

УДК 551.242(234.9)

ГОРШКОВ А. С.

СТРУКТУРА КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АДЖАРО-ГУРИЙСКОГО РАЙОНА ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В 1971—1978 гг. объединением «Южноморгеология» в юго-восточной части Черного моря выполнен большой объем сейсмических исследований МОВ, результаты которых опубликованы во многих работах [2, 6—9]. В основу статьи положены сейсмические материалы последних лет, полученные при планомерных работах МОГТ в глубоководной котловине. Большая глубинность этих работ и хорошее качество записи позволили детальнее, чем до сих пор, изучить структуру кайнозойских отложений Аджаро-Гурийского района.

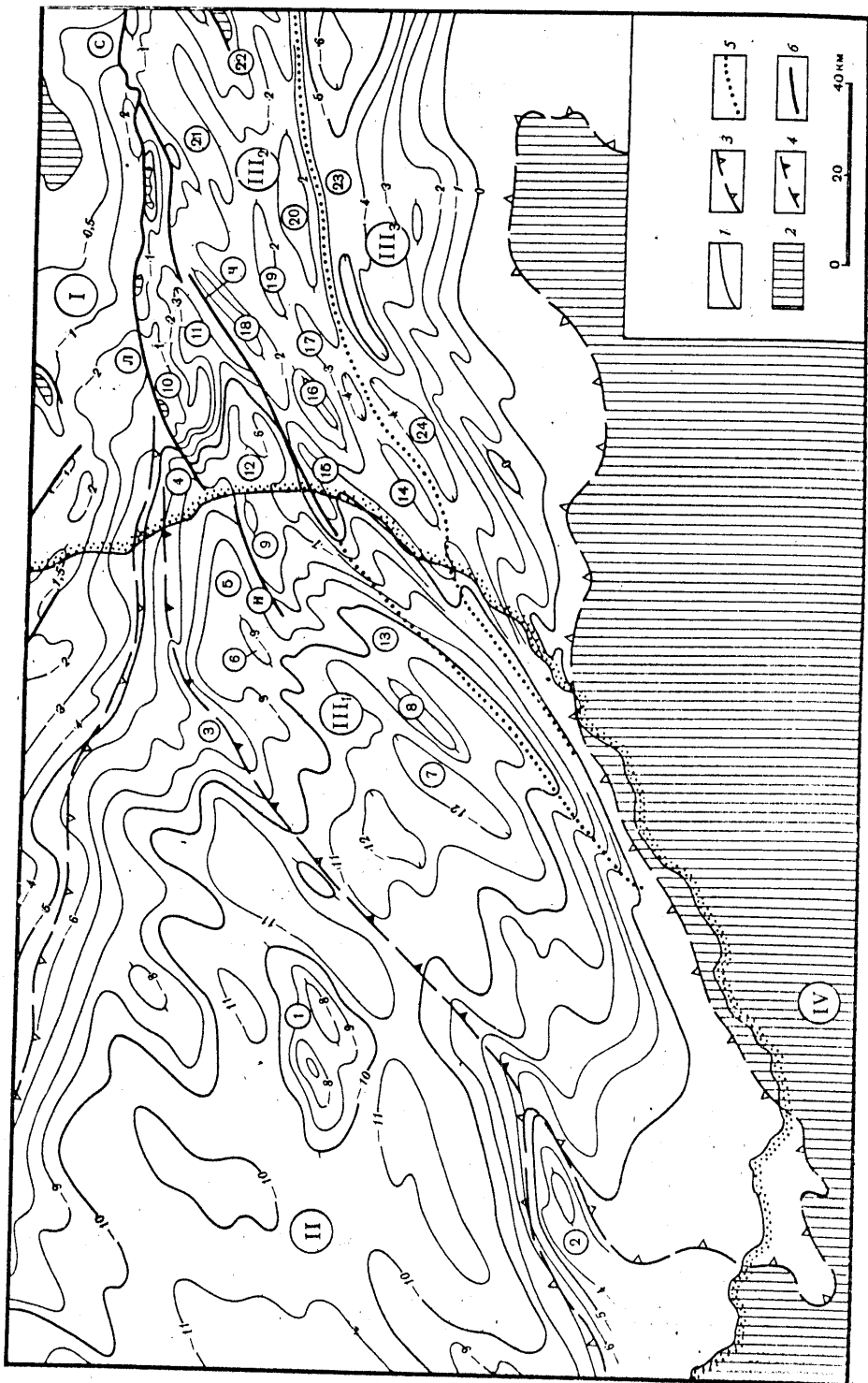
Структура палеоцен-эоценовых отложений

На гурийском шельфе и континентальном склоне распространена мощная толща палеоцен-эоценовых пород, которая на востоке выходит на сушу, а на западе постепенно сменяется разновозрастными образованиями Восточно-Черноморской впадины [5, 9]. В Аджарии мощность этой толщи достигает 5—6 км; севернее, под олигоцен-четвертичным чехлом Гурийского прогиба она составляет около 3 км и только на южном борту Очамчирского свода быстро уменьшается до первых десятков метров. Палеоцен-эоценовые отложения смяты в линейные и брахиформные складки, в целом конформные складкам олигоцен-четвертичной толщи. Большая мощность и складчатые формы залегания позволяют считать, что в структуре палеоцен-эоценовых пород юго-восточный угол моря и прилегающая суша соответствуют северному погруженному склону Аджаро-Триалетской зоны, который мы рассматриваем под названием Гурийского синклиория.

Строение синклиория и сопредельных областей изображено на структурной карте по кровле мела (рис. 1). На суше карта составлена в основном по материалам М. И. Зиракадзе, а в море — по данным сейсмических профилей МОГТ на которых почти повсеместно прослежен отражающий горизонт III (или H), в первом приближении соответствующий поверхности меловых отложений. Из карты видно, что складки в пределах синклиория группируются в две антиклинальные и две синклиналильные зоны. На юге выделяется Чохатурская синклиналильная зона, вытянутая вдоль северного склона смежного Аджаро-Имеретинского антиклиория. К северу от нее расположена Гуризмтебская антиклинальная зона, основными элементами которой являются крупные Гуризмтебское и Натанебское поднятия.

Гуризмтебское поднятие соответствует одноименному хребту, сложенному в основном вулканогенными толщами среднего эоцена. Осевую часть поднятия составляет несколько антиклиналей, в которых обнажаются верхнемеловые известняки. На западе Гуризмтебского поднятия эоценовые породы круто погружаются под олигоцен-четвертичную толщу Гурийского прогиба, причем в море на продолжении Гуризмтебского поднятия антиклинальная структура уже не прослеживается. Кровля и подошва палеоцена — эоцена моноклинально погружаются с севера до отметок соответственно —6 и —9 км, а затем вновь воздымаются на северном склоне Натанебского поднятия. Гуризмтебское поднятие, следовательно, полностью затухает в пределах суши.

Натанебское поднятие, закартированное на шельфе детальными работами МОГТ, расположено юго-западнее Гуризмтебского и кулисообраз-



104

разно по отношению к нему. Оно имеет широкий пологий свод, осложненный тремя локальными структурами, и угловатую, близкую к изометричную форму. Амплитуда поднятия достигает 3 км: на его своде кровля эоцена залегает на глубине 2,5 км, а в смежных синклиналиях — на глубине 5,5—6 км.

Наиболее погруженная часть Гурийского синклинория представлена Ланчхутско-Араклинской синклиналией, протягивающейся более чем на 200 км от северных предгорий Гурисметевского хребта до мыса Араклы. Восточное ее окончание, называемое Дапнара-Квалитской синклиналией, находится на суше. Синклиналийная зона занимает здесь северную окраину Аджаро-Триалетского прогиба, имеет небольшую ширину (3—4 км) и сравнительно малую мощность палеоцена — эоцена, не превышающую первых сотен метров. В море она расширяется до 15 км и, поворачивая на юго-запад, переходит во внутреннюю часть прогиба, где мощность палеогена увеличивается до 3 км и более. Основными структурами синклиналийной зоны являются кулисообразно расположенные Хриалетская и Араклинская синклинали.

Хриалетская синклиналь прослеживается в широтном направлении от берега моря до подножия континентального склона. У берега моря она разделяется на две ветви, северная из которых сливается на суше с Дапнара-Квалитской синклиналией, а южная огибает западную переклиналию Гурисметевского поднятия. Араклинская синклиналь занимает юго-западную часть синклиналийной зоны. На юге она, по-видимому, выходит на турецкий шельф. Не исключено, что к ней же относится довольно обширное поле эоценовых пород, обнажающихся в районе мыса Араклы. В центре синклиналии кровля и подошва палеоцена — эоцена погружены на максимальную во всей Восточно-Черноморской впадине глубину — 9,5 и 13 км.

С северо-запада Ланчхутско-Араклинская синклиналийная зона ограничена Григолетским поднятием и Трабзонским структурным выступом. Эти крупные положительные структуры, погружающиеся навстречу друг другу, образуют внешнюю антиклиналийную зону Гурийского синклинория, которую мы выделяем под названием Рионо-Трабзонской. Эта зона разделяет Гурийский синклинорий и Восточно-Черноморскую впадину и в отличие от других структурных зон синклинория нигде не выходит на сушу.

Григолетское поднятие, расположенное в северо-восточной части антиклиналийной зоны, представляет собой асимметричную брахиантикли-

Рис. 1. Структурно-тектоническая схема западной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

1 — изогипсы кровли меловых отложений через 1 и 0,5 км; 2 — выходы на поверхность докайнозойских пород; 3 — граница распространения мощных палеоцен-эоценовых отложений Восточно-Черноморской впадины и Аджаро-Триалетской зоны; 4 — условная граница между вулканогенно-флишевыми палеоцен-эоценовыми формациями Аджаро-Триалетской зоны и одновозрастными терригенно-карбонатными формациями Восточно-Черноморской впадины; 5 — границы между основными морфоструктурными единицами Аджаро-Триалетской зоны; 6 — надвиги Аджаро-Триалетской зоны и прочие разломы. Цифры на схеме: I — Грузинская глыба, II — Восточно-Черноморская впадина, III — Аджаро-Триалетская зона (III₁ — Гурийский синклинорий, III₂ — Аджаро-Имеретинский антиклинорий, III₃ — Ахалцхско-Аджарисцкальский синклинорий), IV — Восточные Понтиды; структуры Восточно-Черноморской впадины: 1 — поднятие Джанелидзе; 2—13 — структуры Гурийского синклинория: 2—3 — Рионо-Трабзонская антиклиналийная зона (2 — Трабзонский выступ, 3 — Григолетское поднятие), 4—7 — Ланчхутско-Араклинская синклиналийная зона (синклинали: 4 — Дапнара-Квалитская, 5 — Хриалетская, 7 — Араклинская; 6 — Чаквинская антиклиналь), 8—10 — Гурисметевская антиклиналийная зона (поднятия: 8 — Кобулетское, 9 — Натаневское, 10 — Гурисметевское), 11—13 — Чохатурская синклиналийная зона (синклинали: 11 — Чохатурская, 12 — Хварбевская, 13 — Чолокская); 14—22 — структуры Аджаро-Имеретинского антиклинория (антиклинали: 14 — Чаквиставская, 16 — Чахатская, 18 — Вакисджварская, 19 — Сашвальская, 20 — Нагваревская, 21 — Гуртинская, 22 — Сахвлари-Ханисцкальская; синклинали: 15 — Хуцубанская, 17 — Хинойская); 23—24 — структуры Ахалцхско-Аджарисцкальского синклинория: 23 — Горджоми-Платская синклиналь, 24 — Аджарисцкальская синклиналь; надвиги: С — Сурами-Гокнишурский, Л — Ланчхутский, Ч — Чохатурский, Н — Натаневский

наль с крутым северным и пологим южным крылом. Северное крыло осложнено разломом, амплитуда которого по кровле эоцена достигает 1,5 км.

Трабзонский структурный выступ также асимметричен: северо-западное его крыло круче, чем юго-восточное, осложненное пологими малоамплитудными складками. С юго-запада выступ не оконтурен, но даже по его изученной части видно, что это наиболее крупное из всех рассмотренных поднятий. Кровля мела на его своде поднимается до отметок —3 км, а амплитуда поднятия достигает, таким образом, 5—6 км. Эоценовые отложения на своде выступа выклиниваются.

К северу от Трабзонского выступа сейсмопрофилями МОГТ закартировано двухкупольное поднятие Джанелидзе, на своде которого тоже отсутствуют отложения эоцена. Это поднятие, имеющее амплитуду около 3 км, относится к структурам Восточно-Черноморской впадины, но его необходимо упомянуть для ясности изложения.

Как видно на структурной карте (рис. 1), в пределах суши глубина залегания кровли мела колеблется от 1—2 км на сводах поднятий до 4—5 км в синклиналиях, в глубоководье она увеличивается до 12 км. Погружение аджаро-триалетских складок в сторону Восточно-Черноморской впадины происходит неравномерно, на общем его фоне выделяется несколько поперечных флексур, наиболее крупная из которых имеет амплитуду около 3 км и в первом приближении совпадает с континентальным склоном. Палеоцен-эоценовая толща в пределах флексуры погружается достаточно быстро, а в некоторых случаях, в частности на северо-западном борту Натанебского поднятия, по разломам с вертикальным смещением до 1 км. Все это приводит многих исследователей к выводу о том, что структуры Аджаро-Триалетской складчатой зоны срезаются континентальным склоном Черноморской впадины. В действительности же происходит не более чем ступенчатое погружение их на запад, которое наблюдается и на суше [4].

Одновременно с погружением складки выполаживаются и в глубоководной котловине вскоре затухают. Дальше на запад палеоцен-эоценовый комплекс Аджаро-Триалетской зоны переходит в одновозрастную толщу Восточно-Черноморской впадины, залегающую практически горизонтально (рис. 2). Переход этот постепенный и не сопровождается тем быстрым и многократным уменьшением мощности, которое является основным признаком при разделении Аджаро-Триалетского прогиба и структур Грузинской глыбы. Мощность палеоцена — эоцена в зоне внешних складок Гурийского синклинория и в прилегающей части глубоководной котловины почти одинакова и составляет около 3 км. Поэтому для решения вопроса о соотношении Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Восточно-Черноморской впадины важное значение приобретают другие признаки тектонического районирования, прежде всего формационный состав палеогеновых отложений и современная структура кайнозойской толщи.

Палеоцен-эоценовый комплекс глубоководной впадины характеризуется акустически сильными, хорошо выдержанными отражающими горизонтами, отчетливо читающимися среди кратных волн. Столь выразительная сейсмическая запись, полученная несмотря на огромную мощность перекрывающих отложений, говорит о жесткой акустической границе, связанной с поверхностью палеоцена — эоцена. Наиболее вероятным объяснением существования такой границы является предположение о карбонатном составе палеоцен-эоценовых пород, сменяющих в разрезе глинистую толщу майкопской серни.

Существенно широй характер сейсмической записи имеют вулканогенные толщи Аджаро-Триалетской зоны. На Натанебском поднятии, где получен наиболее представительный и надежно увязанный со скважинами сейсмический материал с эоценовым комплексом связаны невыдержанные, прерывистые отражения, часто осложненные криволинейными осями синфазности, придающими отражающим горизонтам «шероховатый» облик. Внутри эоцена на временных разрезах нередко наблюдаются

ное крыло
достигает

н: северо-
пологими
нтурен, но
ое из всех
ется до от-
м, 5—6 км.

Т закарти-
го тоже от-
уду около
ны, но его

и глубина
днятий до
12 км. По-
Черномор-
выделяется
рых имеет
с континен-
текуры по-
стности на
м с верти-
дователей к
й зоны сре-
действитель-
х на запад,

и в глубоко-
цен-эоцено-
возрастную
чески гори-
кадается тем
ивляется ос-
прогиба и
зоне внеш-
ни глубоко-
м. Поэтому
складчатой
приобретают
го формаци-
тура кайно-

арактеризу-
ющими гори-
ль вырази-
тную мощ-
кустической
более веро-
предположе-
енияющих в

вулканоген-
днятии, где
о скважина-
нвыдер-
олинейными
«шерохова-
аблюдаются

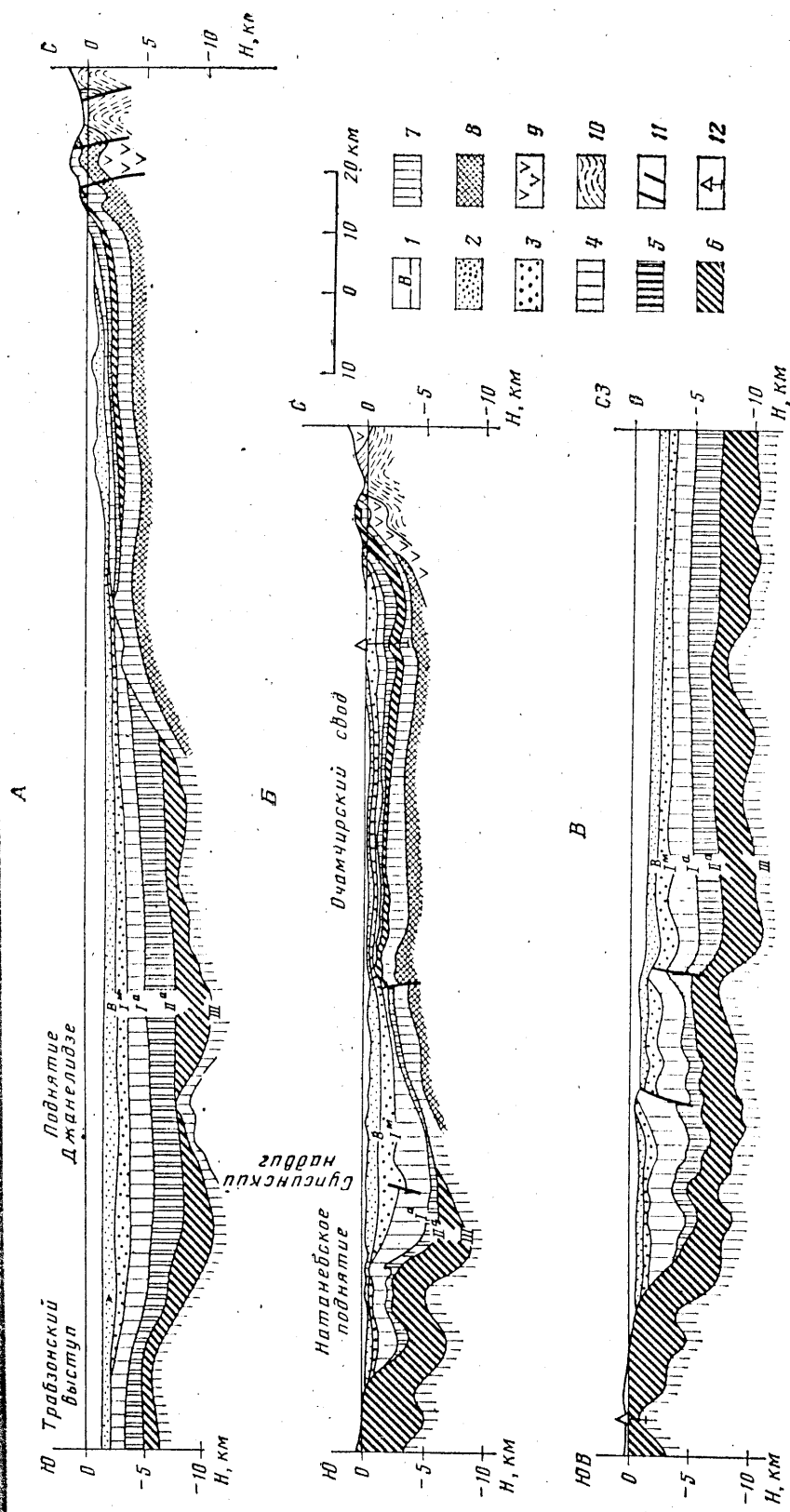


Рис. 2. Сейсмогеологические разрез юго-восточной части Черного моря (расположение см. рис. 3. Верти-
кальный масштаб вдвое крупнее горизонтального)
I^a — отражающие горизонты; B — в подошве антропогена, I^m — в подошве мэотиса, I^a — в кровле майкопа,
II^a — в кровле эоцена, III — в кровле мела; отложения: 2 — антропогена; 3 — мэотиса — плиоцена; 4 — средне-
го миоцена — сармата; 5 — майкопской серии; 6 — палеоцена — эоцена; 7 — мела; 8 — юры; 8 — верхней, 9 —
средней, 10 — нижней; 11 — разломы; 12 — скважины

эвобразные линзовидные тела, резко меняющиеся в мощности и беспорядочно накладывающиеся друг на друга.

Анализ временных разрезов показывает, что смена «карбонатной» сейсмофации Черноморской впадины «вулканогенной» сейсмофацией Аджаро-Триалет происходит в районе поперечной перемычки, образующей поднятием Джанелидзе и структурами Рионо-Трабзонской антиклинальной зоны. На склонах Трабзонского выступа и поднятия Джанелидзе отражающий горизонт II^a, соответствующий кровле эоцена, и другие горизонты этой группы сохраняют все основные черты, присущие им в пределах глубоководной впадины. По мере погружения в сторону Араклинской синклинали они теряют свою выразительность и постепенно приобретают признаки, установленные на Натанебском поднятии. Юго-восточное крыло синклинали, по-видимому, сложено уже преимущественно вулканогенными породами палеогена. Сходная картина наблюдается на Григолетском поднятии, хотя здесь волновое поле несколько сложнее. Горизонт II^a плохо читается на крутом северо-западном крыле поднятия и в смежной депрессии, но на своде он вновь приобретает четкость записи, характерную для глубоководной впадины, и теряет ее только при переходе к складкам внутренней области Гурийского синклинория.

Одновременно со сменой формационного состава в пределах Рионо-Трабзонской зоны происходит некоторое сокращение мощности палеогеновых отложений (до 2,5 км), что говорит о существовании здесь в течение палеоэоцена — эоэоцена относительного поднятия, разделявшего Аджаро-Триалетский прогиб и Восточно-Черноморскую впадину. Это поднятие, сложенное терригенно-карбонатными породами, является по существу самостоятельной граничной структурой, и мы рассматриваем его вместе с Аджаро-Триалетской зоной несколько условно, исходя из того, что оно хорошо выражено в отложениях майкопа и неогена. Конформность структур, выделяющихся по кровле мела и эоэоцена, со складками в олигоцен-четвертичной толще является характерной чертой тектоники Аджаро-Триалетской зоны, отличающей ее от других участков Черноморской впадины. По этому признаку Рионо-Трабзонское поднятие гораздо ближе к аджаро-триалетским структурам, чем к структурам Восточно-Черноморской впадины, в силу чего мы считаем возможным отнести его к внешней зоне складок Гурийского синклинория.

Изложенные выше материалы позволяют сделать вывод о том, что в палеоэоцене — эоэоцене существовал обширный глубоководный прогиб, объединявший Аджаро-Триалетскую зону и Восточно-Черноморскую впадину. Однако нельзя считать эти структуры прямым продолжением друг друга, как это следует из представлений Ш. А. Адамия и И. П. Гамкрелидзе [1, 4]. Между ними наблюдается постепенный переход, сопровождающийся уменьшением мощности отложений от 5—6 до 3 км и сменой вулканогенно-флишевых формаций на терригенно-карбонатные. Глубоководный характер Аджаро-Триалетского прогиба определяется прежде всего расширением флиша в палеоэоцене — нижнем эоэоцене. Очевидно, глубоководные условия сохранялись и позднее, по крайней мере в первой половине среднего эоэоцена. Учитывая отсутствие резкой границы между этим прогибом и Восточно-Черноморской впадиной, можно допустить, что впадина тоже была достаточно глубоководной. Пологое поднятие, разделявшее эти структуры, намечается по незначительному уменьшению мощности палеоэоцена — эоэоцена и едва ли могло быть заметным морфологическим уступом. Подтверждением глубоководности Черноморской впадины является размыв палеогена на соединительном крыле ограничивающей ее флексуры мезозойских пород. Как показали наши исследования, такой размыв проявляется практически во всей кайнозойской толще и указывает на древний континентальный склон, примерно совпадавший с упомянутой флексурой [9].

Интенсивная вулканическая деятельность, протекавшая в Аджаро-Триалетии во второй половине среднего эоэоцена, привела в конечном итоге к компенсации глубоководного прогиба, о чем говорит появление в

сти и бес-
обонатной»
смофацией
образуе-
кой анти-
ния Джане-
ена, и дру-
ищушие им
в сторону
постепенно
тнии. Юго-
реимущест-
а наблюда-
несколько
дном крыле
ретаает чет-
яет ее толь-
сниклино-

лах Рионо-
сти. палео-
ни здесь в
ившего Ад-
ту. Это под-
лется по су-
триваем его
одя из того,
Конформ-
складками в
тектоникн
в Черномор-
итие гораздо
и Восточно-
отнести его

о том, что в
ый прогиб,
ерноморскую
водолжением
Адамия и
пенный пере-
й от 5—6 до
гейно-карбо-
огиба опреде-
не — нижнем
позднее, по
отсутствие
рской впади-
убоководной,
по незначи-
ва ли могло
и глубоковод-
на соедине-
пород. Как
актически во
ттенцальный

в Аджаро-
вечном вто-
вление в

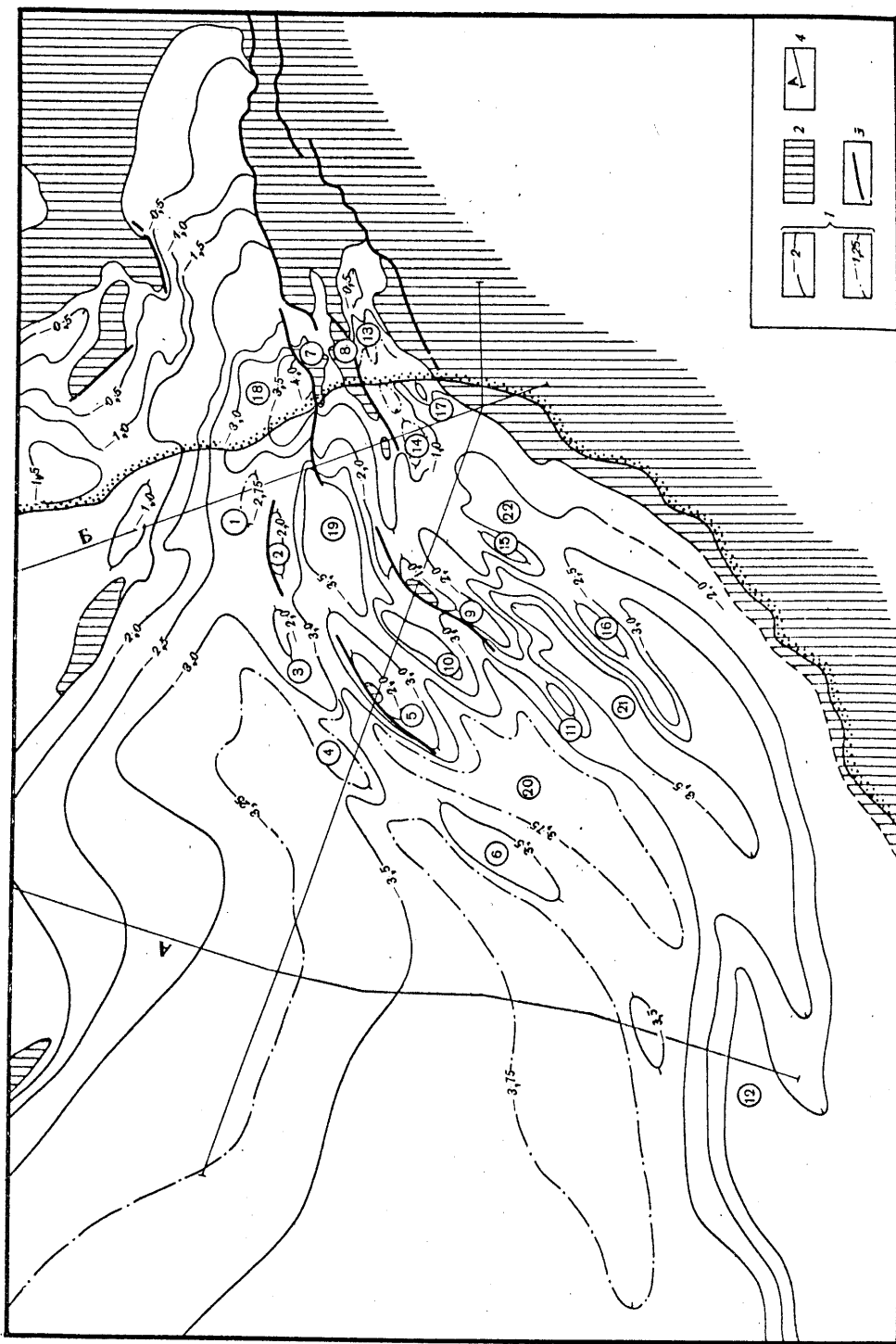
разреze среднеэоценовых отложений Аджарии и Гурии мелководной фауны и значительного количества грубообломочного терригенного материала. К началу позднего эоцена море покинуло центральную часть Аджаро-Триалет [4, 5]. В то же время в Черноморской впадине продолжалось интенсивное некомпенсированное прогибание, сохранявшееся в течение всего кайнозоя. В позднем эоцене в Ахалцихской и Гурийской депрессиях отмечается новая трансгрессия моря, наступавшего со стороны Черноморской впадины. Позднеэоценовое прогибание уступает по интенсивности среднеэоценовому, но тем не менее мощность накопившихся за это время осадков измеряется многими сотнями и тысячами метров. В Ахалцихской депрессии мощность адигенской и нададигенской свит, относящихся к верхнему эоцену, превышает 2,5 км. Не менее интенсивно прогибалась и Гурийская депрессия, на что указывают результаты глубокого бурения на площади Мериа — Чолоки. Особенно показательна в этом отношении скважина 1, которая, пройдя почти 3 км по вулканогенным породам, в интервале 2824—2861 м вскрыла пачку темно-серых карбонатных глин с микрофауной белоглинского горизонта. Ниже этой пачки скважиной пройдены еще 3 км вулканитов, очевидно, имеющих верхнеэоценовый возраст.

Помимо величин прогибания данные скв. 1 указывают еще и на полное замещение карбонатных фаций верхнего эоцена, развитых на северном борту Гурийской депрессии, вулканогенными фациями на ее южном борту. Больше того, они говорят о том, что мощный вулканогенный прогиб существовал здесь и в олигоцене, потому что трудно представить, чтобы вся 3-километровая эффузивная толща, перекрывающая глинистую пачку, соответствовала белоглинскому горизонту. Соотношение олигоценых вулканогенных формаций с одновозрастными песчано-глинистыми формациями Гурийского прогиба в настоящее время неясно. Решение этого вопроса оказало бы существенную помощь в изучении проблемы сочленения Аджаро-Триалет и Черноморской впадины.

Структура олигоцен-четвертичных отложений

По сравнению с палеоцен-эоценовым комплексом олигоцен-четвертичные отложения Гурийского прогиба изучены значительно лучше. В разрезе этой толщи выделяются отражающие горизонты, связанные с кровлей и подошвой плиоцена, подошвой мэотиса, кровлей майкопской серни. Возрастная привязка отражающих горизонтов достаточно надежна — на востоке они хорошо сопоставляются с соответствующими стратиграфическими поверхностями, вскрытыми скважинами в прибрежной полосе Гурийского прогиба, а на западе совпадают с одноименными горизонтами, прослеженными из центральной части Черноморской впадины. Тектоника Гурийского прогиба в целом имеет унаследованный характер, но в то же время олигоцен-четвертичная толща отличается более сложной структурой, а иногда и несовпадением направления складок по сравнению с подстилающим палеоцен-эоценовым комплексом (рис. 3). Усложнение происходит главным образом за счет появления дополнительных антиклинальных складок диапирового типа, развитых в пластичной глинистой толще майкопа и миоцена вдоль крутых склонов палеоцен-эоценовых поднятий. Из таких складок прежде всего следует отметить Земо-Натанебскую антиклиналь, приуроченную к северному крутому крылу Натанебского поднятия.

Земо-Натанебская антиклиналь хорошо выражена на суше, где в ее ядре обнажаются отложения среднего миоцена. На побережье она разбурена тремя глубокими скважинами, вскрывшими отложения майкопской серни. По материалам сейсморазведки Земо-Натанебская складка непрерывно прослежена на 25 км от берега моря. На сейсмопрофилях она чаще всего записывается в виде зоны потери корреляции верхних отражающих горизонтов, ниже которой следует моноклинально погружающийся к северу горизонт в кровле эоцена (рис. 2, Б).



На западе Земо-Натанебская антиклиналь через небольшую седловину соединяется с Чаквинской антиклиналью, представляющей собой крупную асимметричную складку, опрокинутую на северо-запад. Крутое северо-западное крыло складки осложнено разломом, по которому отложения среднего миоцена — сармата, выходящие в ядре складки на дно моря, надвинуты на плиоцен-четвертичные образования соседней синклинали. Амплитуда разлома по подошве мэотиса достигает 2 км. Чаквинская антиклиналь протягивается на юго-запад до подножия континентального склона, а затем сменяется Чахатской антиклиналью, которая в свою очередь связана пологой седловиной с Трабзонским поднятием.

Перечисленные структуры образуют Земо-Натанебскую антиклинальную зону, не выраженную по кровле эоцена, которая в пределах акватории разделяет Хриалетскую и Араклинскую синклинали. На суше Земо-Натанебская антиклиналь и смежные с ней синклинальные складки расположены между переклиналями Гуриисмтебского и Натанебского поднятий, благодаря чему по подошве мэотиса эти поднятия уже не читаются как единая антиклинальная зона. Натанебское поднятие вместе с Батумской и Кобулетской складками образуют южную цепочку антиклинальных структур Гурийского прогиба, в которую входит также Мерийская антиклиналь, расположенная на суше.

Западным продолжением Гуриисмтебского поднятия в структуре олигоцен-четвертичной толщи является Супсинская антиклиналь, сложенная на поверхности нижне- и среднесарматскими отложениями. Антиклиналь асимметрична: на южном ее крыле слои падают под углом 25—30°, а на северном — под углом 70—85°. Западная переклиналь Супсинской складки расположена на шельфе. По сейсмическим профилям она прослеживается в широтном направлении примерно на 15 км от берега моря, а затем затухает в верхней части континентального склона. Северное крыло антиклинали осложнено крупным надвигом, горизонтальная амплитуда которого составляет 2—3 км, а амплитуда вертикального смещения — 2—2,5 км. В сторону Черноморской впадины интенсивность подвижек по надвигу быстро уменьшается. На прибрежных профилях амплитуда смещения подошвы мэотиса составляет 1—1,2 км, затем она уменьшается до 200—300 м, и разлом затухает, не выходя за пределы шельфа.

Лучше других структур палеоцен-эоценовой толщи в олигоцен-четвертичных отложениях сохраняется Рионо-Трабзонская антиклинальная зона. Помимо упоминавшегося выше Григолетского поднятия в эту зону входят пять кулисообразно расположенных структур, образующих северную цепочку антиклиналей Гурийского прогиба. Григолетская брахантиклиналь, наиболее крупная из структур этой зоны, еще один пример надфлексурных складок нагнетания, развитых в олигоцен-четвертичных отложениях. Антиклиналь приурочена к северо-западному крутому крылу одноименного поднятия палеоцен-эоценовых пород. Складка наклонена на северо-запад и сопровождается взбросом с амплитудой по подошве мэотиса 1,5 км. В юго-восточном надвинутом крыле складки миоценовая толща выходит непосредственно под подошву четвертичных отложений (рис. 2, В).

Основные этапы развития Гурийского прогиба отражаются в распределении мощностей отложений майкопской серии, миоцена и плиоцена. В конце эоцена в Гурии отмечается регрессия моря, отступающего из краевых частей бассейна. К этому времени относится окончательное

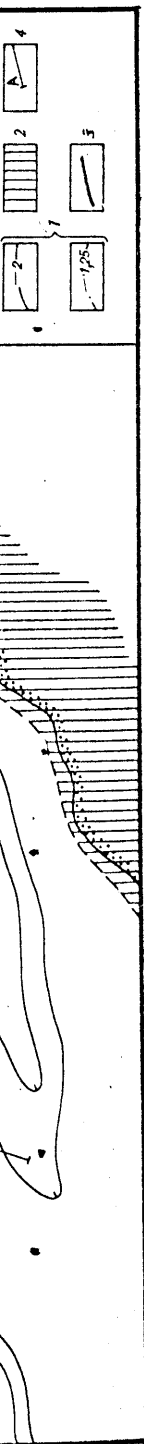


Рис. 3. Структурная карта Гурийского прогиба по подошве мэотиса
1 — изогипсы подошвы мэотиса: а — основные, через 1,0 и 0,5 км, б — дополнительные, через 0,25 км; 2 — области отсутствия отложений мэотиса; 3 — разломы; 4 — линии сейсмогеологических разрезов, изображенных на рис. 2. Цифры на схеме в кружках — антиклинали: 1 — Малтакинская, 2 — Хидмагальская, 3 — Рионская, 4 — Западно-Рионская, 5 — Григолетская, 6 — Махарадзе, 7 — Супсинская, 8 — Земо-Натанебская, 9 — Чаквинская, 10 — Урекская, 11 — Чахатская, 12 — Трабзонская, 13 — Мерийская, 14 — Натанебская, 15 — Батумская, 16 — Кобулетская, 17 — Чолокская; синклинали: 18 — Рионо-Супсинская; 19 — Хриалетская, 20 — Морская, 21 — Араклинская, 22 — Чолокская

разделение Гурийского прогиба и Ахалцихской депрессии, которая утратила связь с Черноморской впадиной и уже в конце олигоцена была заполнена осадками. В раннем миоцене в Ахалцихской депрессии накапливалась песчано-глинистая угленосная толща, сменившаяся в сармате — плиоцене континентальными вулканогенными образованиями годерзской свиты.

Иначе развивался Гурийский прогиб, большая часть которого оставалась глубоководной вплоть до конца сармата. К началу олигоцена намечались основные антиклинальные и синклиналильные зоны прогиба, формировавшиеся в течение всего майкопа. Майкопские отложения выклиниваются на своде Трабзонского выступа и уменьшаются в мощности до 0,5—0,8 км на Григолетском и Натанебском поднятиях, в то время как в Ланчхутско-Араглинской синклинали мощность их достигает 2,5—3 км. Майкопское время характеризуется энергичным погружением Западно-Восточно-Черноморской впадины, которое отчетливо проявляется и в Гурийском прогибе. Максимальная мощность майкопа сосредоточена в юго-западной части прогиба, где она сопоставима с мощностью одновозрастных отложений глубоководной впадины. В восточной части прогиба мощность майкопа значительно меньше и не превышает 0,5—1 км.

В среднем миоцене — сармате Гурийский участок прогибался сильнее остальной площади Восточно-Черноморской впадины. Во впадине мощность отложений этого возраста составляет около 1,5 км, а в Гурийском прогибе она достигает максимальных для всего Черноморского региона значений — 3,2—3,4 км. Причем такая мощность наблюдается не только в юго-западной, но и в восточной части прогиба, где она определена скважинами Супсинской площади. Григолетское поднятие, отчетливо выраженное в майкопе, втягивается в общее прогибание и проявляется лишь в незначительном уменьшении мощности миоцена, которая, впрочем, даже на своде антиклинали больше, чем в глубоководной впадине. Относительную устойчивость сохраняют только Натанебское поднятие и Трабзонский выступ, на которых мощность среднего миоцена — сармата не превышает 1—1,5 км.

Граница глубоководного бассейна в олигоцене — миоцене располагалась значительно восточнее современного ее положения и проходила примерно вдоль линии, соединяющей западные периклинали Гулиани-Акетской, Банлетской и Чолокской антиклиналей. С этой полосой связаны многие явления, которые указывают на древний континентальный склон: трансгрессивное залегание олигоцена — миоцена, быстрое увеличение мощности этой толщи, оползневые процессы, установленные в ряде мест по своеобразным выходам майкопа и среднего эоцена среди поля сарматских отложений. Здесь же происходит заметное уменьшение доли грубообломочного материала. Так, в Чохатурской депрессии майкопская серия представлена песчаниками и конгломератами олигоцена и глинами нижнего миоцена, а в западной Гурии весь разрез майкопа сложен темно-серыми некарбонатными глинами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Сходное изменение фаций наблюдается и в отложениях среднего миоцена — сармата: в краевой зоне бассейна разрез обогащен песчаниками и конгломератами, содержащими повышенное количество бентосной фауны, а в центральной части прогиба преобладают монотонные серые карбонатные глины, вскрытые глубокими скважинами Земо-Натанебской площади.

Олигоцен-миоценовое прогибание, по-видимому, достигло максимума в начале среднего сармата, когда на всей территории Гурии накапливались глинистые осадки тхинвальской свиты. Во второй половине среднего сармата и в позднем сармате прогибание замедляется, и глинистые отложения сменяются регрессивной песчано-конгломератовой толщей, распространенной в западной части Гурийской депрессии. Граница глубоководного бассейна постепенно смещается к западу. К началу эоцена вся восточная часть прогиба, вплоть до подножия современного континентального склона, представляла собой сравнительно мелководную зону, о чем говорят отчетливые следы размыва сарматских отложений.

читающиеся на сводах Григолетского, Натанебского и Чаквинского поднятий.

В конце сармата сложился современный структурный план майкопских и олигоцен-миоценовых пород, практически без изменений унаследованный в плиоцене и антропогене. Мощность отложений майкопской серии и среднего миоцена — сармата, как это видно на сейсмогеологических разрезах (рис. 2), примерно одинакова в синклиналях и на сводах антиклиналей, а мощность мэотиса — плиоцена резко изменяется от 2 км до 200 м. Такое соотношение мощностей довольно точно определяет послесарматский возраст большинства складок Гурийского прогиба. Исключения составляют главные антиклинали Рионо-Трабзонской зоны и Натанебское поднятие, формирование которых началось еще в предолигоценную эпоху.

В мэотисе ось Гурийского прогиба смещается к северу, причем в пределах современной суши и шельфа, где складки олигоцен-миоценовой толщи, по-видимому, поднимались над уровнем моря, смещение было максимальным, и здесь прогибание наложилось уже не на северный склон Аджаро-Триалет, а на структуры Колхидской впадины. Естественно, что не располагая достаточными сведениями о геологическом строении акватории, большинство исследователей рассматривали эту область как наиболее погруженную часть Грузинской глыбы, известную в литературе под названием Рионо-Супсинского прогиба, или Рионо-Чаладидского синклинория [3]. Больше того, такие факты, как отсутствие майкопских и миоценовых отложений в скважинах Центрально-Колхидского поднятия и трансгрессивное залегание мэотиса на карбонатной пачке верхнего мела — эоцена, привели к мысли о том, что Рионо-Супсинский прогиб наложился на приподнятую зону, служившую в олигоцене — миоцене источником терригенного материала. Этому способствовало отсутствие сведений о майкопских и миоценовых отложениях в центре прогиба, где скважины не выходят из мэотиса.

Однако в последнее время выяснилось, что Рионо-Супсинский прогиб выполнен не только отложениями мэотиса, плиоцена и антропогена, но и достаточно мощной толщей миоцена и майкопской серии. По сейсмическим профилям МОГТ, пройденным в море севернее гурийских складок, олигоцен-четвертичная толща выполнения глубоководной впадины непрерывно прослеживается на суше. На суше олигоцен-миоценовый комплекс мощностью от 400 до 1200 м вскрыт скважинами Лесской площади, расположенной на северном борту Рионо-Супсинского прогиба. С другой стороны, на акватории моря зона больших мощностей мэотиса — плиоцена (> 2 км), характерных для Рионо-Супсинской депрессии, протягивается не в широтном направлении, вдоль структур Грузинской глыбы, а на юго-запад, занимая Хриалетскую и Араклинскую синклинали Гурийского прогиба. Становится очевидным, что разрез Рионо-Супсинской депрессии мало отличается от разреза Гурийского прогиба и что эти структуры представляют собой две ветви единой зоны прогибания. На первый взгляд это не согласуется с известными данными по суше. В Гурийский прогиб обычно включают только его южную часть, лежащую за Супсинским надвигом. В этой части прогиба обнажаются мощные складчатые толщи миоцена и сравнительно маломощные отложения плиоцена, в то время как Рионо-Супсинская депрессия — это область распространения мощных пологолежащих плиоцен-четвертичных осадков. Но материалы морской сейсморазведки доказывают, что Супсинский надвиг вовсе не является границей между миоценовым и плиоценовым прогибами. Разлом практически не отражается в мощности майкопа и миоцена, а влияние его на распределение мощностей плиоцен-четвертичных образований ничем не отличается от влияния других разломов, осложняющих крутые северные крылья антиклиналей Гурийского прогиба. Граница между собственно Гурийским прогибом, в том смысле, который придается ему на суше, и Рионо-Супсинской депрессией отчетливо выражена только на востоке, где их разделяет Гуризмтебское поднятие, сложенное эоценовыми и верхнемеловыми породами. На запад поднятие

быстро погружается, и эти две ветви одного прогиба сливаются между собой.

Основное различие между Рионо-Супсинской депрессией и Гурийским прогибом заключается в форме залегания олигоцен-четвертичных пород. Столь же резко по этому признаку Гурийский прогиб отличается от Восточно-Черноморской впадины. Кроме того, он достаточно отчетливо обособляется в мощностях неогена. Но наметить какую-то естественную границу распространения отложений Восточно-Черноморской впадины и Гурийского прогиба невозможно. Все толщи выполнения глубоководной впадины, от майкопской до четвертичной, постепенно переходят в однообразные образования Гурийского прогиба. По существу Гурийский прогиб является юго-восточной окраиной Черноморской впадины, перекрывающей преимущественно вулканогенно-флишевый складчатый комплекс Аджаро-Триалет, и только на севере, в Рионо-Супсинской депрессии, — платформенный комплекс Грузинской глыбы. Своеобразие тектоники и истории развития этой части Черноморской впадины объясняется влиянием тектонических движений, происходивших в кайнозое в Аджаро-Триалетской зоне.

Выводы

Сейсмические исследования МОГТ, проведенные в последние годы, показывают, что в структуре палеоцен-эоценовых пород Гурийский участок Черноморской впадины соответствует северному погруженному склону Аджаро-Триалетской зоны. Как и на прилегающей суше, палеоцен — эоцен представлен здесь вулканогенными отложениями, имеющими мощность от 3 до 5 км и смятыми в линейные и брахиформные складки.

На западе Аджаро-Триалетский прогиб постепенно переходит в Черноморскую впадину. Во впадине палеоцен — эоцен представлен пологолежащей терригенно-карбонатной толщей, мощность которой около 3 км. Смена формационного состава палеоценовых отложений происходит в районе фронтальных складок Аджаро-Триалетской зоны.

Черноморская впадина существует как глубоководный тектонический прогиб по крайней мере с начала палеогена. О глубоководном характере впадины в палеоцене — эоцене говорит прямое соединение ее с Аджаро-Триалетским вулканогенно-флишевым прогибом и разрыв палеогеновой толщи на ее бортах, свидетельствующий о том, что бортам впадины морфологически соответствовали континентальные склоны.

Глубоководные условия в Черноморской впадине сохранялись и в олигоцене — миоцене. В юго-восточной ее части в это время обособился Гурийский прогиб, вытянутый вдоль растущего горного сооружения центральной зоны Аджаро-Триалет. Почти на всем своем протяжении Гурийский прогиб перекрывает вулканогенно-флишевый комплекс северного погруженного склона Аджаро-Триалет и только на севере, в Рионо-Супсинской депрессии, — платформенный комплекс Грузинской глыбы.

Складчатая структура Гурийского прогиба сформировалась в результате тектонических движений, происходивших в Аджаро-Триалетской зоне. Наиболее интенсивные движения отмечаются в конце сармата, когда сложился близкий к современному структурный план кайнозойской толщи. Тектоника Гурийского прогиба в целом имеет унаследованный характер, но в то же время в пластичной глинистой толще майкопа и миоцене иногда наблюдаются антиклинальные складки диапирового типа, не выраженные по кровле эоцена, за счет чего олигоцен-четвертичные отложения отличаются более сложной структурой по сравнению с подстилающим палеоцен-эоценовым комплексом.

В Рионо-Супсинской депрессии, не затронутой складчатыми движениями, олигоцен-четвертичные слои залегают почти горизонтально. Однако принципиальное сходство разреза Рионо-Супсинской депрессии и Гурийского прогиба, установленное морской сейсморазведкой, свидетельствует о том, что эти структуры представляют собой две ветви единой зоны прогибания, являющейся юго-восточной окраиной Черноморской впадины.

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, с. 78—94.
2. *Басенцян Ш. А., Филипенко А. И., Свистунов Ю. И., Шенгелия М. И., Шлезингер А. Е., Янишин А. Л.* Структура осадочного чехла юго-восточной части Черного моря по сейсмическим материалам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 5—18.
3. *Вахания Е. К.* Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью).— Тр. Груз. отд. ВНИГПИ. Тбилиси, 1973, вып. 151, 336 с.
4. *Гамкрелидзе И. П.* Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза.— Тр. Геол. ин-та АН СССР. Нов. сер. Тбилиси, 1976, вып. 52, 226 с.
5. Геология СССР. Т. X, Грузинская ССР. М.: Недра, 1964. 655 с.
6. *Горшков А. С.* О морском продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 111—120.
7. *Терехов А. А.* Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ).— Геотектоника, 1979, № 2, с. 108—120.
8. *Туголесов Д. А.* Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—86.
9. *Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М.* Опыт изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря.— Сов. геология, 1982, № 6, с. 73—82.

ПО «Южморгеология»,
Геленджик

Поступила в редакцию
6.VIII.1984

ются между

и Гурийским
ичных пород.
ается от Во-
о отчетливо
естественную
ой впадины
глубоковод-
переходят в
ству Гурий-
й впадины,
складчатый
сниской деп-
Своеобразие
дцы объяс-
в кайнозой в

едние годы,
ийский учас-
енному скло-
палеоцен —
ощими мощ-
кладки.

одит в Чер-
лен полого-
около 3 км.
онсходит в

ктонический
м характере
е с Аджаро-
алгееновой
адины мор-

ались и в
обособился
кения цент-
нии Гурий-
северного
Риопо-Суп-
лыбы.

ь ■ резуль-
риалетской
мата, когда
йской тол-
ный харак-
и миоцена
ипа, не вы-
ые отложе-
подстилаю-

ми движе-
ально. Од-
епрессии и
свидетель-
ви единой
номорской