: Проблема геологии шельфа. М., 1975.

32. Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. — «Сов. геология», 1961, № 5.
33. Маловицкий Я. П. О геотектонической природе Горного Крыма. — «Морская геология и геофизика», 1972, т. 3.
34. Маловицкий Я. П., Бокун Р. А., Мартынова Г. П. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 7.
35. Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Удинцев Г. Б., Шехватов Б. В. Строение плиоцен-четвертичных отложений Черноморской впадины. — «Океанология», 1975, № 5.
36. Маловицкий Я. П., Осипов Г. В., Углов Б. Д. Геомагнитное поле Черноморской впадины. — «Геофизич. сб. АН УССР», 1969, вып. 32.
37. Маловицкий Я. П., Терехов А. А. Новые сведения о структуре мезокайнозойских образований в Прикавказской части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ). — «Морская геология и геофизика», 1972, т. 3.
38. Маловицкий Я. П., Терехов А. А. О природе подводного хребта Архангельского в Черном море. — ДАН СССР, 1973, т. 208, № 3.
39. Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 1.
40. Милашин А. П. О морских сейсмических исследованиях МОВ в зоне сочленения Крыма и Кавказа. — «Тез. докл. совещ. по изучению геол. Черного и Азовского морей». Одесса, 1965.
41. Милашин А. П. Глубинная структура южных и дальневосточных морей в связи с перспективами нефтегазоносности. — Автореф. докт. дис. М., 1975.
42. Милашин А. П. К вопросу о структуре осадочной толщи Черноморской впадины. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутрен. морей. М., 1975.
43. Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р., Михайлов О. В., Непрочнов Ю. П. О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 9.
44. Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф. и др. Тектоника платформенного чехла северо-западной части Черного моря. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1976, № 3.
45. Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 9.
46. Москаленко В. Н., Шимкус К. М. О роли крупных оползневых образований олистострим и олистостром в позднекайнозойском осадконакоплении Черного моря. — «Океанология», 1976, т. 16, вып. 4.
47. Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 5.
48. Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземноморского. — «Геотектоника», 1972, № 5.
49. Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. 42, вып. 5.
50. Непрочнов Ю. П. Результаты сейсмических исследований на Черном море в районе г. Анапа. — ДАН СССР, 1958, т. 121, № 6.
51. Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1960, т. 35, вып. 4.
52. Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Сейсмические исследования строения осадочной толщи Черноморской впадины на профиле Ялта—Синоп. — «Океанология», 1969, т. 9, вып. 5.
53. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Лунарский Г. Н. и др. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования. — «Океанология», 1966, т. 6, вып. 1.
54. Непрочнова А. Ф. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря по сейсмическим данным. — «Океанология», 1975, т. 15, вып. 4.
55. Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 7.
56. Николаев П. Н. Тектоника Черноморской впадины. — «Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка», 1970, № 11.
57. Оленин В. Е., Соколов Б. А. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Колхидской низменности и смежных районов. — «Сов. геология», 1959, № 5.
58. Пекло В. П., Маловицкий Я. П., Дьяконов А. И., Сидоренко С. Ф. Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. — В кн.: Комплексн. исследов. Черноморской впадины. М., 1976.

59. Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., 1964.
60. Сагалевич А. М., Сорохтин О. Г., Удинцев Г. Б., Шехватов Б. В. Сейсмическое профилирование дна Черного моря.—«Вестн. АН СССР», 1969, № 3.
61. Сорский А. А. О причинах отсутствия гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южного Каспия. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. 41, вып. 3.
62. Строение западной части Черноморской впадины. Верхняя мантия, № 10. М., 1972.
63. Субботин С. И., Гаркаленко И. А., Греку Р. Х. и др. Строение земной коры внутренних морей Западного Тетиса и вопросы ее дальнейшего изучения. — «Геофизич. сб. АН УССР», 1975, вып. 67.
64. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. — «Тр. НИЛЗарубежгеология», вып. 20. Л., 1970.
65. Терехов А. А. Современный структурный план мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря (по материалам геофизических исследований). — Автореф. канд. дис. М., 1974.
66. Терехов А. А., Мамошина К. Н., Москаленко Э. П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. — «Геотектоника», 1973, № 1.
67. Терехов А. А., Хахалев Е. М., Маловицкий Я. П. Строение верхней части разреза Черноморской впадины по профилю Геленджик—Синоп. — «Морская геология и геофизика», 1971, т. 2.
68. Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 8.
69. Туголесов Д. А. Современная структура Черноморской впадины. — «Сов. геология», 1976, № 7.
70. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, 1972.
71. Черняк Н. И. Перспективы нефтегазоносности северо-западного шельфа Черного моря и задачи геолого-геофизических исследований. — В кн.: Комплексн. исследов. Черноморской впадины. М., 1976.
72. Шенгелия М. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Нижнерионской депрессии в свете новых геолого-геофизических данных. — Автореф. канд. дис. Баку, 1974.
73. Шлезингер А. Е. Положение Горного Крыма в общей структуре европейской части СССР. — В кн.: Методика и результаты геол.-геофизич. исследов. зем. коры и верхней мантии. М., 1972.
74. Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. — «Мат-лы Карпато-Балканск. геол. ассоц. VII конгресса». София, 1965.
75. Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Основные аспекты образования Черноморской впадины. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 1.
76. Brinkmann R. Geologic relations between Black Sea and Anatolia. — In: The Black Sea geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, 1974.
77. Lietouzev J., Khistchev K., Gonnard R. a. a. Black Sea: Geological setting and recent deposits distribution from seismic reflection data. — «Geologie», octobre 1976.
78. Ross D., Neprochnow Y. Glomar Challenger drills in the Black Sea. — «Geotimes», 1975, vol. 20, N 10.
79. Ross D. A., Uchupl E., Bowin C. O. Shallow structure of Black Sea. — In: The Black Sea geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, 1974.
-