

УДК 551.24 (262.5 + 262.54)

**Б. К. БАЛАВАДЗЕ, В. Е. БУРАКОВСКИЙ, И. А. ГАРКАЛЕНКО,
В. И. ГОЛОВИНСКИЙ, В. П. ГОНЧАРОВ, Б. Л. ГУРЕВИЧ,
В. И. КОРНЕЕВ, Я. П. МАЛОВИЦКИЙ, А. П. МИЛАШИН,
Ю. П. НЕПРОЧНОВ, М. Р. ПУСТИЛЬНИКОВ, В. Б. СОЛЛОГУБ,
Л. И. ЦЕРЕТЕЛИ, А. В. ЧЕКУНОВ, Н. И. ЧЕРНЯК,
М. В. ЧИРВИНСКАЯ, А. Н. ШАРДАНОВ**

ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

В последние годы на акваториях Черного и Азовского морей усилиями многих организаций проведены морские геофизические исследования, данные которых позволяют решить ряд важных вопросов региональной тектоники. Авторами составлена новая тектоническая карта региона, учитывающая все имеющиеся материалы. В качестве основных структурных областей выделены области допалеозойской Восточно-Европейской платформы (Украинский щит) Средиземноморского пояса. Последний в современном структурном плане подразделяется на Причерноморский прогиб (зона сочленения древней и молодой платформы), Скифскую плиту, зону мезозойской складчатости, области альпийской складчатости, Индоло-Кубанский краевой прогиб и Черноморскую впадину. В пределах каждой из упомянутых зон произведено районирование на основе структурно-генетических признаков. Большое значение в истории развития и современной структуре области имеют зоны глубинных разломов (субширотных и субмеридиональных), которые разделяют ее на крупные блоки.

Изучение глубинного строения дна Черного и Азовского морей имеет большое значение для решения важнейших вопросов геотектоники и в то же время представляет немалый практический интерес, так как в пределах рассматриваемых акваторий располагаются значительные части Азово-Кубанской, Рионской и других нефтегазоносных провинций. За последние годы усилиями многих организаций здесь проведены морские геофизические исследования. Материалы этих работ позволяют решить многие неясные ранее вопросы региональной тектоники и поставить целый ряд новых проблем.

Различные тектонические схемы уже предлагались ранее для отдельных участков рассматриваемого региона (Ю. П. Непрочнов, В. П. Гончаров, Б. Л. Гуревич, М. В. Чирвинская, В. Б. Соллогуб, Я. П. Маловицкий и др.). В настоящее время в связи с созданием обобщающих тектонических построений назрела необходимость объединить усилия организаций, непосредственно занимающихся изучением Азово-Черноморского бассейна и прилегающих территорий, и создать единую тектоническую карту, всесторонне отражающую имеющийся фактический материал. Первый этап такой работы, начатой по инициативе Отделения морских геофизических работ ВНИИ Геофизики, был завершен в 1965 г. В составлении карты принял участие большое коллектив исполнителей: В. И. Головинский, В. В. Ласкина, Я. П. Маловицкий, А. П. Милашин (Отделение морских геофизических работ), В. П. Гончаров, Ю. П. Непрочнов, А. Ф. Непрочнова (Институт океанологии АН СССР), И. А. Гаркаленко (трест «Днепрогеофизика»), Т. С. Лебедев, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов (Институт геофизики АН УССР), М. В. Чирвинская (трест «Укргеофизразведка»), В. Е. Бураковский, Т. А. Гончарова,

Б. Л. Гуревич, Н. И. Черняк (УкрНИГРИ), М. Р. Пустильников (Краснод. фил. ВНИИГеофизики), В. И. Корнеев (трест «Краснодарнефтегеофизика»), А. Н. Шарданов (Краснод. фил. ВНИИНефть), Б. К. Балавадзе, П. Ш. Миндели (Институт геофизики АН ГрузССР), Л. И. Церетели (Грузинская геофизическая экспедиция). Общее редактирование карты выполнил Я. П. Маловицкий.

В основу легенды тектонической карты положены принципы, принятые для Международной тектонической карты Европы и тектонической карты Евразии. В качестве основных геоструктурных областей, характеризующихся резко различными строением и историей геологического развития в соответствии с последними работами В. Е. Хаина (1962) и М. В. Муратова (1964), выделены области допалеозойской Русской платформы и Средиземноморский пояс (рис. 1, 2).

1. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Допалеозойская Восточно-Европейская платформа представляет собой зону древнейшей консолидации, в пределах которой платформенный режим установился еще в протерозойское время. Структура поверхности кристаллического фундамента платформы (подшвы осадочного чехла) показана на карте системой стратоизогипс. В отличие от ранее изданных схем, на карте выделены области, где осадочный чехол представлен только мезо-кайнозойским комплексом отложений и области с палеозойским и мезо-кайнозойским осадочным чехлом, что позволяет отразить разницу в истории геологического развития между юго-западным и южным склонами Украинского щита в палеозойскую эру.

Входящий в изучаемый район участок Восточно-Европейской платформы по поверхности фундамента представляет собой пологую моноклиналь, погружающуюся в южном направлении. Глубина залегания фундамента на юге, у границе со Скифской платформой, изменяется от 1000—1500 м в Азовском море до 3000—4000 м в северном Присивашье в районе северо-западного побережья Черного моря. Важная роль в строении фундамента принадлежит глубинным разломам, среди которых выделяются две основные группы — группа субмеридиональных и группа субширотных разломов. Образование субмеридиональных разломов, продольных по отношению к складкам фундамента, Г. К. Кужелов (1957) связывает с геосинклинальной стадией развития этой территории.

Вопрос о южной границе Восточно-Европейской платформы требует специального обсуждения. Большинство исследователей рассматривают эту границу как глубинный разлом (краевой шов), вдоль которого происходит резкая смена докембрийского фундамента на палеозойский (рис. 3). Однако данных глубокого бурения, которые являются решающими при установлении точного положения рассматриваемой границы, пока еще совершенно недостаточно. Поэтому основными материалами для ее выделения и прослеживания являются результаты геофизических методов разведки. Сложно дифференцированное, обычно положительное, магнитное поле Украинского щита, характеризующееся преимущественным развитием элементов северо-западного и субмеридионального простираний, сменяется по этой границе слабо напряженным, практически безаномальным полем над фундаментом молодой Скифской платформы. Гравитационное поле докембрийской платформы также характеризуется преимущественно субмеридиональными и северо-западными простираниями аномалий. В целом положительное поле силы тяжести Украинского щита, осложненное региональными субмеридиональными максимумами, сменяется к югу от линии Таганрог — Бердянск — Каховка — Херсон — устье Днестровского лимана — Татарбунары — Комрат полем пониженной интенсивности с преобладанием элементов субширотных простираний, характерных для Скифской платформы.

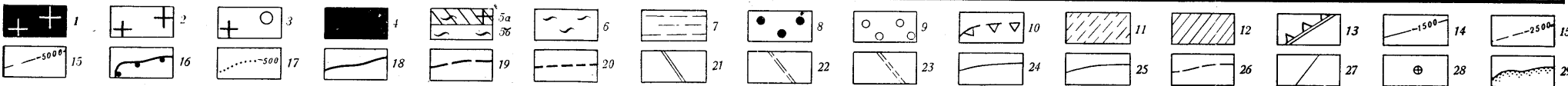
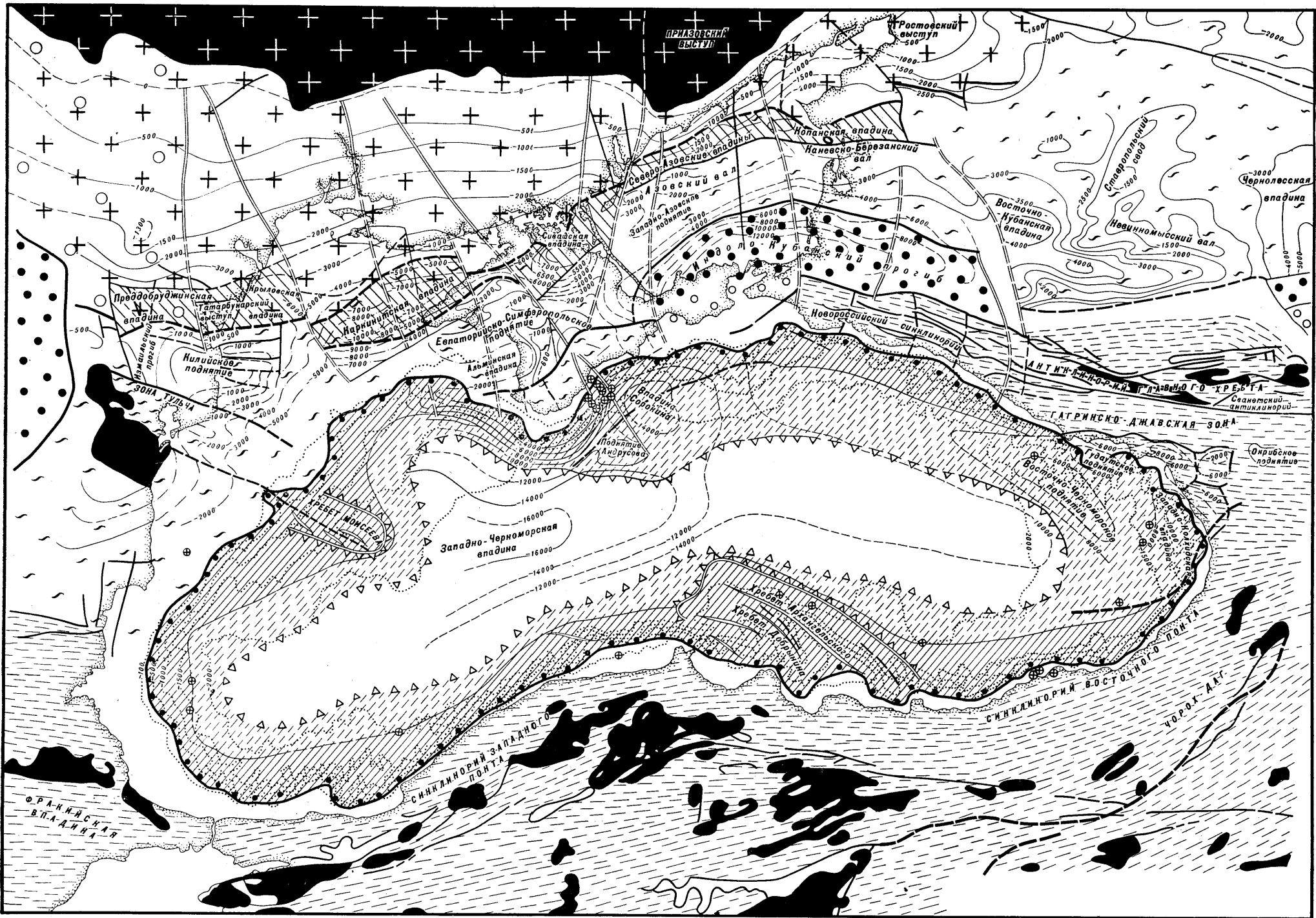


Рис. 1. Тектоническая карта дна Черного и Азовского морей и сопредельных территорий

Области докембрийской Восточно-Европейской платформы; 1 — выходы на поверхность кристаллического основания; 2 — области Восточно-Европейской платформы с мезо-кайнозойским осадочным чехлом; 3 — области Восточно-Европейской платформы, с палеозойским и мезо-кайнозойским осадочным чехлом; 4 — выходы на поверхность складчатого палеозойского основания; 5a — области Скифской плиты, с осадочным чехлом; 5б — Причерноморский прогиб; 6 — зона мезозойской складчатости; 7 — области альпийской складчатости (штрих — область отсутствия «гранитного» слоя, по данным ГСЗ); 8 — краевые прогибы на платформенном основании; 9 — краевые прогибы с неустановленным основанием; 10 — центральная (внутренняя) зона Черноморской впадины (Периферийная зона Черноморской впадины); 11 — промежуточная зона Черноморской впадины; 12 — структурные зоны различного генезиса, вовлеченные в опускание мегавпадины и КМПВ, м; 13 — контуры горных систем, погруженных в Черное море; 14 — стратозигипсы подошвы осадочного чехла, по данным бурения материковой отмели (современная граница Черноморской впадины); 15 — то же, выделенные менее уверенно, по данным сейсморазведки и электроразведки; 15а — то же, предполагаемые, по данным гравиразведки и магниторазведки; 16 — край менее уверенно; 20 — то же, предполагаемые; 21 — зоны крупнейших погребенных поперечных нарушений; 22 — то же, выделенные менее уверенно; 23 — то же, предполагаемые; 24 — регистраторы землетрясений в пределах моря; 29 — береговая линия.

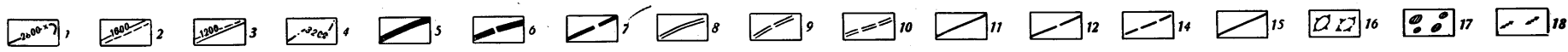
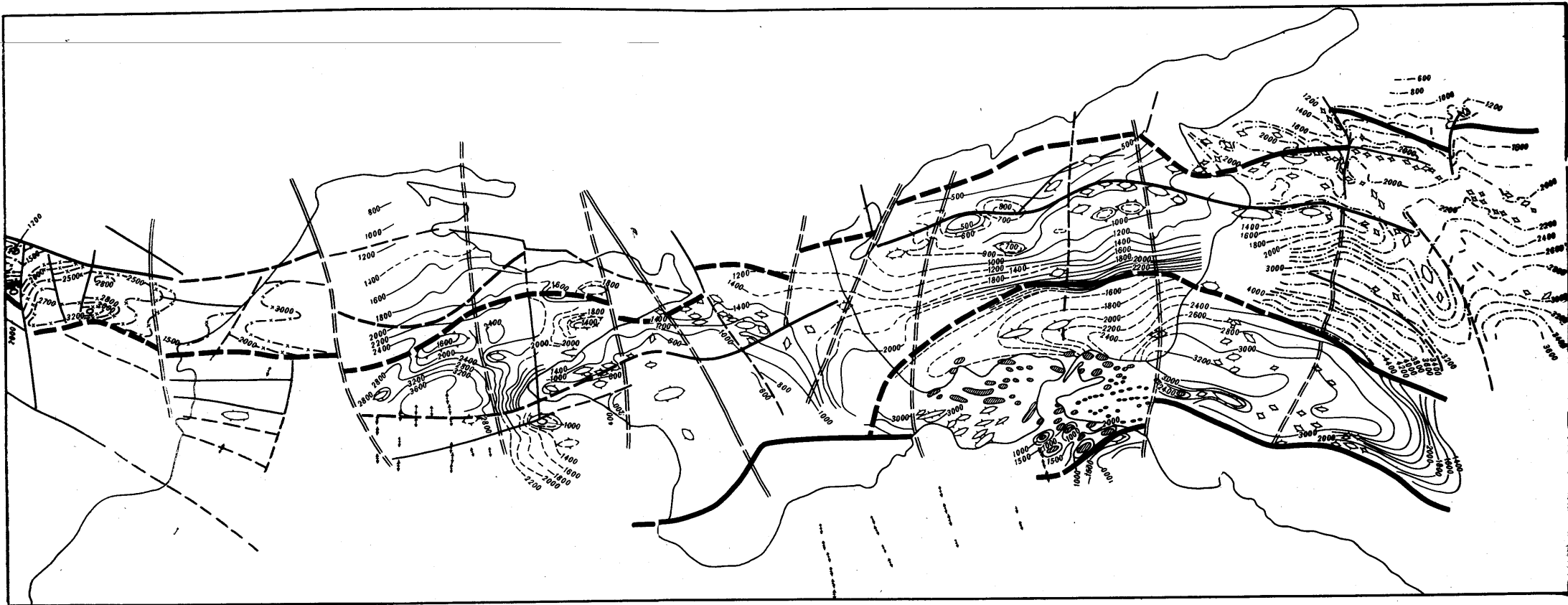


Рис. 2. Схематическая структурная карта северной части Азово-Черноморского региона по различным горизонтам в мезозойских и третичных отложениях:

1 — стратонизогипсы подошвы юрских отложений, м; 2 — стратонизогипсы различных горизонтов вблизи от кровли меловых отложений, м; 3 — стратонизогипсы кровли майкопских отложений, м; 4 — стратонизогипсы кровли сantonского яруса, м; 5 — зоны глубинных разломов, заделывающих крупные геотектонические области; 6 — то же, выделенные менее уверенно; 7 — то же, предполагаемые; 8 — зоны крупнейших погребенных поперечных нарушений; 9 — то же, выделенные менее уверенно; 10 — то же, предполагаемые; 11 — региональные разломы, разделяющие крупные тектонические блоки; 12 — то же, выделенные менее уверенно; 13 — то же, предполагаемые; 14 — прочие разрывные нарушения; 15 — локальные поднятия; 16 — диапировые складки; 17 — антиклинальные перегибы

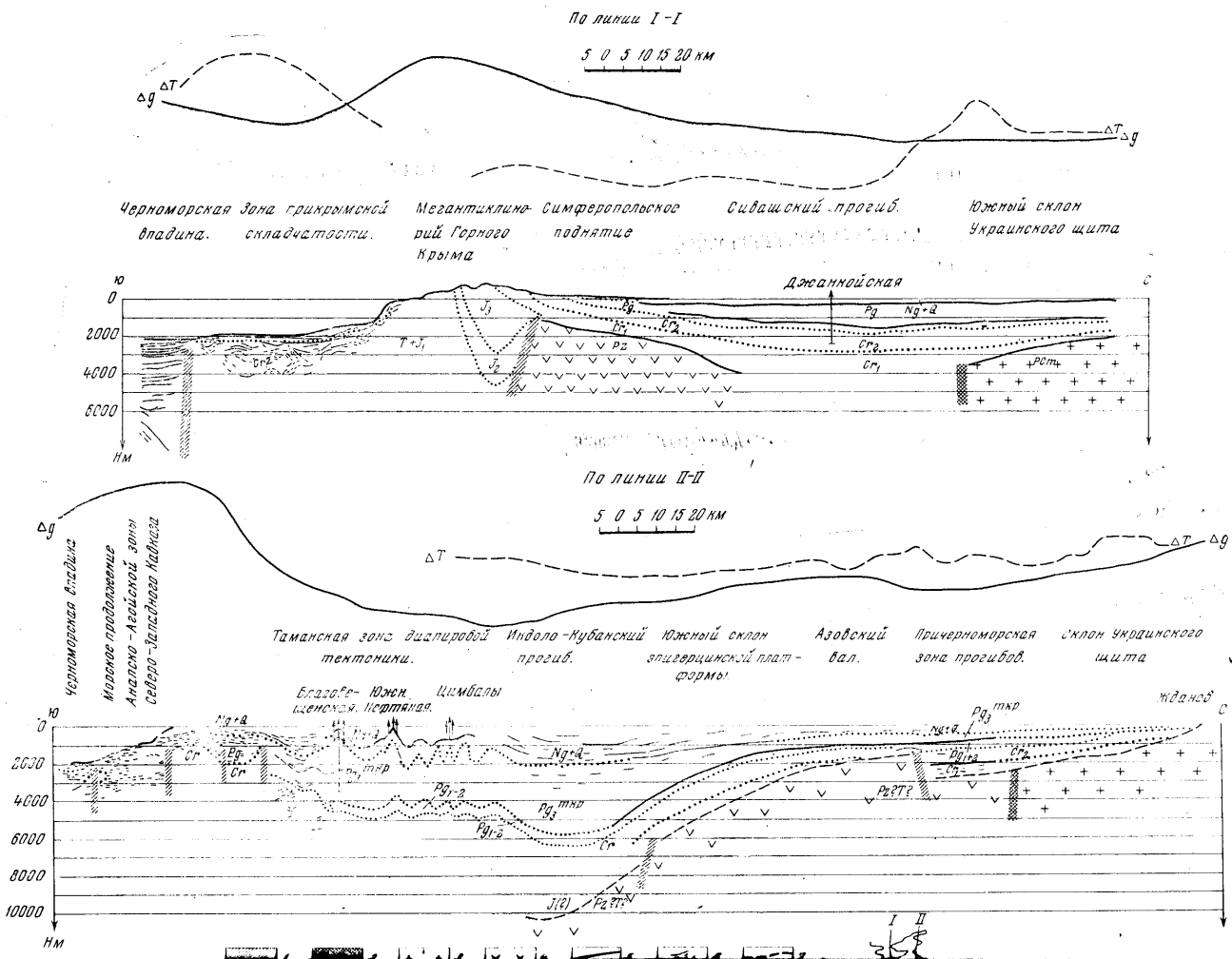


Рис. 3. Схематические геолого-геофизические разрезы

1 — разрывные тектонические нарушения; 2 — докембрийский фундамент; 3 — палеозойский фундамент; 4 — предполотная подошва осадочного чехла; 5 — опорные сейсмические горизонты; 6 — отражающие горизонты и площадки; 7 — границы стратиграфических подразделений

По-видимому, эта линия соответствует простиранию зоны глубинных разломов, разделяющих участки с различным строением земной коры, что подтверждается данными профиля ГСЗ, проходящего через Белозерский гравитационный максимум (Соллогуб и др., 1963). Основываясь на рассмотренных изменениях магнитного и гравитационного полей, а также на некоторых данных бурения и ГСЗ, границу между Русской и Скифской платформами можно, с различной степенью уверенности, проследить от западного берега Черного моря до Северо-Западного Предкавказья. Выяснение более точного ее положения — задача дальнейших исследований.

2. ОБЛАСТЬ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Области Тетиса представляют собой сложную систему геосинклинальных прогибов, заложившихся в верхнепротерозойское — раннепалеозойское время по системе субширотных глубинных разломов между древними Русской и Аравийской платформами. Учитывая основные различия отдельных частей Тетиса в истории геологического развития и современном структурном плане, мы выделили здесь главные геотектонические элементы: Причерноморский прогиб, Скифскую платформу, Индо-Кубанский краевой прогиб, зону мезозойской складчатости, альпийские складчатые области и Черноморскую впадину.

Причерноморский прогиб

Причерноморский прогиб, в современном его понимании, выделяется по материалам бурения и геофизических исследований в пределах левобережья нижнего течения рек Дуная и Прута, крайней северо-западной части Черного моря, Сивашей, северной части Азовского моря и Ейского полуострова (Гуревич, Чирвинская, 1959) и состоит из системы впадин, разобщенных седловинами. Некоторые исследователи (М. Р. Пустильников, М. В. Чирвинская) включают в состав Причерноморского прогиба также Восточно-Кубанскую впадину («прогиб», по М. Р. Пустильникову). От южного склона Украинского щита на севере и цепи валообразных поднятий Скифской платформы на юге эта зона отделена полосами субширотных разрывных нарушений, которые обычно проявляются и в строении осадочного чехла, во всяком случае в структуре нижней его части. Сравнительно хорошо прослеживается южная система сбросов. Северная граница изучена хуже и на некоторых участках проведена предположительно. Важнейшие впадины Причерноморского прогиба отделены друг от друга субмеридиональными разломами, которые образуют своеобразную ступенчатость. Характерной чертой впадин является их асимметрия, при более крутых, разбитых ступенчатыми системами сбросов, южных крыльях (см. рис. 3). В качестве особенности развития этих депрессий может быть отмечена миграция их осей к северу (Гордиевич, Палий, Чернявский, 1965). Во всяком случае это имело место в прогибах, расположенных к западу от Азовского моря в период от среднеюрского до верхнемелового времени. Наиболее глубокой депрессией рассматриваемой зоны является Каркинитская впадина, в юго-западной части которой подошва платформенного чехла погружается, предположительно, на глубину более 8—10 км (Бокун и др., 1966).

Наиболее изучены верхнемезозойские и кайнозойские отложения Причерноморского прогиба, строение которых представляется в достаточной мере сложным. Большая группа локальных поднятий выделяется в толще меловых и палеогеновых отложений Каркинитской впадины, разбитых серией субширотных и субмеридиональных нарушений (см. рис. 2). На участке Северо-Азовских впадин локальные поднятия в меловых отложениях (Южно-Бердянское и Белосарайское) приурочены к южному крылу субширотного разрыва. Материалы бурения и гео-

физических исследований свидетельствуют о затухании разрывов и упрощении структурного плана Причерноморского прогиба в течение верхнего мезозоя и кайнозоя. На более изученных участках удается установить скачкообразное изменение структуры осадочного чехла, что позволяет разделить верхнемезозойско-кайнозойские отложения на два структурных комплекса. В Преддобруджье резкое выполаживание и упрощение структурного плана происходят на границе нижнемеловых и верхнемеловых отложений. В пределах Северо-Азовских впадин такое резкое изменение условий залегания происходит приблизительно у кровли эоцена. Зоны разрывов и локальные поднятия в толще меловых и нижнепалеогеновых отложений почти не находят здесь своего отражения в структуре майкопских и более молодых образований.

Все эти данные показывают, что Причерноморская зона впадин пережила длительную и сложную историю геологического развития, существенно разную для различных ее элементов. Общим для всех этих впадин является то, что они расположены в полосе сочленения древней Русской и молодой Скифской платформ и испытали в мезо-кайнозойское время интенсивное компенсированное погружение.

Скифская плита

Скифская плита, выделенная впервые М. В. Муратовым (1955), является молодой платформенной областью, причленившейся в конце палеозоя — начале мезозоя к древней Восточно-Европейской платформе. Вопрос о ее северной границе был рассмотрен выше. Южная граница Скифской платформы совпадает на Кавказе с Пшекиш-Тырныауской зоной разломов и Ахтырским разломом (Шарданов, 1960), совмещающаяся с цепочкой линейных максимумов магнитного поля, вероятно отображающих влияние внедрившихся по глубинному разлому основных и ультраосновных пород. С положением Ахтырского разлома также хорошо совпадает гравитационная ступень на южном борту Индоло-Кубанского краевого прогиба. Далее на запад осевая линия региональных магнитных максимумов может быть продолжена через наиболее погруженную часть Индоло-Кубанского прогиба. Магнитные максимумы, расположенные к западу от Севастополя, а также крупная магнитная аномалия, закартированная при детальной наземной съемке в районе Бахчисарая (Котляр, 1964), позволяют предположительно продолжить эту линию вдоль северной границы Крымского мегантиклинория. Однако рассмотренные геофизические материалы не дают пока возможности определить положение южной границы Скифской плиты достаточно однозначно, особенно на обширной акватории западной части Черного моря.

Строение основания Скифской плиты является весьма сложным. Фактических данных для уверенной расшифровки его внутренней структуры еще недостаточно не только на акватории моря, но и на большей части прилегающей суши. В его строении принимают участие нижнепалеозойские метаморфические комплексы (Южная Добруджа; по-видимому, Симферопольское поднятие) и средне- и верхнепалеозойские метаморфизованные складчатые образования (некоторые районы Западного Предкавказья, Равнинного Крыма, платформенной части Болгарии). На значительных участках под осадочным чехлом устанавливаются отложения переходного комплекса, имеющего в основном триасовый возраст (Западное Предкавказье; Добруджа; возможно, Равнинный Крым). Отложения этих комплексов характеризуются близкими значениями плотности (2,65—2,75 г/см³), отличной от плотности отложений осадочного чехла (2,4—2,5). Кроме того, кровля этих отложений является горизонтом высокого электрического сопротивления для электроразведки и преломляющим горизонтом для КМПВ. Осадочный чехол

в рассматриваемой области обычно представлен меловыми и третичными отложениями, однако в некоторых прогибах отмечаются и юрские образования. Строение платформенного чехла показано на картах (см. рис. 1, 2) двумя системами изогипс: по подошве осадочного комплекса (по подошве юрских отложений) и по горизонтам в низах палеогена — верхней части мела. Основными структурными элементами Скифской плиты являются крупные зоны сравнительно узких прогибов и сопряженные с ними зоны валообразных поднятий.

Для структурного плана Скифской плиты чрезвычайно характерно сочетание продольной и поперечной зональности. Активизация в меловое и кайнозойское время субмеридиональных дислокаций, свойственных допалеозойскому комплексу, и субширотных дислокаций, характерных для герцинид, оказала большое влияние на формирование современного структурного плана этой области.

К югу от Причерноморской зоны прогибов выделяется система сложных платформенных поднятий, протягивающихся на расстоянии свыше 800 км от Добруджи через северо-западный сектор Черного моря, Равнинный Крым и Азовское море в Западное Предкавказье. Крайними западными звеньями этой системы являются структуры северного склона складчатой Добруджи, отделенные от ее обнаженной части (зон Мэчин и Тульча) региональным нарушением. Сейсморазведочные данные позволяют выделить здесь Припрутское поднятие, Измаильский прогиб и Килийское поднятие (Авербух, 1965). Восточное продолжение Килийского поднятия устанавливается достаточно уверенно и в прилегающей части моря. В центральной части северо-западного сектора Черного моря, восточнее субмеридионального Одесского разлома, шарнир рассматриваемой системы Добруджинско-Симферопольско-Каневских поднятий резко погружается при одновременном сужении этой зоны. Предположительно здесь можно наметить, по крайней мере, два крупных поднятия по подошве осадочной толщи, тогда как по верхним горизонтам осадочного чехла здесь фиксируется общая наклоненная к югу моноклираль, лишь осложненная небольшими локальными поднятиями. Сходное строение восточного продолжения этой зоны было установлено также на акватории Азовского моря (Маловицкий, 1961, 1964). В структуре третичного комплекса рассматриваемая зона выражена большим количеством (до 20) локальных антиклинальных перегибов, амплитуда которых достигает 200—400 м. Наиболее интенсивные перегибы установлены в северной части зоны, вдоль граничного глубинного разлома. Есть все основания предполагать, что после проведения детальных сейсмических работ здесь будет околонушено большое количество локальных поднятий.

Далее на восток, охватывая центральную и западную части Равнинного Крыма и прилегающую акваторию Черного моря, расположено крупное Евпаторийско-Симферопольское поднятие, ограниченное с запада Николаевским субмеридиональным глубинным разломом, а также полосой сравнительно крутого погружения подошвы осадочного комплекса и поверхности меловых отложений. Северным ограничением поднятия является система крупных субширотных разломов (Донузлавский, Тарханкутский и др.), образующих зону ступенчатого перехода к Каркинитско-Сивашскому прогибу. Интенсивно дислоцированная в меловых и кайнозойских отложениях полоса складок п-ова Тарханкут является приразломным осложнением северного склона Евпаторийско-Симферопольского поднятия в зоне перехода к Причерноморским прогибам (Бокун и др., 1966). Эта зона в меловое и третичное время разграничивала блоки с резко различной тенденцией тектонических движений. Каркинитский прогиб испытывал активное устойчивое погружение (мощность осадочного комплекса, достигает здесь 6—8 км), а Евпаторийско-Симферопольское поднятие, наоборот, имело тенденцию к относитель-

ному воздыманию (мощность синхронного комплекса осадков здесь не превышает 1—2 км). Именно с этим и следует связывать интенсивную пликативную и дизъюнктивную дислоцированность осадочной толщи на Тарханкутском полуострове. Восточнее Евпаторийско-Симферопольского поднятия располагается относительно опущенный погребенный Новоцарицынский выступ, который практически не проявляется по третичным отложениям (Дикенштейн, 1957; Гуревич, 1958). В осевой части он осложнен Мелитопольско-Новоцарицынским глубинным разломом (Соллогуб и др., 1964). Выступ ориентирован в северо-восточном направлении, прослеживается до центральной части Арабатской стрелки и имеет отчетливую структурную связь с Западно-Азовским погребенным поднятием (Маловицкий, 1962). Центральную часть Азовского моря занимает следующий крупный сложный элемент Скифской плиты — Азовский вал, который протягивается от косы Бирючей на западе до меридиана Белосарайской косы на востоке, ограничиваясь Мелитопольско-Новоцарицынским и Кальмиус-Джигинским субмеридиональными глубинными разломами.

Южнее рассмотренных структурных элементов, в западной части Черного моря, к области Скифской плиты должны быть отнесены зоны морских продолжений мезозойской складчатости Северной Добруджи и палеозойского выступа Южной Добруджи, перекрытые в море верхне-мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом, а также морское продолжение Мизийской плиты (Варненская впадина и др.). Фактических данных по этому району пока сравнительно немного. Имеющиеся материалы позволяют предположительно считать, что мезозойская складчатость Северной Добруджи и палеозойский выступ Южной Добруджи продолжают в юго-восточном направлении в сторону горного сооружения хребта Моисеева, который является окраинной частью Скифской платформы, частично вовлеченной в опускание Черноморской впадины.

Зона мезозойской складчатости

Следуя общему принципу выделения основных геоструктурных элементов по времени завершения в пределах крупной области основной складчатости и времени перехода этой области к платформенному режиму, мы выделяем как частный элемент Тетиса зону мезозойской складчатости. Одним из основных ее отличий от альпийской складчатой области Западного Кавказа является то, что геосинклинальный процесс здесь завершился в середине мезозойской эры, и с этого времени она превратилась, по существу, в часть Скифской плиты. Геофизическая характеристика этой зоны также несколько отличается от типичных альпийских складчатых областей.

Выделенную зону мезозойской складчатости в некотором смысле можно рассматривать как одну из разновидностей структур переходной стадии развития от герцинского геосинклинального цикла к платформенному этапу, что достаточно отчетливо устанавливается на других участках эпигерцинской платформы (Горный Мангышлак и др.). Раннемезозойские образования переходного комплекса в последние годы установлены под осадочным чехлом во многих хорошо разбуренных районах Скифской плиты (Западное Прекавказье; возможно, Равнинный Крым). На современной стадии изученности представляется целесообразным выделить на тектонической карте два района, где отчетливо проявилась завершающая перед платформенным развитием мезозойская складчатость, — Горный Крым и Северную Добруджу, — оставляя открытым, в связи с отсутствием уверенных данных, вопрос о возможных связях этих районов между собой и другими тектоническими зонами. Вся площадь между Горным Крымом и складчатой Добруджей, занятая шельфом и континентальным склоном Черноморской

впадины, так же как и северный склон Добруджи, отнесены к Скифской плите, поскольку имеющиеся данные указывают на развитие здесь сравнительно мощного полого дислоцированного осадочного чехла.

Области альпийской складчатости

Области альпийской складчатости почти непрерывной полосой сплываются с северо-востока, юго-востока, и юга современную впадину Черного моря (Кавказ, Понтиды), а также подходят к берегу моря с востока (Аджаро-Триалеты) и с запада (Старая Планина). Все они являются звеньями кайнозойской складчатости Тетиса и представляют собой новообразования, возникшие на месте консолидированных герцинских и более древних складчатых областей (Богданов, 1964). В геологической структуре перечисленных альпийских складчатых сооружений можно выделить три главных этажа. Нижним структурным этажом является комплекс основания, сложенный метаморфизованными породами, выступающими в ядрах антиклинорий и срединных массивов. Вторым этажом служит главный геосинклинальный комплекс, представленный наиболее типичными геосинклинальными осадочными и изверженными породами от верхнемезозойского до олигоценного возраста. Верхним этажом является комплекс молассовых отложений, выполняющих некоторые впадины и краевые прогибы (Архипов, Муратов, Постельников, 1964).

Выдерживающаяся на протяжении альпийского, а в ряде случаев и герцинского этапа индивидуальность развития основных структурно-фациальных зон Кавказа и наличие достаточно резких устойчиво сохраняющихся во времени переходов между ними несомненно указывают на глыбовое строение земной коры в этой области. Она состоит из ряда блоков, разделенных разломами глубокого заложения и большой длительности развития — продольными и поперечными. Среди продольных субширотных глубинных разломов Кавказа выделяются несколько наиболее важных, ограничивавших на протяжении альпийского этапа геосинклиналь Большого Кавказа. Это — Пшекиш-Тырныаузская шовная зона с ее продолжениями к востоку и к западу, служившая краевым швом на границе геосинклинали Большого Кавказа со Скифской платформой, и Кахетино-Лечхумская шовная зона с ее продолжением к западу (до Гагр) и к востоку, ограничивавшая геосинклиналь Большого Кавказа со стороны Закавказской межгорной зоны, в частности Грузинской глыбы (Милановский, Хаин, 1963).

Наряду с продольными разломами, существенная роль в структуре и истории Кавказа принадлежала поперечным субмеридиональным разломам, которые часто слабо проявляются в поверхностной структуре и выделяются лишь по косвенным признакам (геофизическим данным; распределению фаций и мощностей, интрузий, вулканов; плану складчатости и т. д.). В пределах рассматриваемой части Кавказа можно выделить несколько основных поперечных зон или сегментов, отличающихся по характеру структуры и истории геологического развития. Это — наиболее приподнятый сегмент Центрального Кавказа (главное Транскавказское поперечное поднятие), более опущенный сегмент Северо-Западного Кавказа и, наконец, наиболее опущенный Таманский поперечный сегмент (Милановский и Хаин, 1963; Милановский, 1963). В пределах Северо-Западного Кавказа целый ряд важнейших поперечных ступеней, разделяемых Джигинским, Гостагаевским, Молдаванским, Геленджикским, Туапсинским, Цицинским и Курджипским субмеридиональными и северо-северо-западными разломами, выделен А. Н. Шардановым (1960) и В. Б. Соллогодом (1960).

На большое значение субширотных и субмеридиональных разломов в геологическом строении Малой Азии указывает Р. Фюрон (1955).

В числе крупнейших глубинных субширотных разломов (швов) здесь следует отметить прежде всего Северо-Анатолийский сброс, расположенный к югу от цепи Понтид, который простирается на протяжении 1400 км от Саросского залива на западе до Эрзерума на востоке. Движения по этому сбросу происходят и в настоящее время: прилегающая к нему зона хорошо известна частыми землетрясениями. Р. Фюрон пишет также о крупных субмеридиональных разломах, которые, по его мнению, имеют «не меньшее, если не большее значение» (Фюрон, 1955, стр. 10).

Индоло-Кубанский краевой прогиб

Индоло-Кубанский краевой прогиб является крупной тектонической депрессией, сформировавшейся как самостоятельный элемент в олигоцене-неогеновое время в период общего воздымания альпийской складчатой области Кавказа и наложившийся на различные структуры более ранней генерации. Северной границей прогиба является интенсивный разлом (Тимашевская ступень), существование которого подтверждается данными КМПВ в Краснодарском крае и в бассейне р. Индола. На акватории Азовского моря он проводится в основном по гравиметрическим данным (ступень) и резко погружению меловых и палеоцен-эоценовых отложений. Восточной границей прогиба служит крупное субмеридиональное поднятие, связывающее Березанский вал с Майкопским выступом. На западе его ограничение, по-видимому, связано с меридиональным нарушением, проходящим восточнее Феодосии. Южная граница краевого прогиба совпадает на востоке с Ахтырским глубинным швом. Это нарушение прослеживается на западе до Джигинской поперечной флексуры (разлома), вдоль которой граница майкопско-неогеновой впадины смещается к югу и трассируется далее в юго-западном направлении по интенсивному нарушению, установленному сейсморазведкой (Маловицкий и др., 1961; 1963; Бургарт и др., 1963). По этому нарушению происходят резкое погружение меловых отложений с юга на север и соответствующее увеличение мощности третичного комплекса в основном за счет майкопских и неогеновых отложений. Точное положение границы рассматриваемого прогиба на юго-западе еще не выяснено. Вследствие этого не вполне ясным является характер связи этой депрессии с Черноморской мегавпадиной.

Складчатое основание погружено в пределах прогиба на глубину от 6—8 км в периферийных частях до 10—12 км в осевой его зоне. Кровля мезозойских отложений залегает в осевой части прогиба, ориентировочно на глубинах 6—8 км. Следовательно, мощность мезозойского комплекса может достигать здесь 4—5 км. Имеющиеся материалы указывают на возможность существенного несоответствия структурного плана нижней части осадочной толщи по отношению к верхнетретичному (Козлов, 1964). Данные сейсморазведки по Таманскому полуострову свидетельствуют о более спокойной тектонике подстилающих отложений по сравнению с диапировыми структурами майкопской серии. Тектоника майкопского и неогенового структурного этажа сравнительно хорошо изучена сейсморазведкой и бурением. По общему характеру тектоники и типам развитых локальных форм в пределах Индоло-Кубанского краевого прогиба отчетливо выделяются три основных части: северная синклиналичная часть (собственно Индоло-Кубанский прогиб), Керченско-Таманская зона диапировых складок и юго-западная равнина Керченского полуострова.

Черноморская впадина

Черноморская впадина как единый структурный элемент области Тетиса представляет собой громадную внутриматериковую тектоническую депрессию, выполненную мощной толщей осадочных пород и про-

странственно соответствующую глубоководной геоморфологической впадине Черного моря. Современная граница мегавпадины совпадает с краем материковой отмели. В этих размерах она имеет длину от 1100 км и ширину около 250—300 км. Данные ГСЗ и гравиметрических исследований свидетельствуют о существенных отличиях в физических свойствах и, по-видимому, строении глубоких частей земной коры центральной части впадины по сравнению с окружающими участками континентов. Эти данные подробно описаны в работах Ю. П. Непрочнова, Б. К. Балавадзе, С. И. Субботина и других исследователей. В настоящей статье основное внимание уделяется строению верхней части земной коры.

В свете современных данных в составе Черноморской впадины можно выделить три основные части: центральную, промежуточную и периферийную. Центральная зона характеризуется сильно сокращенной мощностью земной коры и отсутствием «гранитного» слоя. Ей соответствует область максимальных значений аномалий силы тяжести и максимальной мощности осадочного слоя. Вторая зона сравнительно неширокой полосой окружает центральную, расширяясь только на востоке. Для нее характерны появление «гранитного» слоя и увеличение его мощности в сторону материка, расчленение поверхности фундамента на ряд крупных поднятий и впадин и т. д. Периферийная зона представляет собой внешний пояс Черноморской впадины, в пределах которого оказались вовлеченными, по-видимому, в сравнительно недавние опускания окраинные участки Скифской плиты (хребет Моисеева и др.), участки мезозойской складчатости Горного Крыма, альпийской складчатой области Северо-Западного Кавказа, Понтид (хребет Архангельского и др.) и Старой Планины.

Данные ГСЗ позволяют составить для Черноморской впадины схематическую карту рельефа подошвы осадочного комплекса (кровли консолидированной коры) и выделить в ее пределах более мелкие структурные элементы: Западно-Колхидскую впадину, Восточно-Черноморское поднятие, впадину Сорокина, поднятия Андрусова и Западно-Черноморскую впадину. Все указанные впадины и поднятия, кроме последней, расположены за пределами зоны отсутствия «гранитного» слоя. Современная степень изученности не дает возможности провести их строгую классификацию и описать более или менее подробно особенности строения. Нельзя также считать, что указанным выше списком исчерпывается возможность обнаружения здесь новых поднятий и впадин. Однако сам факт разделения Черноморской впадины на ряд более мелких структурных элементов свидетельствует о сложности ее строения и истории геологического развития.

В центральной части Черного моря, судя по имеющимся данным, располагается глубокий прогиб, в котором поверхность консолидированной коры погружается с востока на запад на глубину от 10—12 до 16 и более километров. Наиболее погруженная часть находится к юго-западу от Крыма (Западно-Черноморская впадина).

К востоку от нее в центральном секторе моря может располагаться дополнительное поднятие (Центрально-Черноморское), которое, как это предполагает А. П. Милашин (1965), продолжается на север, ограничивая с востока впадину Сорокина. Однако данных для уверенного выделения Центрально-Черноморского поднятия пока недостаточно, и поэтому на тектонической карте оно не показано. В случае подтверждения этой гипотезы следует ожидать, что между Центрально-Черноморским и Восточно-Черноморским поднятиями внутри показанной на карте изогипсы 10 км будет располагаться крупная Восточно-Черноморская впадина с глубинами погружения основания до 12—14 км.

Строение осадочного чехла Черноморской впадины также пока изучено еще слабо. Сейсмические работы МОВ здесь были проведены в

основном только на некоторых периферийных участках (к югу от Крыма и Тамани, к западу от Грузии). В глубоководной части акватории, соответствующей выделенным ранее центральной и промежуточной зонам, отработано лишь несколько коротких региональных профилей. Дно моря на участках этих профилей имеет вид практически ровной плоскости, расположенной на глубинах 2000—2200 м. Глубина освещения разреза ниже дна моря составляет здесь 4—5 км (до абсолютных глубин 6—7 км). Строение изученного МОВ разреза чрезвычайно простое и весьма сходное на всех указанных профилях, несмотря на то, что они удалены друг от друга на значительные расстояния. Все отражающие горизонты залегают практически горизонтально (Маловицкий и др., 1963; Милашин, 1965). Характерными особенностями разреза являются его четкая сейсмическая слоистость (до 15 границ) и выдержанность отражающих горизонтов на значительных расстояниях, что свидетельствует о разделении верхних 4—5 км разреза на пласты с различными акустическими свойствами. Эти факты, вероятно, являются показателем литологической неоднородности разреза по вертикали и устойчивости литологического состава отдельных пачек на значительной площади.

Стратификация освещаемого разреза представляет в настоящее время сложную задачу. Можно предполагать, что верхние 4—5 км осадочного комплекса в глубоководной части моря соответствуют четвертичным и какой-то части неогеновых отложений. Полученные методами изотопной геохронологии цифры скоростей седиментации для центральной части Черного моря в верхнечетвертичное время — около 10—50 см за 1000 лет (Старик и др., 1961) — не противоречат этому предположению даже при минимальных значениях скоростей. При реальности же максимальных их значений осадки такой мощности могли накопиться лишь в течение плиоценового и антропогенового времени.

Таким образом, первые данные МОВ позволили выявить в верхней части разреза глубоководной впадины Черного моря толщу практически совершенно недислоцированных отложений мощностью до 4—5 км. Общая же мощность осадочного комплекса Черноморской впадины, по данным ГСЗ, составляет до 10—15 км. Следовательно, приведенные материалы позволяют судить о строении только верхней части осадочных отложений, составляющей от одной трети до половины всего разреза.

Для решения вопроса о тектонической природе Черноморской впадины, наряду с изучением глубинного строения земной коры и выяснением мощности всего осадочного комплекса в целом, чрезвычайно важно знать также условия залегания пород нижней части осадочной толщи. К сожалению, фактические данные по этим нижним комплексам практически отсутствуют. Только на одном из профилей МОВ к югу от Крыма удалось установить, что под верхней, практически горизонтально залегающей толщей осадков промежуточной зоны Черноморской впадины мощностью 4—5 км намечается нижний структурный этаж осадочной толщи, представленный круто воздымающимся к югу отражающим горизонтом, который на расстоянии 6—7 км поднимается от глубины 7500—8000 м до глубины 6500 м, то-есть не менее, чем на 1000 м (см. рис. 3). Отмеченный подъем отражающего горизонта соответствует данным ГСЗ, указывающим на то, что в рассматриваемом сечении происходит воздымание поверхности фундамента в сторону поднятия Андрусова. Этот в настоящее время пока еще единичный факт имеет, на наш взгляд, принципиальное значение, так как свидетельствует о существовании, по крайней мере в промежуточной тектонической зоне Черноморской впадины, двух структурных этажей в осадочной толще, разделенных угловым несогласием.

Строение верхней части осадочной толщи в периферийной зоне Черноморской впадины, представляющей собой вовлеченные в опускание участки Скифской плиты и области мезозойской и альпийской складча-

тости, также характеризуется наличием двух в значительной мере несогласно залегающих структурных этажей. Верхний этаж охватывает комплекс отложений мощностью до 400—700 м и отличается практически моноклинальным залеганием отражающих границ, местами осложненных лишь очень пологими складками. Отражающие горизонты в этом комплексе залегают, обычно согласно погружению дна моря. Осадочные отложения нижнего структурного этажа к югу от Крыма отличаются интенсивной дислоцированностью, развитием крупных зон антиклинальных складок, затухающих в восточном направлении. Переход между промежуточной и периферийной зонами здесь чрезвычайно резкий и, несомненно, связан с разломом глубокого заложения. Вдоль разлома, к северу от него, прослеживается крупная зона антиклинальных складок, отличающихся наиболее значительными амплитудами поднятий. Факт существования такого разлома к югу от Крыма подтверждается также данными гидромагнитной съемки. Вдоль него происходит резкое, скачкообразное опускание нижнего дислоцированного комплекса к югу и соответствующее увеличение мощности лежащей выше толщи недислоцированных осадков до 3—5 км. Эта ступень, по-видимому, соответствует одной из древних границ Черноморской впадины, существовавшей до того, как в опускание была вовлечена зона прикрымской складчатости и, вероятно, вся периферийная часть впадины.

Основные элементы нижнего структурного комплекса Западно-Колхидской впадины являются продолжением зон, известных на прилегающей суше (Врублевская, Левченко, 1961). Характер перехода к глубоководной впадине здесь установлен по одному региональному профилю, на котором до глубины 3—4 км ниже дна моря, в пределах континентального склона фиксируется спокойное моноклинальное погружение слоев в западном направлении, сменяющееся почти горизонтальным залеганием в нижней части континентального склона.

Таким образом, в истории геологического развития Черноморской впадины, за период накопления в ней осадков, можно выделить по крайней мере два основных этапа: 1) древний, когда впадина распалась на ряд более частных элементов и не представляла собой единого целого (развитие этих частных впадин, поднятий, прогибов, распределение в них мощностей и фаций, особенности их тектоники были тесно связаны с окружающими впадинами структурами) и 2) молодой (неоген? — четвертичный) этап, когда впадина оформилась как единая крупная тектоническая депрессия, перекрывшая более древние структуры. Образование единой впадины, очевидно, произошло в связи с воздыманием окружающих ее горных сооружений.

Характерной чертой современного развития Черноморской впадины является то, что расширяясь, она захватывает прилегающие к морю складчатые сооружения различного возраста и платформенные участки, которые, по-видимому, испытывают блоковое погружение. К числу таких опущенных блоков можно отнести погруженные части платформы в северо-западной части Черного моря, участки северного борта синклинория Восточного Понта (хребты Архангельского и Добрынина) и поднятия в рельефе морского дна к юго-западу от Новороссийского синклинория (Гончаров и Непрочнов, 1960 и др.), а также южную часть Горного Крыма, участки западного погружения Кавказа и Аджаро-Триалет (Врублевская, Левченко, 1961; Маловицкий, Бокун, Бокун, 1963; Непрочнов и др., 1963; Бургарт и др., 1963; Милашин и др., 1965).

Вопрос о тектонической природе возникновения впадин типа Черноморской является спорным. Ю. П. Непрочнов (1959), В. П. Гончаров и Ю. П. Непрочнов (1960), Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин (1963) рассматривают ее как реликт океанического участка земной коры. М. В. Муратов в своих последних работах (1964) относит Черноморскую впадину к особому типу тектонических депрессий — впадин внутренних морей,

являющихся новообразованными элементами на участках континентальной коры. Для таких впадин характерно постепенное расширение и вовлечение в опускание окраинных участков материка. В процессе общего опускания, расширения и углубления впадины, по-видимому, происходит изменение физических свойств подстилающего ее субстрата, которое некоторыми исследователями объясняется процессами «базификации» или уплотнения за счет нагрузки осадков и толщи воды. В то же время, этот этап развития может рассматриваться как первая стадия нового геосинклинального цикла, следующего за альпийским, который предложено назвать средиземноморским.

Литература

- Авербух А. Г. Тектоническое строение юга Днестровско-Прутского междуречья по данным региональных сейсмических работ. Геотектоника, № 4, 1965.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития альпийской геосинклинальной области. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Гималайский и альпийский орогенез, Изд-во «Недра», 1964.
- Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш. Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным. В сб. «Сейсмические исследования». Результаты исследований по программе МГГ. Изд-во «Наука», 1964.
- Безверхов Б. Д. Структурный план палеоген-неогеновых отложений северо-западной части Черного моря по данным сейсморазведки МОВ. Тезисы докладов Второго научно-технического совещания по морской геофизике. Геленджик, 1966.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). Сов. геология, № 9, 1964.
- Бокун В. В., Бокун Р. А., Головинский В. И., Гольмшток А. Я. Некоторые черты геологического строения мезо-кайнозойского осадочного чехла северо-западной части Черного моря. Сб. статей «Строение Черноморской впадины». Изд-во «Наука», 1966.
- Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. Геотектоника, № 3, 1965.
- Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л. Гипсометрия поверхности складчатого основания равнинного Крыма, Присивашья и Азовского моря. Геотектоника, № 1, 1965.
- Головинский В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П. К вопросу о строении зоны сочленения Крыма и Северо-Западного Кавказа. Тезисы докладов Второго научно-технического совещания по морской геофизике, Геленджик, 1966.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гордиевич В. А., Палий А. М., Чернявский Г. В. К вопросу о нефтегазоности Черноморско-Кубанского нефтегазового бассейна. Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации, VII конгресс. Доклады, часть IV, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Гуревич Б. Л. О трех структурных планах в Центральном Причерноморье в связи с проблемой его нефтегазоности. Сов. геология, № 7, 1961.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат, 1961.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма. Сов. геология, № 59, 1957.
- Добрев Т., Пищалов С. Комплексная геологическая интерпретация гравимагнитных и сейсмических данных по территории Болгарии. ВМУ, сер. IV, № 4, 1963.
- Друмя А. В., Иванчук П. К., Каниковский В. И., Негадаев-Никонов К. Н. Тектоника Молдавской ССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Друмя А. В., Иванчук П. Е. О геологическом строении острова Змеиного (Черное море). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVII, вып. 1, 1962.
- Козлов Е. А. О закономерностях распределения скоростей сейсмических волн в осадочной толще Центрального и Западного Предкавказья. Прикладная геофиз., вып. 39, 1964.
- Корнев В. А., Непрочнов Ю. П. Новые данные по тектонике северо-западной части Черного моря по данным геофизических и геоморфологических исследований. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1962.
- Котляр А. И. Общее тектоническое строение центральной части предгорий Крыма. Нефтегазовая геол. и геофиз., № 11, 1964.
- Крылов Н. А. Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР. Геотектоника, № 2, 1965.
- Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. Сов. геология, № 59, 1957.

- Лебедев Т. С., Болюбах К. А. К вопросу о строении земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря. Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, вып. 6(8), Материалы геофиз. исслед. территории Украины, Изд-во АН УССР, 1963.
- Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. XII, Гостоптехиздат, 1958.
- Маловицкий Я. П. Результаты сейсморазведки МОВ на Азовском море. Новости нефт. техн. Сер. геол., № 8, 1962.
- Маловицкий Я. П., Бокун Р. А., Мартынова Г. П. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа. Нефтегазовая геология и геофизика, № 7, 1963.
- Маловицкий Я. П., Бокун В. В., Бокун Р. А. Новые данные сейсморазведки МОВ о геологическом строении континентального склона и глубоководной впадины акватории Черного моря. В сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья». ЦНИИТЭИнефтегаз, 1963.
- Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря. В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». (Материалы совещ. по проблемам тектоники в Москве). Изд-во «Наука», 1964.
- Маловицкий Я. П. Основные результаты геолого-геофизического изучения Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов и проблемы дальнейших исследований. Тезисы докладов Второго научно-техн. совещ. по морской геофизике, Геленджик, 1966.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. Сб. «Строение Черноморской впадины». Изд-во «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадий эволюции земной коры в альпийской геосинклинальной области. Вестн. Моск. ун-та, № 1, 1963.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Милановский Е. Е. Происхождение Черноморской впадины и проблема взаимоотношений Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской складчатых систем. Тр. Карпато-Балканской геол. ассоц., VII конгресс, София, сентябрь 1965, Доклады, ч. 1, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Милашин А. П. О морских сейсмических исследованиях МОВ в зоне сочленения Крыма и Кавказа. Тезисы докладов Одесского Госуниверситета, Одесса, Изд-во Одесск. гос. ун-та, 1965.
- Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П., Патарая Е. И. Определенные области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Муратов М. В. Основные черты строения и история развития альпийской складчатой области. В сб. «Тектоника Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Непрочнов Ю. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостоптехиздат, 1962.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И., Бокун Р. А., Чекунов А. В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. Докл. АН СССР, т. 154, № 3, 1964.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. Перев. с румынск. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Пустильников М. Р. Основные черты тектоники Ейско-Березанского газоносного района. Геология нефти и газа, № 8, 1959.
- Пчелинцев В. Ф. Киммериды Крыма. Изд-во «Наука», 1966.
- Слюсарь Б. С., Макареску В. С. Основные черты строения Молдавской юрской впадины. Геотектоника, № 2, 1965.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. П., Хилинский Л. А., Гаркаленко И. А., Шпорт Л. П., Никифорок Б. С., Боролюлин М. А. Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным. Геофиз. сб. ин-та геофизики АН УССР, вып. 6 (8). Материалы геофиз. исслед. территории Украины. Изд-во АН УССР, 1963.
- Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Радиоактивность осадков Черного моря. Докл. АН СССР, т. 139, № 6, 1961.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кружелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чеку-

- нов А. В., Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. 1964. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 2. Геологические результаты прикладной геофизики. Изд-во «Недра», 1965.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. иностр. лит., 1955.
- Хайн В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1962.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1965.
- Чекунов А. В. Геотектонические особенности северо-западной части Черного моря в неогене. Докл. АН СССР, т. 168, № 1, 1966.
- Черняк Н. И. Причерноморская впадина в меловое, палеогеновое и неогеновое время. Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1965.
- Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.
- Шарданов А. Н. Тектоническое строение северо-западного Кавказа. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 3, 1960.
- Шарданов А. Н. Геологическая история Керченско-Таманского прогиба. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 10, 1962.
- Шарданов А. Н. Тектоника Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 17, 1966.

Отделение морских геофизических работ
ВНИИГеофизики, Институт океанологии АН СССР,
Институт геофизики АН УССР,
Институт геофизики АН ГрузССР,
УкрНИГРИ, Трест «Днепрогеофизика»,
трест «Укргеофизразведка»,
трест «Краснодарнефтегеофизика»,
Краснодарский филиал ВНИИГеофизики,
Краснодарский филиал ВНИИНефть
Геофизическая экспедиция
треста «Грузнефть»

Статья поступила
16 ноября 1966 г.

B. K. BALAVADZE, V. E. BURAKOVSKY, I. A. GARKALENKO,
I. G. GOLOVINSKY, V. P. GONCHAROV, B. L. GUREVICH, V. I. KORNEEV,
Ya. P. MALOVITSKY, A. P. MILASHIN, Yu. P. NEPROCHNOV,
P. PUSTIL'NIKOV, V. B. SOLLOGUB, L. I. TSERETELI, A. V. CHEKUNOV,
N. I. CHERNYAK, M. V. CHIRVINSKAYA and A. N. SHARDANOV

THE TECTONICS OF THE BLACK SEA — THE SEA OF AZOV AREA

Recently many organisations have carried out marine geophysical investigations in waters of the Black Sea and the Sea of Azov. The results obtained permit a number of important problems of regional tectonics to be solved. The authors have compiled a new tectonic map of the region, with due account of all the data available. Major geostructural areas are distinguished, these are the pre-Paleozoic East European platform (Ukrainian shield) and Mediterranean belt. The latter falls, in the recent structural setting, into the Prichernomorskiy trough (zone of conjugation of ancient and young platforms), Skifskaya platform, Mesozoic orogenic zone, Alpine orogenic areas, Indolo-Kubanskiy foredeep and Chernomorskaya depression. Within each of the above zones, areas are identified on the basis of their structure and genesis. Deep fracture zones of almost east-west and north-south strikes are of great significance in the history and recent structure of the studied region separated by them into large blocks.