АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. В. ШАРКОВ

ГЕОЛОГИЯ ПОДВОДНОГО СКЛОНА ЗАПАДНОГО БЕРЕГА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

К Парфентьеву 1964 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ЛАБОРАТОРИЯ АЭРОМЕТОДОВ
ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА СССР

55

В. В. ШАРКОВ

ГЕОЛОГИЯ ПОДВОДНОГО СКЛОНА ЗАПАДНОГО БЕРЕГА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

(от г. Махачкала до устья р. Куры)

2672

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва—Ленинград
1964

Институт Геологических Наук АН Арм. ССР Библиотека

АННОТАЦИЯ

На основе использования материалов аэрофотосъемки рассматриваются геологическое строение и рельеф дна подводного склона западного берега Каспийского моря от устья р. Куры до г. Махачкала, история развития рельефа дна на фоне истории котловины Каспийского моря и юго-восточного окончания горных сооружений Большого Кавказа.

Издание рассчитано на геологов и геоморфологов.

Ответственный редактор

А. И. МОРОЗОВ

ВВЕДЕНИЕ

Неисчислимые богатства нефти, таящиеся в недрах дна, огромные рыбные ресурсы и большое общее народохозяйственное значение Каспийского моря вызвали исключительные по разнообразию и объему исследования этого бассейна. В результате Каспийское море является одним из наиболее хорошо исследованных морских бассейнов не только в Советском Союзе, но и в мире. Здесь выполнены гидрографические и гидрологические работы; почти вся площадь покрыта гравиметрической и аэромагнитной съемкой; центральные части моря пересечены рядом профилей глубокого сейсмического зондирования. На прибрежных нефтеносных площадях Азербайджанской ССР, Туркменской ССР и Дагестанской АССР выполнен большой объем структурно-поискового и разведочного бурения, произведены детальные сейсморазведочные и электроразведочные работы; ряд участков подвергся картировочному бурению с судов и, наконец, дно некоторых участков было изучено с помощью водолазных работ.

Все эти исследования позволили выявить многие важные геологические и геоморфологические особенности дна Каспийского моря. Однако его изучение, как изучение дна любого другого водоема, сопряжено с большими трудностями, так как объект исследования (дно) отделен от исследователя толщей воды и поэтому является малодоступным для непосредственных наблюдений.

Учитывая это, Лаборатория аэрометодов АН СССР, по инициативе члена-корр. АН СССР Н. Г. Келля, поставила экспериментальные аэрогеологические работы на прибрежных участках Каспия с целью получения фотоизображения морского дна и разработки методики полевого и камерального геолого-геоморфологического дешифрирования аэроснимков морского дна.

На акватории западного побережья Каспия экспериментальные аэрогеологические работы выполнялись под научным руководством автора с 1951 по 1953 г. включительно, а затем в 1955 и 1959 гг. были проведены дополнительные исследования. В процессе этих работ удалось не только решить методические вопросы, но и собрать значительный фактический материал по геологическому строению и рельефу морского дна подводного склона акватории, ограниченной на севере широтой г. Махачкала, а на юге широтой устья р. Куры. Эти материалы и легли в основу настоящего труда, в котором автор полагает разрешить следующие задачи.

1. Осветить специфику применения аэрометодов при геолого-геоморфологических исследованиях морского дна на примере мелководной зоны подводного склона западного берега Каспийского моря.

2. Выявить основные черты геоморфологического строения подводного склона Кавказского побережья Каспия и дополнить существующие представления о его геолого-тектонической структуре новыми данными.

3. Рассмотреть основные рельефообразующие факторы, под действием которых происходит формирование подводного рельефа в мелководной зоне западного побережья Каспийского моря.

4. Установить основные этапы развития рельефа подводного склона западного побережья Каспийского моря на фоне его истории в целом.

Своеобразие проведенной работы определяется применением специфической методики при изучении строения морского дна. Впервые в широком масштабе была выполнена аэрофотосъемка подводных объектов и осуществлено камеральное и полевое дешифрирование их на снимках.

Принципиально возможность применения аэрометодов для геолого-геоморфологического и географического изучения морского дна, как и для суши, сводится к тому, что уже при современной разрешающей способности объективов аэрофотоаппаратов и фотоматериалов на аэрофотоснимках изображается большинство подводных объектов, а анализ фотоизображений позволяет опознать и тем самым установить их под толщей воды. Этим решается одна из наиболее трудных задач при изучении морского дна — выявление подводных объектов.

Аэроснимки, отражая ландшафты морского дна, позволяют не только опознать подводные объекты, установить их размеры, форму, распространение, но и выявить природу многих других объектов и явлений, которые могли не найти отражения в фотоизображении. Зная ландшафтные зависимости одних объектов от других, можно по опознанному объекту судить о наличии и свойствах прямо не отраженных на снимках предметов. Например, на аэрофотоснимках хорошо изображается морская трава (*Zostera*). Последняя всегда приурочена к рыхлым морским осадкам, обычно песчаным илам или илистым пескам. Опознавая морскую траву, мы тем самым устанавливаем, что в данном месте морского дна распространены рыхлые осадки, представленные песчаными илами. Рельеф и микрорельеф дна во многом зависит от вещественного состава обнажающихся горных пород, от их структурных и текстурных признаков и т. д. Анализируя распространение различных типов рельефа и зная их зависимость от горных пород, мы можем устанавливать состав последних, а так как породы определенного вещественного состава обычно слагают и определенные стратиграфические горизонты или их комплексы, то представляется возможным по аэроснимкам определить и их относительный геологический возраст.

Кроме того, путем дешифрирования аэроснимков можно измерить элементы залегания пластов пород, их мощность, проследить простирание трещиноватости, контакты и т. д. При изучении рельефа аэроснимки позволяют получить данные по морфометрии, установить зависимость форм от вещественного состава пород, геологической структуры и т. д., а также определить и последовательность формирования различных форм рельефа.

Применение аэрофотоснимков при изучении морского дна лимитируется трудностями получения хорошо дешифрируемого аэрофотоизображения.

Следует отметить, что попытки применения аэрометодов для изучения морского дна были предприняты еще до работ Лаборатории аэрометодов.

Геолог С. Р. Зубер (1923) в своей небольшой статье о полете над островами Бакинского архипелага на Каспийском море отметил, что с самолета местами хорошо просматривается дно. Во время маршрута от промысла Биби-Эйбат к островам Булла, Дуванный, Глиняный им было даже сделано несколько снимков дна обычным фотоаппаратом. Он обращает внимание на то, что на полученных им снимках хорошо опознаются подводные луга (заросли морской травы), выходы коренных пород, участки дна, сложенные песками, грязевые вулканы и т. д. В 1933 г. А. К. Дар-

гевич в журнале «Азербайджанское нефтяное хозяйство» опубликовал статью, в которой на основании опыта С. Р. Зубера и материалов аэрофотосъемки Сальяно-Ширванского участка пишет: «Реальность возможности и технической осуществимости съемки прибрежной полосы Каспийского моря в пределах Апшеронского и Бакинского архипелагов следует считать положительной. Тем не менее воздушную фотосъемку морской поверхности специально для целей геологоразведочных работ нужно считать делом новым, требующим выработки особых методов и форм технического выполнения уже в процессе самой съемки» (стр. 11).

В 1947 г. по инициативе М. В. Кленовой Центральным научно-исследовательским институтом геодезии, аэросъемки и картографии (ЦНИИГАиК) были сфотографированы некоторые участки морского дна Приапшеронского района для Азербайджанской нефтяной экспедиции СОПСа АН СССР. На полученных аэрофотоснимках в прибрежных частях Апшеронского полуострова, о-вов Артема и Жилого можно видеть подводные выходы коренных пород, их простирание и небольшие разломы. Наибольшая глубина, на которой было получено фотоизображение морского дна, достигала 5 м.

Все вышеотмеченные работы доказали возможность при известных условиях получить аэрофотоизображение морского дна и использовать его для изучения геолого-геоморфологического строения. Однако небольшие площади, на которых было получено фотоизображение дна, не позволили применить аэрометоды для решения конкретных геологических задач.

Аэрофотосъемка морского дна на других морях, предпринимавшаяся до наших работ, выполнялась не в связи с геологическими исследованиями, а для разведки морских водорослей (Cameron, 1950, 1952), изучения берегов (Mc Cardy, 1947, 1950), океанологических работ (Seiwell, 1949; Moore, 1947) и др.

При наших работах методы получения хорошего аэрофотоизображения морского дна разработаны А. Г. Калько, выполнившим исследования под руководством К. С. Ляликова.

В результате работ при сравнительно мутной воде Каспийского моря удалось получить дешифрируемое изображение морского дна при глубинах до 12—15 м; в отдельных случаях на западном берегу была достигнута глубина фотографирования дна до 17 м, а на восточном даже до 22—23 м.

Полученные аэрофотоизображения для обширных, правда, изолированных площадей, позволили провести опытные геолого-геоморфологические исследования, результаты которых обобщаются в настоящей работе.

Несмотря на то, что при геологических исследованиях в нашей стране в последние годы аэрометоды получили весьма широкое применение, в практике геологов-нефтяников этот несомненно прогрессивный метод используется пока очень слабо. Мы считали бы свою задачу выполненной, если бы данная работа послужила стимулом для внедрения аэрометодов в практику геологов и геоморфологов Кавказа, а также исследователей, занимающихся изучением строения морского дна.

В сборе полевых материалов, кроме автора, принимали участие кандидаты географических наук З. И. Гурьева, Ф. С. Зубенко, научные сотрудники Б. И. Кошечкин, К. М. Петров, Ю. Д. Шариков и А. И. Бабков. В работах первого года некоторое участие принимали сотрудники Лаборатории А. И. Виноградова и Н. В. Кобец.

Микропалеонтологические анализы образцов, поднятых с морского дна, выполнены азербайджанскими микропалеонтологами Г. К. Каси-

мовой и С. А. Кулиевой; макрофауна определена ст. научным сотрудником ВСЕГЕИ Н. С. Волковой.

Все приложенные к работе карты составлены в соавторстве с З. И. Гурьевой, которая принимала активное участие в обработке фактического материала.

При проведении полевых работ неизменную поддержку и помощь оказывали геолог Е. Я. Дмитриев, главный геолог бывшего Министерства нефтяной промышленности СССР М. Ф. Мирчинк, руководители и сотрудники Объединений «Азморнефть» и «Азнефть» А. А. Якубов, В. С. Мелик-Пашаев, К. А. Мамедов, А. Л. Путкарадзе и А. П. Ушаков, сотрудники Института геологических наук АН СССР М. В. Кленова, В. Ф. Соловьев, Геологического института Академии наук Азербайджанской ССР М. В. Абрамович, И. И. Потапов и Д. М. Сулейманов, сотрудники треста «Дагнефть» С. Э. Муссаев и А. Н. Николенко.

Всем этим лицам за оказанную помощь и консультации автор приносит искреннюю благодарность.

Глава I

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДВОДНОГО СКЛОНА

Характеристика физико-географической обстановки в данной работе имеет особое значение, поскольку она определяет природные условия получения фотоизображения морского дна и полевого дешифрирования аэроснимков, а также помогает понять генезис некоторых форм подводного рельефа.

Автор не ставит задачи дать исчерпывающую физико-географическую характеристику исследованной акватории, но надеется подчеркнуть те особенности природной обстановки, которые представляют интерес для указанных целей.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ, ГРАНИЦЫ И РАЙОНИРОВАНИЕ ИССЛЕДОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Границами исследованной акватории на востоке служит изобата в 20—25 м, на западе — береговая линия, а с юга и севера — параллели 39° 00′ и 43°00′ с. ш. Для увязки строения морского дна и суши были проведены береговые маршруты, охватившие полосу побережья шириной от нескольких десятков метров до нескольких километров (рис. 1, см. вкладку).

В целом участок вытянут с севера на юг на 450 км, при ширине акватории от 5—6 до 20—25 км. Общая площадь составляет около 17 000 км², в том числе на море приходится около 14 000 км².

Детальные работы выполнены на акваториях, для которых удалось получить более или менее хорошее фотоизображение морского дна. Такими исследованиями охвачен подводный склон Дагестанского побережья от мыса Буйнак до мыса Башлы, Прикаспийского района Азербайджанской ССР — от мыса Амия до мыса Килязинская коса, Приапшеронского района — к северу и к востоку от Апшеронского полуострова вплоть до о-вов Нефтяные Камни и, наконец, в районе Бакинского архипелага. В последнем районе более подробно изучены площади около о-вов Дуванный, Булла, Глиняный, Свиной, Лось, банки Кумани и т. д. На участках, где по тем или иным причинам аэрофотосъемочные работы не были выполнены, проведен ряд маршрутов, сопровождавшихся сбором образцов приборами, эхолотными промерами глубин, а в целом ряде пунктов осуществлены водолазные исследования. К таким участкам относится подводный склон между мысом Буйнак и г. Махачкала, между мысами Башлы и Амия, к югу от Апшеронского полуострова и т. д.

В пределах указанных границ на подводном склоне выделяется шесть ландшафтных районов, отличающихся друг от друга некоторыми особен-

ностями рельефа, донной фауны, подводной растительности и своеобразием гидрологического режима.

Это следующие районы (с севера на юг): Дагестанский, Кусаро-Дивичинский, Прикаспийско-Приапшеронский, Джейранкечмесский, район Бакинского архипелага и Нижнекуринский. Предложенные названия ландшафтных районов подводного склона дают точную ориентировку по отношению хорошо известных участков берега и в то же время соответствуют крупным геолого-структурным элементам суши, продолжающимся в море.

Дагестанский район захватывает участок подводного склона от г. Махачкала до устья р. Рубас-чай. Кусаро-Дивичинский — на юге ограничен широтой мыса Амия (Чандагар). Прикаспийско-Приапшеронский — простирается на юг примерно до широты мыса Шихов; он включает в себя весь Апшеронский архипелаг, в том числе и Нефтяные Камни. Джейранкечмесский район простирается примерно до мыса Сангачал. Район Бакинского архипелага охватывает акваторию между мысом Сангачал и устьем р. Куры. И, наконец, Нижнекуринский район занимает крайнюю южную часть акватории, примыкающую к устью р. Куры.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ПОДВОДНОГО СКЛОНА

Прежде чем приступить к краткой характеристике рельефа подводного склона, описание которого более подробно будет дано в главе «Геоморфология», необходимо познакомиться, хотя бы в самых общих чертах, с особенностями рельефа Каспийского моря в целом, без чего многие черты строения прибрежной отмели и подводного склона не могут быть поняты.

Каспийское море, согласно общепринятой схеме, делится на четыре крупные части: Северный Каспий, Средний Каспий (Дербентская котловина), Апшеронский порог и Южный Каспий. Иногда выделяют еще и Мангышлакский порог, располагающийся на границе Северного и Среднего Каспия. Последний в рельефе морского дна, если не считать ряд песчаных банок и островов, не выражен, но имеет существенный геолого-структурный смысл.

Южную границу Северного Каспия проводят от о. Чечень к п-ову Тюб-Караган. Глубины в этой части моря составляют в среднем 3—4 м и не превышают 20 м. Рельеф дна выравненный. Многочисленные острова и банки сложены преимущественно песком и ракушей. Своеобразными формами рельефа здесь являются затопленные долины (Уральская бороздина) и бугры Бэра в устьевой части р. Волги.

В пределах Среднего Каспия, ограниченного с юга Апшеронским порогом, располагается глубоководная Среднекаспийская, или Дербентская, котловина с максимальной глубиной в 788 м. Котловина имеет асимметричный характер с максимальными глубинами вблизи западного берега. На западе, напротив Яламинских рыбных промыслов, изобаты в 100 и 600 м отстоят от берега соответственно на 18—27 и 36 км, в то время как на противоположном берегу они удалены от берега до 210 км. Западный борт Дербентской котловины крутой, восточный — пологий. На склонах располагаются подводные долины и ступени.

К югу от Дербентской котловины находится узкая относительно мелководная полоса, известная под названием Апшеронского порога, или Апшеронского вала. Апшеронский порог, отделяющий Средний Каспий от Южного, протягивается от Апшеронского полуострова к Красноводскому

и Челекенскому полуостровам. На западе ширина порога около 60 км; к востоку он сильно расширяется и незаметно сливается с мелководьем восточного берега, где все же наблюдается подводный вал, протягивающийся от банки Ливанова к п-ову Челекен. Наибольшая глубина над порогом, достигающая 198 м, располагается восточнее Нефтяных Камней, ближе к западному побережью моря.

Порог отличается асимметричным строением. Его северный склон относительно пологий, южный — крутой. Последний изрезан многочисленными подводными долинами, которые М. В. Кленова (1962) считает эрозионными. Эти долины врезаны в поверхность порога до глубины в 450 м. На участке максимальных глубин рельеф имеет волнистый характер.

До самого последнего времени считалось, что Южный Каспий представляет собой чашеобразную котловину с крутыми склонами и ровным плоским дном. Предполагалось, что резко пересеченный рельеф в районах Бакинского архипелага и на противоположном берегу, около п-ова Челекен, характерен только для прибрежных частей.

Работы В. Ф. Соловьева, Л. С. Кулаковой и Г. В. Агаповой (1959) показали, что эти представления о рельефе глубоководной части Каспия не отвечают действительности. По данным эхолотных промеров установлено, что рельеф здесь отличается сложным строением. На участках детальных работ выявлены системы подводных хребтов, вытянутых по мере приближения к югу преимущественно в субмеридиональном направлении. При максимальной глубине в Южнокаспийской котловине в 998 м эти хребты достигают превышений в 400—500 м. Как справедливо отмечают вышеупомянутые авторы, хребты не могут иметь эрозионное происхождение, а обусловлены тектоникой.

Для Южного Каспия, как и для Среднего, характерна более узкая полоса мелководья у западного берега. В среднем ширина мелководья на западе оценивается в 42 км, а на востоке она достигает 130—180 км.

Исследованная нами акватория приурочена к западному побережью Среднего и Южного Каспия и к Апшеронскому порогу.

Рельеф подводного склона Дагестанского побережья до глубины в 20 м отличается мелкой, но достаточно резкой пересеченностью. Здесь во многих пунктах на дне обнажаются коренные породы. Современные грунты характеризуются пестротой состава и представлены песками, ракушей, ракушей с илом, реже илом.

Известняки и песчаники образуют подводные гряды, а также отдельные подводные и надводные камни с относительной высотой от 2—3 до 6—8 м.

В районе г. Дербента до глубины 20 м распространен ступенчатый бенч, выраженный в виде слабо наклонных в сторону моря площадок, сложенных известняками. В сторону суши площадки обрываются крутыми обрывами в 2—3 м относительной высоты.

Мористее изобаты в 20 м располагается подводная равнина с пологим наклоном поверхности в сторону моря. На севере района равнина относительно широкая и значительно сужается к югу.

Рельеф подводного склона Кусаро-Дивичинского района характеризуется исключительно аккумулятивными формами. Это район сплошного и мощного развития современных отложений, представленных грубозернистыми, преимущественно песчаными и песчано-ракушечными отложениями у берега, сменяющимися с увеличением глубины песчаными илами и илами. Далее в море, в полосе западнобережного течения Каспийского моря вновь наблюдаются более грубые осадки (ракуша заиленная, песок). Нарастание глубин в пределах этого

района равномерное, за исключением участка Яламинских и Худатских рыбных промыслов (непосредственно к югу от авандельты р. Самура), где отмечается быстрое увеличение глубин и наблюдаются затопленные террасообразные формы рельефа с полого наклоненными площадками, ограниченными крутыми уступами. Вдоль береговой линии прослеживается 2—3 подводных вала, относительной высотой 1—2 м.

Крутой склон осложнен подводными долинами.

Южнее участка Яламинских и Худатских рыбных промыслов, вплоть до мыса Амия, подводный склон имеет вид слабо наклонной (под углом в 0.5°) подводной аккумулятивной равнины. Вблизи берега на мелководье этого участка наблюдается 6 подводных валов высотой от 0.5 до 2 м.

Рельеф подводного склона Прикаспийско-Приапшеронского района в общих чертах сходен с рельефом Дагестанского побережья, но значительная часть площади, приуроченная к Апшеронскому порогу (Апшеронский архипелаг), характеризуется более сложным строением.

В пределах широкой полосы мелководья этого района вновь появляются многочисленные выходы коренных пород, образующие скалистые банки, подводные гряды, отдельные камни и многочисленные острова. Современные грунты имеют пестрый состав и незначительную мощность, варьирующую от 0 до 2—3 и редко до 20 м.

На севере района, в окрестностях мыса Амия, имеются три небольших скалистых острова, носящие общее название Наружные Камни. Морское дно между Наружными Камнями и мысом Килязинская коса изобилует подводными грядами, с относительными высотами от 2—3 м до 10 м. К юго-востоку от мыса Килязинская коса располагается о. Яшма, образованный выходами коренных пород, местами перекрытых ракушей.

Акватория к северу и к востоку от Апшеронского полуострова изобилует островами, банками, отдельными надводными камнями и подводными грядами, известными под названием Апшеронского архипелага. Последний начинается о-вами Камни Два Брата (см. приложение 2), находящимися в 20 км от северного берега полуострова, примерно на меридиане сел. Геродиль. К востоку-юго-востоку от о-вов Камни Два Брата располагается обширное мелководье — банка Апшеронская, юго-западнее которой дно осложнено поднятием банки Цюрупы. Между берегом на участке мыс Калагя — мыс Амбуранский, о-вами Камни Два Брата и банкой Цюрупы располагается так называемая Амбуранская мульда, полукольцом окруженная скалистыми банками, не имеющими собственных названий, за исключением банки Балахнина.

К востоку от Апшеронского полуострова возвышаются над водой самые крупные острова Апшеронского архипелага — о. Артема и о. Жилой.

Севернее первого простирается банка Дарвина. Между банками Балахнина и Дарвина располагается банка Опасная, а также резко пересеченный рельеф мелководья, примыкающего к Мардакянскому пляжу, и подводный грязевой вулкан Бузовнинская сопка. К юго-востоку от банки Апшеронской и к северо-востоку от банки Дарвина следует отметить отдельно стоящие скалистые банки Андриевского и Риф.

Остров Артема отделен от Апшеронского полуострова Апшеронским проливом, ныне перегороженным дамбой. Акватория между о. Артема и о. Жилым изобилует небольшими скалистыми островами. Между островами и вокруг них наблюдается большое количество подводных гряд, камней и песчаных мелей. На о-вах Жилом и Артема имеются небольшие грязевые вулканы и сальзы.

Восточнее о. Жилого располагается каменистая банка с выступающими над водой небольшими островками — Нефтяные Камни. Между последними и о. Жилым на дне моря возвышается подводный конус грязевого вулкана — Грязевая сопка.

К югу от Апшеронского полуострова можно отметить острова: Наргин, Вульф, Песчаный. Кроме того, здесь имеются более мелкие острова, а также ряд подводных каменистых гряд.

Таким образом, рассматриваемый район, как и район, примыкающий к Дагестанскому побережью, характеризуется резко пересеченным подводным рельефом. Относительные колебания высот, если учитывать и острова, достигают 30—35 м; чаще же они ограничиваются несколькими метрами.

Рельеф подводного склона Джейранкечмесского района резко отличается от только что рассмотренного и очень напоминает рельеф Кусаро-Дивичинского района. Если исключить банки, приуроченные к подводным грязевым вулканам, — банку Макарова и банку «1906 г.», то рельеф дна данной акватории отличается выравненностью и постепенным наклоном поверхности от берега в сторону открытого моря. Выходы коренных пород в виде подводных гряд наблюдаются местами только у самой береговой линии, например, напротив горы Карадаг. Вся же остальная часть дна покрыта мощным чехлом современных отложений, постепенно меняющих механический состав по мере удаления от береговой линии: песчаные отложения вблизи берега сменяются илистыми осадками в открытой части моря.

За изобатой в 50 м происходит быстрое нарастание глубин.

Рельеф подводного склона Бакинского архипелага снова характеризуется резкой пересеченностью. Здесь, как и в Прикаспийско-Приапшеронском и Дагестанском районах, частые выходы коренных пород образуют многочисленные подводные гряды и камни.

Специфической особенностью района является большое количество грязевых вулканов, к конусам которых приурочены острова, или банки. На месте некоторых из них во время извержений возникают островки, впоследствии размываемые морем (о. Кумани, о. Погорела Плита). Всего в Бакинском архипелаге известно 20 грязевых вулканов. Для рельефа Бакинского архипелага намечается определенная закономерность в расположении отдельных элементов и ясная ориентировка в юго-восточном и юго-юго-восточном направлениях. Сложно построенные подводные валы, с многочисленными подводными грядами и насаженными на них конусами грязевых вулканов, чередуются с относительно выравненными участками дна. Здесь хорошо выражены три подводных вала. Самый северный протягивается от мыса Сангачал к о. Булла. Следующий вал начинается у мыса Пирсагат и тянется к банке Корнилова-Павлова. Наконец, третий вал простирается от мыса Бяндован до банки Борисова.

Рельеф подводного склона Нижнекуринского района в общих чертах аналогичен рельефу Кусаро-Дивичинского и Джейранкечмесского районов. Здесь также отсутствуют выходы коренных пород, а следовательно, и абразионно-скульптурные формы рельефа. Отличительными особенностями данного района является наличие крупной дельты и авандельты р. Куры, поэтому береговая линия далеко вдается к юго-востоку. К югу от дельты, в пределах Зюйдостовского култука, нарастание глубин более медленное. Другая особенность района — наличие грязевулканических конусов, один из которых образует о. Куринский Камень. Ряд подводных конусов можно предполагать, поскольку на морской карте, среди значительных глубин отмечаются банки.

Преимущественное развитие имеют аккумулятивные формы рельефа, образующие подводные косы и банки, сложенные ракушей. Ракушечные отложения с увеличением глубины моря сменяются илами.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изучение гидрометеорологического режима имеет большое значение, поскольку гидродинамические процессы являются основными экзогенными рельефообразующими факторами подводного склона.

Климат

Рассматриваемая акватория граничит с участками суши, характеризующимися умеренно теплым и полупустынным климатом, с мягкой зимой и долгим, сухим, знойным летом.

Температура. Вытянутость исследованной территории в меридиональном направлении определяет температурные различия северных и южных районов. В связи с этим среднегодовые температуры воздуха колеблются от 12.1 до 14.1°. Самым холодным месяцем является январь со среднемесячной температурой от —1.3 до 4.4°, а самым теплым— август с температурами от 24.3 до 25.7°. Летом в отдельные дни температура поднимается до 36 и даже 41°.

Облачность и осадки. Среднегодовой процент покрытия неба облаками уменьшается с севера на юг и с моря на сушу. Среднегодовое покрытие облаками составляет в г. Махачкала 66%, в г. Баку 52%, увеличиваясь в сторону о. Жилого до 56%. Наибольшее количество ясных дней приходится на теплую половину года.

Среднегодовое количество осадков варьирует от 430 мм на севере, до 124—180 мм на юге. В южном районе в теплую половину года осадков выпадает почти в 2 раза меньше (от 30 до 72 мм), чем в холодную (от 94 до 123 мм).

Туманы. На описываемой территории наблюдаются как мокрые, так и сухие туманы. Мокрые туманы характерны для зимнего периода. Летом количество дней с мокрыми туманами падает от 0.6 до 0.8 . Сухие туманы главным образом бывают летом. Они заносят в море большое количество эолового терригенного материала.

Ветер. В зимний период на севере области преобладают северо-западные ветры, повторяемость которых достигает 60%. Повторяемость юго-восточных ветров здесь составляет 20—25%. Весной и летом повторяемость этих основных направлений примерно одинаковая. Большие скорости ветра характерны для холодного периода года; летом же преобладают градиенты скоростей ветра от 0 до 5 м/сек.

В южной части области в течение круглого года дуют ветры северных и северо-западных румбов, являющиеся наиболее сильными, нередко штормовыми и ураганными. Ветры южных румбов в Приапшеронском районе, как правило, слабее северных. Кроме упомянутых ветров, летом наблюдаются бризы.

Гидрологический и гидрофизический режим

Волнение. На акватории Дагестанского побережья наиболее сильное волнение вызывают ветры юго-восточных и восточных румбов. Волны от северных ветров характеризуются меньшими параметрами, в связи с незначительным разгоном. Преобладают волны длиною в 20 м,

сравнительно часто наблюдаются волны в 20—30 м, реже в 30—40 м, а в исключительных случаях в 60 м. Максимальная высота волн доходит до 4.7 м.

Прикаспийский район к северу от мыса Амия находится под действием преобладающих сильных волн юго-восточного и восточного направлений. Севернее мыса Амия побережье защищено от волн этих направлений Апшеронским полуостровом.

В Приапшеронском районе доминируют сильные, часто штормовые волны северных румбов, повторяемость которых достигает 62—71%. Волнение, вызываемое восточными ветрами, также нередко носит штормовой характер, но наблюдается редко. Повторяемость волнений от ветров южных румбов колеблется от 24 до 31%.

Длины и высоты волн в Приапшеронском районе сильно меняются. В открытых частях моря (Нефтяные Камни, Камни Григоренко, банка Дарвина и т. п.) чаще всего наблюдаются волны длиною в 20 м, хотя значительный процент повторяемости имеют волны длиною от 20 до 50 м. На Нефтяных Камнях и банке Дарвина изредка регистрируются волны длиною более 100 (до 140 м). Для закрытых акваторий, например, к югу от о. Артема, резко преобладают короткие волны длиною до 20 м (99%). Максимальная высота волн в 8 м отмечена на Нефтяных Камнях.

В районе Бакинского архипелага чаще всего наблюдаются волны длиной до 20 м, хотя здесь отмечены волны до 60 м, а около о. Свиного даже до 70—80 м.

Течения. Системы преобладающих ветров вызывают образование кольцевых течений в Северном, Среднем и Южном Каспии (рис. 2). Однако сильные ветры других направлений приводят иногда к изменению течений на противоположные, поэтому общую схему течений моря следует рассматривать как результирующую.

Основная масса волжской воды от устья реки направляется вдоль западного берега. В районе о. Чечень она сливается с западной ветвью кругового течения Северного Каспия, образуя мощную струю Западнобережного течения. Встретив подводное возвышение (Апшеронский порог) течение разбивается на две струи, одна из которых поворачивает вдоль препятствия на восток и далее вдоль восточного берега на север, а вторая, огибая о. Жилой, переваливает через порог и направляется вдоль западного берега Южного Каспия.

У самого берега отмечаются завихрения воды, вызываемые конфигурацией береговой линии.

Своеобразная система течений наблюдается между о. Жилым и Нефтяными Камнями. Часто штормовые и ураганные северные ветры вызывают нагон воды в Южный Каспий. В связи с этим еще до смены ветра здесь возникает северное компенсационное течение.

Поверхностная скорость Западнобережного течения в Дагестанском районе меняется от 10 до 41 см/сек. Между о. Жилым и Нефтяными Камнями скорость южных течений достигает 110—112 см/сек., а северных компенсационных — 90 см/сек.

В районе Бакинского архипелага скорости течений колеблются от 10 до 55 см/сек.

Сгонно-нагонные явления. Сгонно-нагонные явления определяются сильными и продолжительными ветрами. Нагон воды происходит медленно и длится по нескольку суток, сгон бывает часто кратковременным. Северные ветры способствуют перегону воды из Среднего Каспия в Южный. В Дагестанском районе в это время отмечается понижение уровня, южнее — повышение. Южные и особенно юго-восточные

ветры вызывают повышение уровня в Дагестанском районе и его снижение в пределах более южных акваторий.

В северной части акватории Апшеронского архипелага ветры западных румбов определяют понижение уровня, а восточных — повышение.

В Бакинской бухте и в пределах Бакинского архипелага сгон наблюдается при северных ветрах, нагон — при южных, хотя при северных

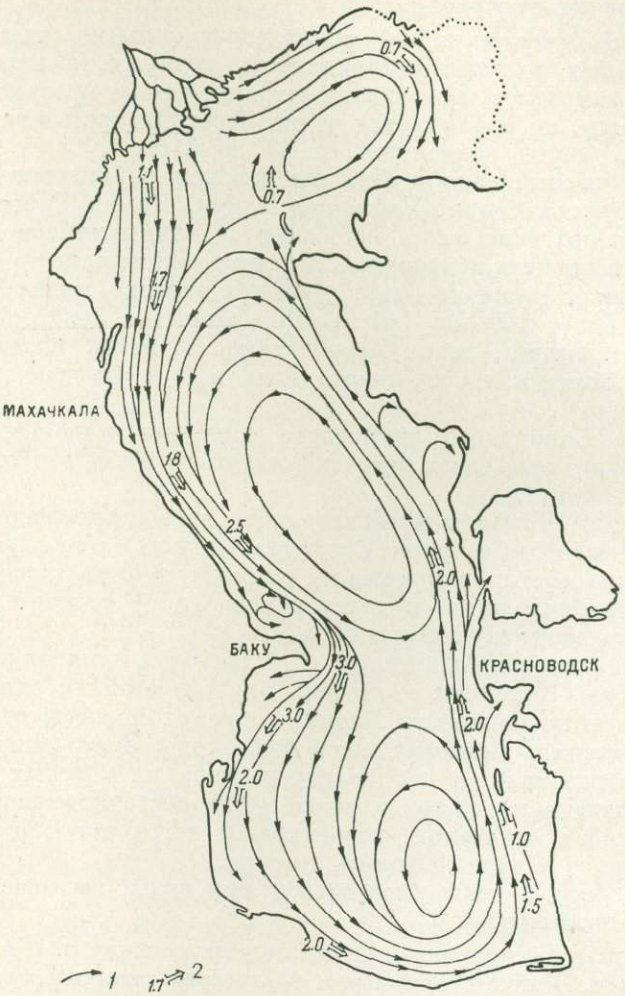


Рис. 2. Схема течений Каспийского моря.

1 — направление преобладающих течений; *2* — наибольшая измеренная скорость в узлах.

ветрах у крупных островов (Булла, Свиной и др.) отмечается повышение уровня. Нагон воды сопровождается компенсационными донными течениями в сторону моря; при сгоне воды возникают донные течения обратных направлений. Первые способствуют выносу взвешенных илистых, а возможно, и песчаных частиц в глубокие части моря, вторые — вызывают поступление к берегу холодной и прозрачной воды, определяя наиболее благоприятные условия для аэросъемки морского дна.

Температура воды и ледовой режим. Среднемесячные температуры воды в холодную половину года колеблются от 1.3 до 3.8° на севере и от 3.2 до 6.8° на юге. Изредка наблюдаются отри-

цательные температуры от —1.4 до —2.0°. Наиболее высокая среднемесячная температура отмечается в августе, достигая 23—25°, а в устье р. Куры даже 27.2°.

В зимний период неподвижные льды образуются в порту и бухтах около г. Махачкала. Более широкое распространение здесь имеют плавучие льды, приносимые из Северного Каспия. Толщина льда доходит до 40 см, а нагромождение торосов до 2—2.5 м. В редкие годы плавучие льды достигают Приапшеронского района, а прибрежный неподвижный лед здесь возникает в исключительных случаях.

Соленость воды. Вода Каспийского моря имеет океаническое происхождение, но сильно метаморфизована речным стоком (Бруевич, 1939). От океанической воды она отличается меньшим содержанием хлористого натрия и значительным содержанием карбонатов, которыми она пересыщена, что ведет к выпадению $CaCO_3$. Средняя соленость составляет 12.9—13.0‰. На исследованной акватории она меняется от 10.9‰ около г. Махачкалы до 18.11‰ у о. Свиного.

Выпадение из раствора $CaCO_3$ вызывает образование корки современной цементации и оолитовых песков.

Прозрачность воды. Прозрачность воды зависит от речного выноса, развития планктона и главным образом взмучивания донных осадков волнами, течениями и при сгонно-нагонных явлениях.

В Дагестанском районе прозрачность в среднем составляет 4 м, а в отдельные дни достигает 12 м. В Приапшеронском районе около Камней Григоренко она поднимается до 5 м; у Нефтяных Камней — до 8 м и даже до 14 м. На Бакинском архипелаге нами зарегистрирована прозрачность в 10—12 м.

ДОННАЯ ФАУНА И ФЛОРА

Группировки донной фауны (бентоса) и особенно флоры, отличаясь внешним видом от других подводных объектов, создают своеобразные рисунки морского дна, отражающиеся на аэроснимках. Распространение донной фауны и флоры во многом зависит от типа грунтов. Это имеет большое значение для дешифрирования последних на аэроснимках, поскольку, опознавая по фотоизображению характер биоценозов, косвенным образом можно судить о наличии определенного типа грунта.

В зависимости от состава грунтов выделяются две основные экологические группировки донной фауны и флоры: биоценозы каменистых и рыхлых грунтов.

Биоценозы каменистых грунтов. На каменистых грунтах Каспия поселяется преимущественно моллюск *Mytilaster lineatus* (Gmel.), а также зеленые и красные водоросли *Enteromorpha*, *Cladophora*, *Ceramium*, *Laurencia*, *Polysiphonia* и др.

Моллюск *Mytilaster* имеет небольшую темную раковину, прикрепляющуюся к твердому основанию или даже друг к другу с помощью нитевидного образования — биссуса. В результате подводная часть почти всех скал обычно бывает покрыта сплошным слоем (щеткой) раковин этого моллюска, толщина которого достигает нескольких сантиметров. По нашим подсчетам, местами на площади в 1 м² размещаются десятки тысяч особей *Mytilaster* (рис. 3).

На каменистых грунтах, протягивающихся параллельно берегу между г. Махачкала и г. Дербент, по данным Л. И. Волкова (1934), из водорослей наиболее пышно развита *Laurencia paniculata* J. Ag., которая распространяется до глубины 1.5—2 м.

В Приапшеронском районе и в районе Бакинского архипелага сбор подводной растительности по просьбе автора был осуществлен сотрудниками Каспийской экспедиции Лаборатории аэрометодов АН СССР

К. М. Петровым и отчасти Р. С. Деньгиной. Определение видового состава флоры выполнено К. М. Петровым и А. Д. Зиновой (по сборам Р. С. Деньгиной).

Согласно этим материалам, подводные фитоценозы, развитые в указанных районах на скальных грунтах, зависят в основном от глубин моря и местных гидродинамических условий. В зоне постоянного заплеска, от +0.1 до —0.75 м селятся зеленые водоросли *Cladophora* и *Enteromorpha*.

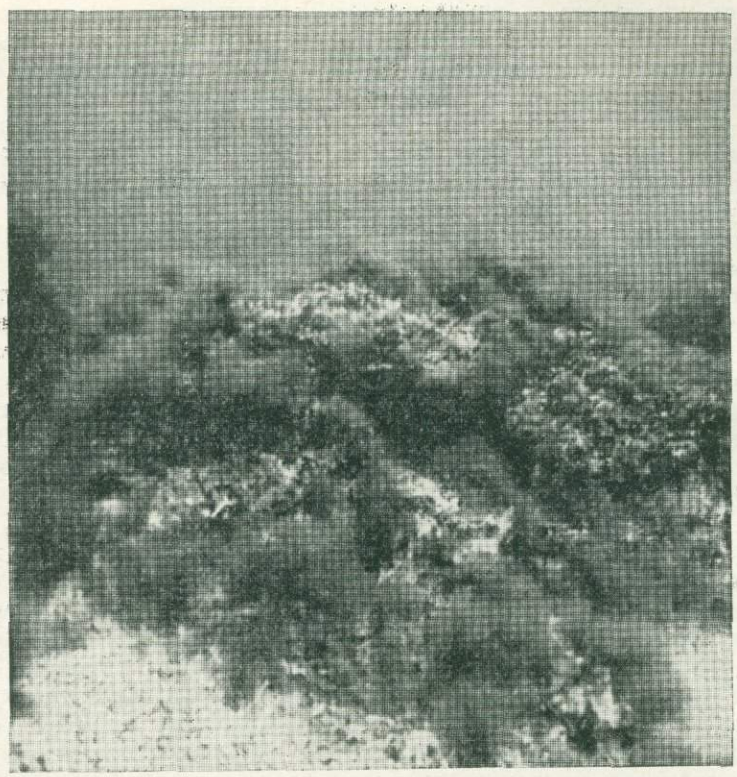


Рис. 3. Подводные глыбы скальных пород, возвышающиеся над дном до 1.5 м. Глыбы покрыты сплошным слоем раковин *Mytilaster lineatus* Gmel. и водорослями. Глубина моря 4.5 м. Фото К. М. Петрова.

От 0 до 6 м глубины преобладают фитоценозы красной водоросли *Ceramium elegans* Ducl. Глубже, до 12 м, встречены фитоценозы красных водорослей *Laurencia* и *Polysiphonia*.

Пользуясь применяемыми в географической литературе терминами, биоценозы каменистых грунтов в зависимости от глубины можно подразделить на фации, в то время как отдельная скала с разными фациями может рассматриваться как урочище.

Биоценозы рыхлых грунтов. Песчано-илистые грунты, образующиеся в закрытых акваториях или на участках со спокойной гидрологической обстановкой, на глубинах до 10—11 м, покрываются морской травой (*Zostera nana* Roth.). Такие участки, правда небольшие по площади, наблюдаются в районах с пересеченным рельефом (Дагестанском, Прикаспийско-Приапшеронском и Бакинского архипелага), а также в Джейранкечмесском районе. Последний экранируется от штормовых северных ветров Апшеронским полуостровом, а от южных и юго-восточ-

ных островами и подводными грядами Бакинского архипелага. В связи с этим здесь до глубины 6—8 м покрытие морской травой достигает 70—75% общей площади дна. Характер зарослей морской травы, среди которой видны светлые пятна ракуши, свободной от растительности, представлен на рис. 4. На аэроснимках участки, покрытые морской травой, изображаются пестрым рисунком (рис. 42). Густые заросли морской травы наблюдаются до глубины 6—8 м. Глубже морская трава почти исчезает,

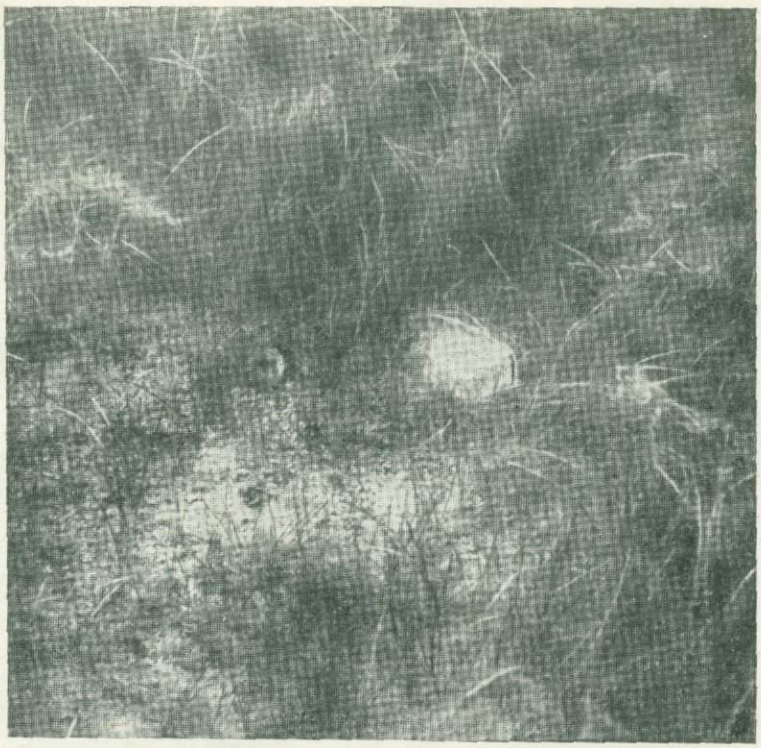


Рис. 4. Заросли *Zostera nana* Roth. в Джейранкечмесском районе. Для масштаба положен экспонометр, заключенный в бокс. Видны пятна ракуши, свободной от растительности. Глубина моря 5 м. Фото К. М. Петрова.

427

хотя кое-где в Джейранкечмесском районе сильно разряженный покров этих водных цветковых растений отмечается и на глубине 10.4 м. Кроме того, на глубине 2—8 м здесь развиты заросли *Chara* sp.

Из ныне живущей донной фауны для рыхлых грунтов характерны *Cardium edule* L. и различные виды *Didacna*, раковины которых реже наблюдаются в районах развития скальных пород, где они также приурочены к рыхлым грунтам, выполняющим отрицательные формы рельефа. Кроме того, местами здесь имеет развитие *Mytilaster lineatus* (Gmel.). Иногда в местах скопления ракуши этот моллюск прикрепляется к ее створкам, скрепляя последние биссусом и образуя на дне более или менее широкие темные полосы. Такие полосы наблюдаются, например, на банке Апшеронской (рис. 40) или в районе о. Дуванного и в других местах.

Любопытные поселения *Mytilaster lineatus* (Gmel.) отмечаются на песчано-илистых отложениях с ракушей. Прикрепляясь к отдельным створкам *Cardium*, *Didacna* и друг к другу, он создает сплошной слой до 5—6 см

Библиотека

толщиной, занимая иногда до 30% площади в виде пятен неправильной формы (рис. 5). Распространение *Mytilaster lineatus* (Gmel.) нами прослежено до глубины 30 м. На створках живых *M. lineatus* (Gmel.) селятся единичные экземпляры *Laurencia paniculata* J. Ag., наблюдавшиеся до глубины 14 м, красная водоросль *Litholepis caspia* Fosli, прослеженная до глубины 18.4 м, пленки синезеленых водорослей *Spirulina suptissina* Kütz, *Oscilatoria* sp., отмеченные на глубине 12.8 м и *Lyngbya*, встреченная на глубине 9 м.

Некоторые отличия наблюдаются и в составе танатоценозов. Танатоценоз рыхлых грунтов в районах с выходами скальных пород в основном представлен створками *Dreissena polymorpha* (Pall.), количество которых в составе грунта дна иногда достигает 95%. Часто здесь присутствуют створки крупных *Didacna*, *Cardium edule* L., *Monodacna*, а также раковины *Theodoxus*, *Micromelania*, *Clesseniola* и *Mytilaster*. Обращает внимание тот факт, что при исключительном обилии створок *Dreissena polymorpha* (Pall.) ни одного живого экземпляра в нескольких тысячах поднятых нами проб не было встречено.[1] По-видимому, совсем недавно этот моллюск имел исключительный расцвет на Каспийском море, но в силу изменившихся условий (вероятно, в связи с увеличением солености воды, обусловленной снижением уровня моря с 1805 г. почти на 5 м) произошло полное его вымирание. В районах преимущественного развития рыхлых грунтов состав танатоценоза характеризуется резким уменьшением створок *D. polymorpha* (Pall.) и значительным повышением роли створок *Didacna*, *Cardium edule* L. и *Adacna*.

Рис. 5. Пятна *Mytilaster lineatus* Gmel. (*темные*) на фоне песчано-илистых отложений (*светлый тон*). Глубина моря 14.8 м. Фото К. М. Петрова.

Сочетание различных типов рельефа и биоценозов в зоне волнового поля определяет два типа чередующихся друг с другом донных ландшафтов.

Первый тип характеризуется абразионно-скульптурным рельефом и широким развитием биоценозов каменистых грунтов. Пониженные участки дна в этом типе ландшафта заняты биоценозами рыхлых грунтов, которые имеют мозаичное распространение. Этот тип ландшафта встречается в Дагестанском, Прикаспийско-Приапшеронском районах и в районе Бакинского архипелага.

Второй тип донного ландшафта отличается аккумулятивным рельефом и развитием биоценозов рыхлых грунтов. Он характерен для Кусаро-Дивичинского, Джейранкечмесского и Нижнекуринского районов.

---

[1] *Dreissena polymorpha* (Pall.) в настоящее время на Каспии живет в устье р. Волги.

Глава II

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Использование материалов аэросъемки при изучении морского дна практически было осуществлено нами впервые. В связи с этим пришлось разработать технику полевого и камерального дешифрирования аэроснимков, установить характерные признаки дешифрирования для подводных объектов и применить приемы, разработанные при исследованиях суши, в специфических условиях моря.

Хотя в подавляющем большинстве случаев все технические приемы дешифрирования подводных объектов являются простыми, тем не менее они характеризуются целым рядом особенностей. Поэтому мы считаем полезным изложить, хотя бы кратко, методику работ.

Дешифрирование аэроснимков обязательно включает полевые наблюдения, поскольку оно возможно только при знании основных свойств изучаемых объектов. Кроме того, некоторые необходимые данные не могут быть прочитаны по фотоизображению.

ТЕХНИКА ПОЛЕВОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ АЭРОСНИМКОВ МОРСКОГО ДНА

Полевое дешифрирование аэроснимков осуществлялось со шлюпок и морских катеров путем непосредственного визуального осмотра дна, сбора образцов приборами (дночерпателями, грунтовыми трубками, драгами и т. д.), при погружении научных сотрудников на дно в легководолазных кислородных аппаратах и с аквалангами. В отдельных случаях благодаря содействию Объединения «Азнефть» для расшифровки фотоизображений было выполнено мелкое картировочное бурение с судов и применен геолокатор конструкции ВИТРа. Увязка строения морского дна со строением суши выполнялась береговыми маршрутами, в процессе которых изучался стратиграфический разрез, устанавливалась зависимость рельефа от пород разного вещественного состава, прослеживалось *продолжение отдельных пластов и форм рельефа с берега в море* и т. д.

Предварительное дешифрирование аэроснимков позволяло целеустремленно планировать морские маршруты, поскольку оно устанавливало *распространение на морском дне выходов дочетвертичных пород*, различных типов современных отложений и их границ, наличие и конфигурацию складок и связь рельефа с ними и т. д. Это давало возможность еще перед выходом в море намечать положение точек наблюдения и пункты, в которых должны были выполняться детальные исследования.

Обычно морские профили (галсы) прокладывались перпендикулярно береговой линии, но с таким расчетом, чтобы они проходили вкрест простирания пород и пересекали различные морфологические типы рельефа.

Расстояние между профилями зависело от особенностей геологического строения и рельефа. На участках простого строения с преимущественным развитием современных отложений и аккумулятивных форм рельефа, ориентированных параллельно береговой линии и с постепенным нарастанием глубин, расстояния между параллельными профилями достигали 2—5 км и больше.

При наличии на дне выходов дочетвертичных пород, образующих пересеченный скульптурный рельеф, профили прокладывались через 1—2 км и чаще. Расстояния между отдельными точками по профилю колебались от 0.5 до 1.5 км. В отдельных местах для расшифровки рисунка фотоизображения проводились более детальные работы путем сгущения точек наблюдения. При необходимости прокладывались профили параллельно берегу.

Движение судна по заданному курсу контролировалось показаниями главного судового компаса, а на шлюпке — шлюпочного компаса. Интервалы между станциями задавались по времени и скорости движения судна. Местоположение точек в прибрежной полосе шириной до 12—15 км определялось способом обратной засечки с помощью секстана, а нанесение их на карту осуществлялось протрактором.

Для выхода катера в заданную точку с фотосхемы предварительно снимался курс на нее, а по мере приближения к ней, местоположение катера уточнялось по береговым ориентирам с помощью секстана.

При отсутствии достаточного количества береговых ориентиров выставлялись специально замаркированные (досками или щитами) столбы, которые привязывались теодолитными измерениями к ориентирам, показанным на картах или изобразившимся на фотосхемах.

Наблюдения за морским дном производились как на ходу катера, так и на станциях. На ходу катера или шлюпки осуществлялся визуальный осмотр морского дна и эхолотный промер, а при малом ходе катера опускалась драга. Последняя время от времени поднималась на борт катера или шлюпки, а ее содержимое исследовалось и коллекционировалось. Эхолотные профили прокладывались одновременно с проведением галсов полевого дешифрирования аэроснимков при помощи магнитно-стрикционного эхолота — самописца марки РЭЛ-1М, позволяющего регистрировать глубины, а следовательно, и рельеф морского дна с точностью до 10—15 см. Все профили привязывались к точкам наблюдений, что позволяло устанавливать зависимость определенного вида записи эхолотограммы от свойств слагающих морское дно пород и грунтов.

Так, глинистые отложения, обычно перекрытые илами, образуют выравненные участки морского дна и на эхолотограмме изображаются ровной линией, иногда двойной, где верхняя является отражением ультразвуковых волн от поверхности дна, а нижняя — от подстилающих плотных пород. В этом случае представлялась возможность установить мощность илов. Песчано-ракушечные отложения, нередко образующие пологие валы и мели, на эхолотограмме изображаются пологоволнистой линией. Выходы твердых дислоцированных пород на морском дне, как правило, создают пересеченный грядовый рельеф и на эхолотограмме четко регистрируются в виде резких островершинных пиков и таких же понижений между ними. Благодаря этому эхолот оказался полезен при поисках выходов дислоцированных скальных пород, создающих отдельные гряды, хорошо изображающиеся на аэроснимках.

Наблюдая за записью на ленте эхолота во время пути следования катера в заданную точку, при появлении резких пиков можно было уверенно сделать заключение о наличии на дне выходов твердых скальных пород, изобразившихся на фотосхемах. В таких местах с катера в море сбрасывался буек. Затем катер разворачивался и становился на якорь у буйка,

т. е. над грядой, образованной твердыми породами, где и производились тщательные наблюдения, часто сопровождавшиеся водолазными работами.

На станциях производился следующий комплекс работ: определение местоположения точки и нанесение ее на карту; сравнение фотоизображения с рисунком морского дна; сбор проб грунтов и пород, а также подводной растительности и фауны с помощью приборов; погружение научных сотрудников на дно в кислородных аппаратах или с аквалангами, что давало возможность установить распространение древних пород, современных отложений, донной растительности и фауны, а также соотношение их друг с другом. В конечном счете удавалось выявить все элементы ландшафта морского дна и характер отображения их на аэроснимках. Так устанавливались признаки дешифрирования подводных объектов, по которым последние на других участках морского дна могли быть опознаны прямо по фотоизображению. Кроме того, на некоторых станциях выполнялся небольшой объем гидрометеорологических наблюдений. В частности, измерялась скорость и направление течений, определялись прозрачность и цвет воды, характер волнения, направление и скорость ветра и т. д. Эти наблюдения использованы для выяснения влияния гидродинамических процессов на формирование современного рельефа морского дна.

Для сбора проб грунтов и пород, подводной растительности и гидрометеорологических наблюдений на палубе судна устанавливалась лебедка «Марка IV» с кронбалкой и лебедка системы Кузнецова. Для осуществления водолазных работ на борту судна находилось два комплекта легководолазного снаряжения ИСА-М-48, акваланги с комплектом оборудования, необходимого для водолазных работ.

Сбор проб грунтов и пород производился с помощью дночерпателей Петерсена 1/40 и 1/25, трубки ГОИН-I, трубки Авилова—Ерофеева и частично драги, о чем уже упоминалось выше.

Дночерпатель Петерсена давал возможность брать большое количество рыхлого материала, главным образом из верхнего слоя современных осадков, причем этот материал, как правило, доставлялся уже в сильно нарушенном состоянии. При малой мощности современных осадков или их отсутствии дночерпатель нередко приносил большие куски коренной глины, захваченной с обнажений на морском дне. При наличии выходов твердых пород (песчаников, известняков, мергелей и т. д.) дночерпатель чаще всего или возвращался пустым, или же приносил сорванные с их поверхности водоросли, а также щетки живых моллюсков *Mytilaster lineatus* (Gmel.). В более редких случаях дночерпателем удавалось отколоть небольшие образцы пород от скальных выходов или достать угловатые обломки, обычно образующие скопления вблизи подводных гряд.

Для подъема грунта в ненарушенном состоянии, с целью изучения стратификации современных осадков, пользовались грунтовой трубкой ГОИН-I, которая давала возможность извлекать пробы не только поверхностного слоя, но и подстилающих глинистых пород. Длина колонки, поднимаемой трубкой, зависела прежде всего от свойств грунта и в некоторой степени от глубины моря, так как степень погружения трубки в грунт определяется скоростью ее падения. При наших работах трубка хорошо брала пробы при глубинах свыше 7 м. Наиболее хорошо трубка входила в илы и илы с маломощными прослоями или с небольшой примесью ракуши. Колонки илов с ракушей достигали длины 150 см, т. е. на всю длину трубки. Значительно хуже трубка брала тонкие пески и ракушу, хотя иногда удавалось поднять колонки уплотненных песков с глубины более 6 м длиной до 28 см, а колонки ракуши длиной до 44 см.

Длина колонок коренных глин зависела также от свойств самих глин и от мощности перекрывающих их современных осадков. При отсутствии

современных осадков или мощности их до 1 см длина поднятых колонок древних глин составляла от 1 до 15 см, при этом наименьшую длину имели колонки более плотных глин.

При наличии на древних глинах современных осадков небольшой мощности обычно трубка пробивала слой ракуши или детритусового песка мощностью 15—17 см и приносила колонку глины длиной 8—11 см; если же глины перекрывались илом с прослоями ракуши, то трубка пробивала эти отложения мощностью до 80 см и затем врезалась в плотные древние глины, поднимая колонку последних длиной до 5 см.

Таким образом, трубка ГОИН-1 позволила поднять с морского дна большое количество образцов древних глин и в таком объеме, что их было вполне достаточно для определения содержащейся в них микрофауны.

В некоторых случаях большие куски глин были подняты с морского дна на лапе якоря. Это давало дополнительный коллекционный материал, имеющий особенное значение, когда глины содержали макро- и микрофауну.

Более детальное изучение выходов как твердых коренных пород, так и глин на морском дне осуществлялось при помощи водолазных работ в кислородном аппарате или с аквалангом. При этом проводились непосредственные наблюдения над рельефом морского дна, собирался материал по подводной растительности и фауне бентоса, а также осуществлялось подводное фотографирование рельефа и выходов коренных пород, грунтов, водорослей, характера обрастания и т. д.

Для отбивки образцов твердых коренных пород на морском дне пользовались обычной кувалдой или геологическим молотком, а для взятия образцов глин использовался водолазный нож. Замер элементов залегания пород производился подводным горным компасом (компасом, заключенным в прозрачный бокс).

При геоморфологических исследованиях морского дна, кроме геологов и геоморфологов, совершенно необходимо привлечение специалиста гидробиолога, так как в ландшафте морского дна большое значение играет подводная растительность, непосредственно изображающаяся на аэроснимках. Поэтому для выработки признаков дешифрирования подводных геологических объектов необходимо было установить связь геологического строения не только с характером рельефа, но и с характером подводной растительности, а также выявить особенности распространения ее на морском дне.

В связи с большой затратой времени для водолазных работ в некоторых точках визуальный осмотр морского дна и сбор образцов коренных пород и подводной растительности производился при свободном нырянии в маске и ластах до глубины 7 м, а изредка до 10 м. В этих случаях, как правило, оказывалось возможным поднять только обломки породы, образующие на морском дне россыпи или нагромождения вблизи гряд, и изредка — отбить образец от коренного выхода.

В тех случаях, когда для дешифрирования аэроснимков требовалось более тщательное и детальное исследование выходов древних пород или когда последние были перекрыты мощными современными осадками и непосредственно на морском дне не обнажались, применялось колонковое бурение со специально оборудованного судна (рис. 6). Намеченные к разбуриванию участки дна предварительно тщательно изучались по аэроснимкам, в результате чего намечались точки закладки скважин. Затем рассмотренным выше способом осуществлялся выход судна с буровой установкой в намеченные точки. После того как судно становилось на якоря, производилось бурение, вскрывавшее обычно разрез до глубины 25—40 м от поверхности дна. Это позволило собрать образцы грунтов и пород в стратиграфической последовательности, определить элементы залегания пластов, констатировать разломы и т. д., т. е. выполнить конт-

рольные работы на площадях, строение которых было установлено камеральным дешифрированием.

Для контроля точности выхода катера в намеченный пункт выполнялась повторная аэросъемка дна в момент бурения, в результате чего на снимке одновременно изображались катер и морское дно. Это давало пол-

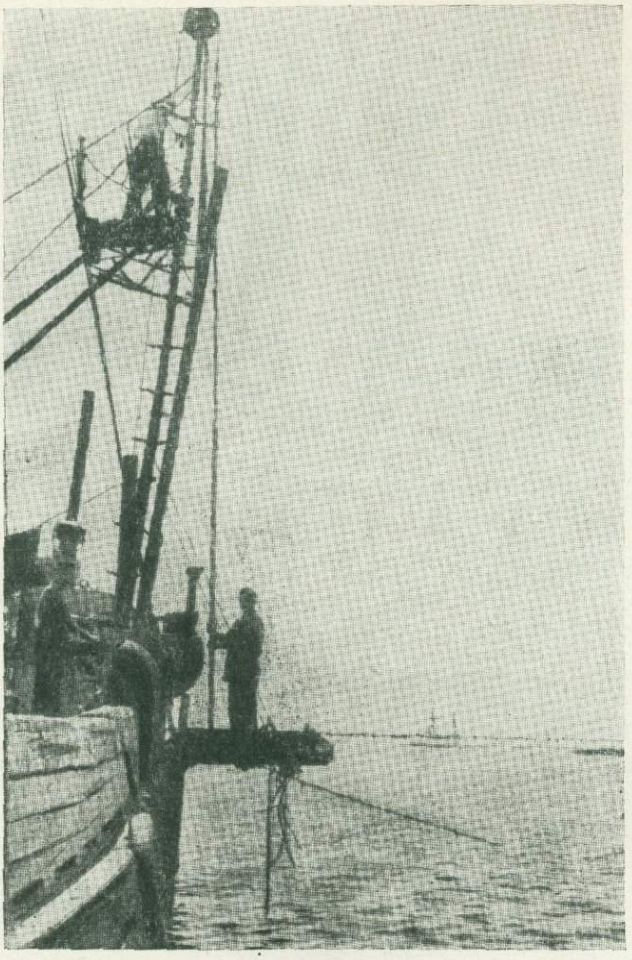


Рис. 6. Буровая установка на катере для производства мелкого картировочного бурения морского дна.

ную уверенность в том, что поднятые при бурении образцы пород характеризуют строго определенный рисунок морского дна и его фотоизображение.

Кроме всего сказанного, при дешифрировании аэроснимков нами использованы все доступные фондовые материалы Объединения «Азнефть» и других учреждений.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МОРСКОГО ДНА ПО АЭРОСНИМКАМ

Дешифрирование вещественного состава и относительного возраста горных пород

Горные породы, отличаясь друг от друга минералогическим и гранулометрическим составом, степенью диагенеза, составом и типом цемента, трещиноватостью и т. д., отображаются на аэроснимках различными

Рис. 7. Аэроснимок подводных выходов коренных пород (продуктивной толщи). М. 1 : 13 3000.

$КаС_1$ — нижняя часть калинской свиты; $КаС_2$ — верхняя часть калинской свиты; ПК — подкирмакинская; КС — кирмакинская; НКП — надкирмакинская песчаная и НКГ — надкирмакинская глинистая свиты; СО — средний отдел; ВО — верхний отдел.

фоторисунками (рис. 7). Объясняется это тем, что при одних и тех же внешних условиях разные породы не одинаково реагируют на разрушение и тем самым обусловливают на площадях их выходов формирование разнотипного рельефа. Последний определяет условия аккумуляции современных морских отложений, а следовательно, и распространение подводной растительности и донной фауны. В связи с этим на морском дне в пределах выходов одних и тех же пород возникают однотипные ландшафты, отличающиеся от ландшафтов, приуроченных к породам другого вещественного состава.

Аэроснимки отображают ландшафты морского дна, поэтому, устанавливая зависимость ландшафтов и их фотоизображения от особенностей горных пород, можно решить и обратную задачу — по фотоизображению определить вещественный состав пород, характер трещиноватости, степень их цементации и т. д.

Поскольку разновозрастные горные породы обычно отличаются друг от друга вещественным составом, степенью диагенеза, текстурными и структурными особенностями и т. д., по установленным признакам дешифрирования пород можно судить и о стратиграфическом положении изобразившихся на снимках пластов, свит и толщ.

Определение элементов залегания пород при дешифрировании аэрофотоснимков дна

Непосредственные замеры элементов залегания пород на берегу, островах и надводных камнях позволяют судить о залегании пород только для ближайших к ним участков дна. При подводных наблюдениях встре-

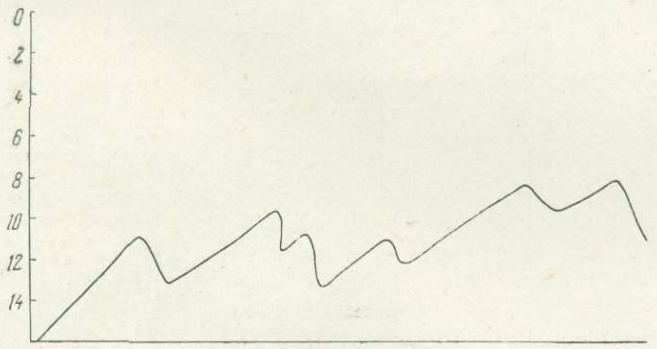


Рис. 8. Эхолотный профиль через подводные гряды, сложенные коренными породами. Горизонтальный масштаб 1 : 1650, вертикальный — 1 : 390.

чаются трудности нахождения пригодных для замеров площадок. В связи с этим использование аэроснимков и аэровизуальных наблюдений для выявления залегания пород на дне приобретает особое значение.

Наиболее просто по аэроснимкам и при аэровизуальных наблюдениях устанавливается простирание пород, поскольку аэроснимок и курс полета самолета всегда ориентированы относительно стран света. Простирание пород легко опознается по вытянутости подводных гряд и ориентировке (рис. 7) рисунков дна, отражающих выходы различных дислоцированных пород. При наличии на дне хорошо выраженных куэстовых подводных гряд появляется возможность определения и азимутов падения пластов, поскольку последние, как правило, совпадают с пологими склонами гряд.

Если установлены признаки дешифрирования пород различного геологического возраста, то при анализе аэрофотоснимков или при аэро-

визуальных наблюдениях с самолета азимуты падения пород определяются по расположению разных фоторисунков относительно друг друга.

Имея данные о истинных мощностях пород и определив по аэроснимкам ширину выходов горизонта, свиты или комплекса пород,

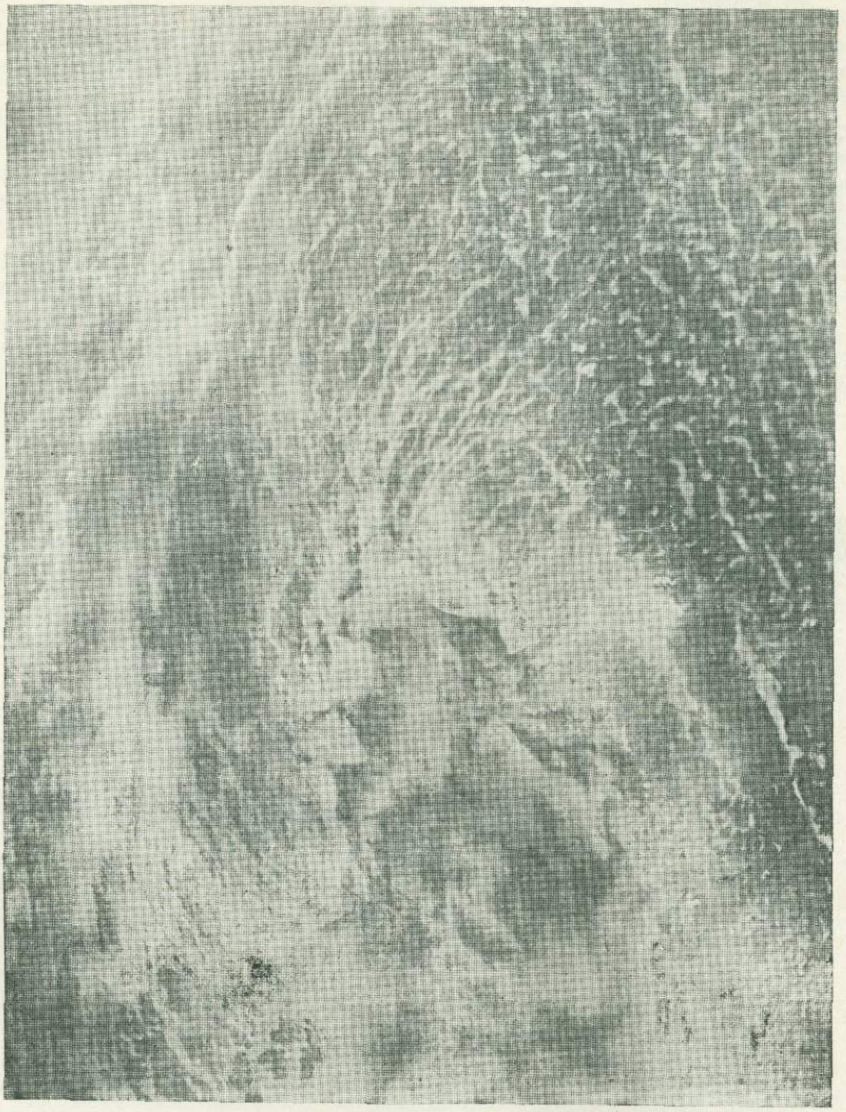


Рис. 9. Аэроснимок северо-западной периклинали складки о. Жилого (Камней Григоренко). М. 1 : 11-100.

которая в условиях почти горизонтальной поверхности дна практически совпадает с горизонтальной мощностью, нетрудно рассчитать и угол падения пластов.

Углы падения можно получить фотограмметрическим путем, как это практикуется при исследованиях суши (Мирошниченко, 1946; Петрусевич, 1954; Шарков, 1962).

Наконец, для определения углов падения иногда могут быть использованы эхолотограммы. На последних нередко отражаются куэстовые

гряды, пологий склон которых соответствует падению пород. Так как эхолот рисует рельеф дна в определенном вертикальном и горизонтальном масштабах, то угол падения может быть высчитан или получен графически, если только профиль проведен вкрест простирания пород (рис. 8). Соответствующая ориентировка профиля задается по фотосхемам. При отсутствии эхолота задача может быть решена с помощью ручного лота. Для этого измеряются глубины над гребнем и подошвой пологого склона гряды. Горизонтальное расстояние между ними снимается с карты после прокладки этих точек.

Выявление некоторых элементов складок

Обнаженность коренных пород на значительных площадях морского дна позволяет иногда получить исключительно выразительные и четкие фотоизображения отдельных элементов складчатых структур и даже целых складок. Как пример можно привести рис. 9, где представлена северо-западная периклиналь складки о. Жилого (Камней Григоренко). Здесь изображается замыкание пластов, которое, однако, может характеризовать как периклинальную, так и центриклинальную части складки. Чтобы решить этот вопрос, необходимо провести полевые исследования или анализ аэроснимка, если признаки дешифрирования горных пород уже установлены.

Отдельные элементы складок, такие как седла, периклинали и т. д., *можно видеть также на рис. 59, 61, 62, 64, 68, 84 и т. д.*

Определение горизонтальных и истинных мощностей горных пород, обнажающихся на морском дне

Истинная мощность горизонта, свиты или комплекса пород, обнажающихся на морском дне, может быть установлена непосредственно по аэроснимкам в тех случаях, если известны углы их падения. Последние могут быть измерены на островах, в ориентированных кернах буровых скважин или получены фотограмметрическим путем.

Для установления истинной мощности в этом случае на аэроснимках измеряется ширина выхода пород, мощность которых необходимо знать. Так как последняя в пределах подводного склона практически соответствует горизонтальной мощности, то истинная мощность может быть вычислена по формуле $H=h \sin \alpha$, где H — истинная мощность, α — угол падения пород, h — горизонтальная мощность.

Анализ аэроснимков иногда позволяет установить изменение горизонтальных мощностей пород, слагающих морское дно, что при одинаковых углах падения дает возможность определить изменение истинных мощностей (рис. 10).

Дешифрирование разрывных нарушений

Основным признаком разрывных нарушений на аэрофотоснимках является наличие изображений прямых или изгибающихся линий, вдоль которых наблюдается смещение различных частей одного и того же фоторисунка или серии рисунков, отражающих породы определенного возраста (рис. 18, 28, 76).

Вдоль дизъюнктивных нарушений в описываемом районе нередко наблюдаются выделения газа, который создает впечатление «кипящей» воды, изображающейся на фотографиях в виде белых пятен (рис. 11), располагающихся по прямым или слегка изгибающимся линиям (рис. 7).

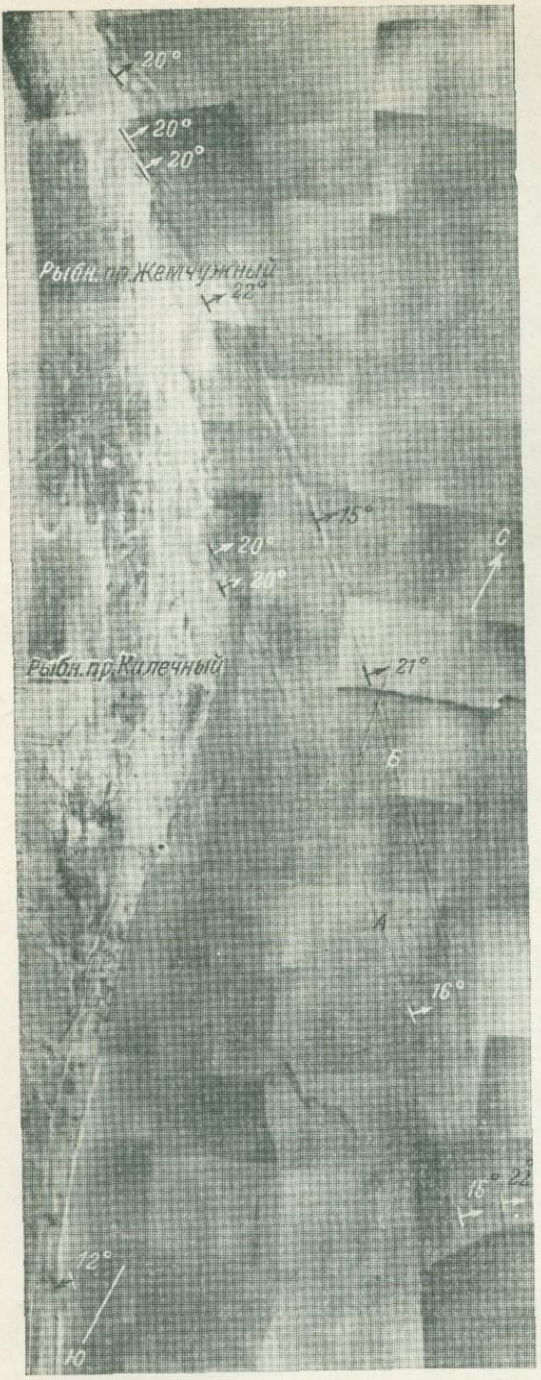


Рис. 10. Аэроснимок, на котором видно изменение горизонтальной мощности пород между грядами верхне- и среднесарматских известняков северо-восточного крыла Избербашской складки. М. 1 : 47 000.

А — среднесарматские; *Б* — верхнесарматские.

Нередко разломы на дне моря устанавливаются по резкому обрыву фоторисунков, отражающих выходы коренных пород, в результате чего рисунок последних почти по строго прямой линии граничит с рисунком современных отложений (рис. 12).

По аэроснимкам легко определяется расположение разломов относительно простирания пластов, что позволяет наметить поперечные, диагональные и продольные дизъюнктивные нарушения. При наличии гряд на морском дне поперечные и диагональные разломы хорошо фиксируются по горизонтальному смещению отдельных частей гряд (рис. 20).

Кроме того, по фотоизображению можно определить, какая часть разорванной складки является опущенной и какая поднятой. Для этого поступают так же, как и при чтении геологической карты. Определив форму складки (антиклиналь или синклиналь), устанавливают по обе стороны линии разлома изменение раствора крыльев складки. У антиклинали в сброшенной части раствор крыльев уменьшается, а у синклинали, наоборот, увеличивается, т. е. происходит видимое горизонтальное смещение пластов поднятого крыла в сторону их падения. Помимо этого, следует иметь в виду, что в сброшенном (опущенном) крыле более молодые слои будут приведены в соприкосновение с более древними слоями приподнятого крыла.

В случае нормального поперечного сброса по аэроснимкам можно приближенно определить и амплитуду вертикального смещения опущенного крыла. Учитывая, что поверхность морского дна практически может быть принята за горизонтальную плоскость, величина вертикального смещения при

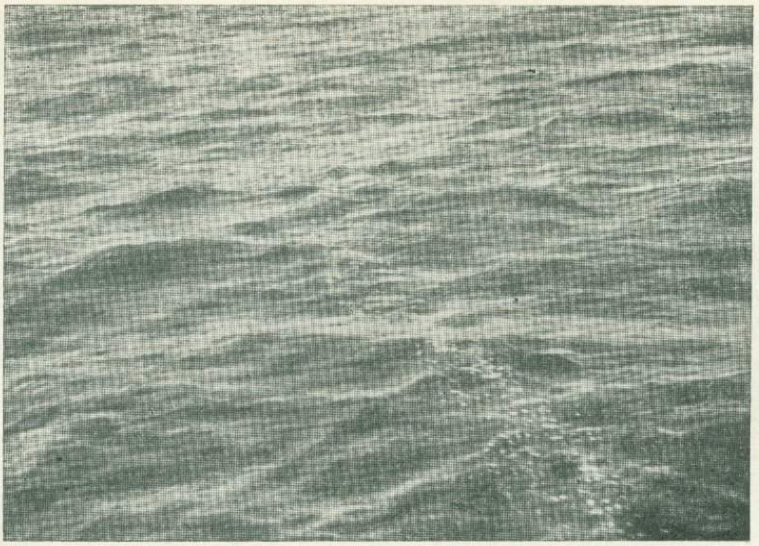


Рис. 11. Пузырьки газа, поднимающиеся со дна моря вдоль почти прямой линии и свидетельствующие о наличии разлома.

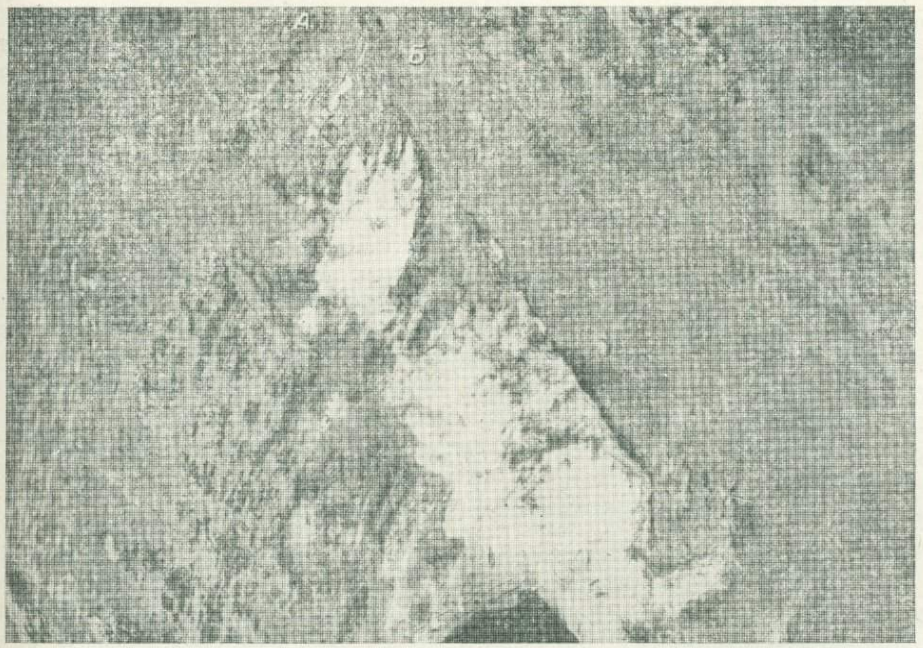


Рис. 12. Аэроснимок с изображением тектонического нарушения на северо-западной оконечности о. Артема. М. 1 : 6200.

А — древние породы; *Б* — современные отложения.

данном угле падения пласта будет взаимосвязана с величиной горизонтального смещения пласта, отображающегося на аэроснимке. Эта зависимость определяется формулой $\operatorname{tg} \alpha = \frac{a}{b}$, где α — угол падения пласта, a — амплитуда вертикального смещения, $в$ — видимое горизонтальное смещение пласта.

Угол падения может быть получен одним из вышерассмотренных способов, а величина горизонтального смещения пласта измеряется непосредственно на аэроснимках. Так, для разлома, расположенного севернее о. Камни Григоренко (рис. 28), величина видимого горизонтального смещения по измерениям на снимке достигает 150 м, угол падения пластов, измеренный примерно в этом месте, равен 30°. В соответствии с этим северо-западное крыло сброса испытало опускание на 85 м по сравнению с юго-восточным крылом.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДНА МЕЛКОВОДИЙ МОРЕЙ И БЕРЕГОВ

Анализ аэроснимков значительно облегчает изучение рельефа морского дна и берегов, поскольку на аэроснимках представляется возможным опознать отдельные формы и комплексы форм, а также установить их пространственное распространение, изменение во времени и т. д.

Изучение морфографических и морфометрических особенностей морского дна и берегов

Возможность детального изучения морфографических особенностей рельефа мелководной части морского дна по аэроснимкам практически не ограничена. На снимках крупного масштаба (1 : 10 000, 1 : 5000, 1 : 3000) изображаются все незначительные по размерам неровности рельефа вплоть до отдельных глыб или даже крупных валунов. В связи с этим описание рельефа, а часто и определение количественных его характеристик могут быть выполнены с точностью, недосягаемой для остальных методов. Разрабатываемая в настоящее время методика определения глубин мелководий стереофотографическим и фотометрическим путем в ближайшее время позволит получать морфометрические данные для рельефа дна в трех измерениях.

При изучении берегов аэроснимки уже в настоящее время позволяют получить достаточно полную количественную характеристику многих элементов береговых форм. По снимкам можно измерить извилистость береговых линий, длину и ширину бухт и мысов, установить их количество на единицу длины берега, получить морфометрические данные для кос, пересыпей, баров, подводных валов, пляжей, эстуариев рек и их дельт, определить высоту абразионных уступов, элементы террас, кекуров и т. д.

Изучение гидродинамических процессов

В настоящее время разработана методика изучения гидродинамических процессов по аэроснимкам (Шариков и Черкасов, 1961; Шариков, 1963). Эти методы позволяют получить почти все параметры волн, а также направление и скорости поверхностных течений. Особенно важное значение имеют определения длин волн и углов их подхода к берегу при ветрах разных направлений.

Зная длины волн, можно судить о глубине волнового воздействия на дно, поскольку экспериментально установлено, что волны практически не воздействуют на дно при глубинах свыше $^1/_2$ длины волны. По преобладающему углу подхода волн к берегу можно судить о преимуществен-

ном развитии поперечного или продольного перемещения донных наносов, а также выявить результирующее направление перемещения последних.

Не меньшее значение имеет изучение течений по аэроснимкам с помощью донных индикаторов, разработанных Ю. Д. Шариковым и И. А. Черкасовым (1961).

Изучение абразионного рельефа

Возможность дешифрирования на аэроснимках вещественного состава горных пород позволяет установить участки преимущественного распространения абразионных и аккумулятивных форм рельефа.

Абразионный рельеф опознается: 1) по обнаженности коренных пород и их дислоцированности; 2) по наличию закономерной трещиноватости и разрывных нарушений, не характерных для молодых рыхлых отложений; 3) по характеру водорослей и донной фауны.

Отдельные абразионные формы на дне чаще всего представлены подводными грядами и камнями, ограниченными с одной или со всех сторон крутыми, обрывистыми склонами. В связи с этим для их изображений характерны резко выраженные границы.

Для береговых абразионных форм, кроме вышеотмеченных признаков, характерно наличие абразионных уступов, с навалами глыб у их оснований (рис. 36), висячих речных долин и оврагов, оползней и т. д.

Особенно хорошо абразионные берега отображаются на перспективных аэроснимках. Такие снимки могут быть смонтированы в панораму, охватывающую все изучаемое побережье. На перспективных снимках крупного масштаба легко опознаются даже такие мелкие формы, как гроты и волноприбойные ниши. Кроме того, по ним хорошо определяются элементы залегания горных пород, что позволяет установить зависимость характера абразионных форм рельефа от геологического строения.

Изучение аккумулятивных форм рельефа

Аккумулятивный рельеф опознается на аэроснимках по изображению молодых рыхлых отложений и характерным морфографическим признакам.

В отличие от коренных пород молодые рыхлые отложения не несут следов нарушенного залегания, наличия трещиноватости и дизъюнктивных нарушений. Они или лишены растительности, или последняя представлена формами, характерными для рыхлых грунтов, например морской травой, легко опознаваемой на аэроснимках. Аккумулятивные формы рельефа, как правило, отличаются мягкими очертаниями и пологими склонами, что определяет отсутствие на аэроснимках резко выраженных границ, так характерных для абразионного рельефа.

Некоторые примеры применения аэрометодов при изучении аккумулятивных морских форм приводятся в статьях З. И. Гурьевой (1959, 1961), материалы которой мы используем в настоящем разделе. Так, например, анализируя аэроснимок, приведенный на рис. 13, по положению проксимальной (корневой) части песчаной косы (*А*) и ее дистального края можно уверенно установить результирующее перемещение донных и береговых наносов с востока на запад. На этом же снимке видно блокирующее влияние гряды скальных пород, местами поднимающейся над водой в виде небольших островов (*Б*). Гряда, создавая волновую тень, предопределяет формирование подводной пересыпи (*В*).

На рис. 14 приведен аэроснимок нижнего течения р. Уллу-чай. Устье реки в данном месте отделено от моря узкой полосой суши, образованной рыхлыми отложениями, в результате чего на значительном участке река протекает параллельно береговой линии моря, отклоняясь от своего первоначального направления на 90°. Это определяется аккумуляцией

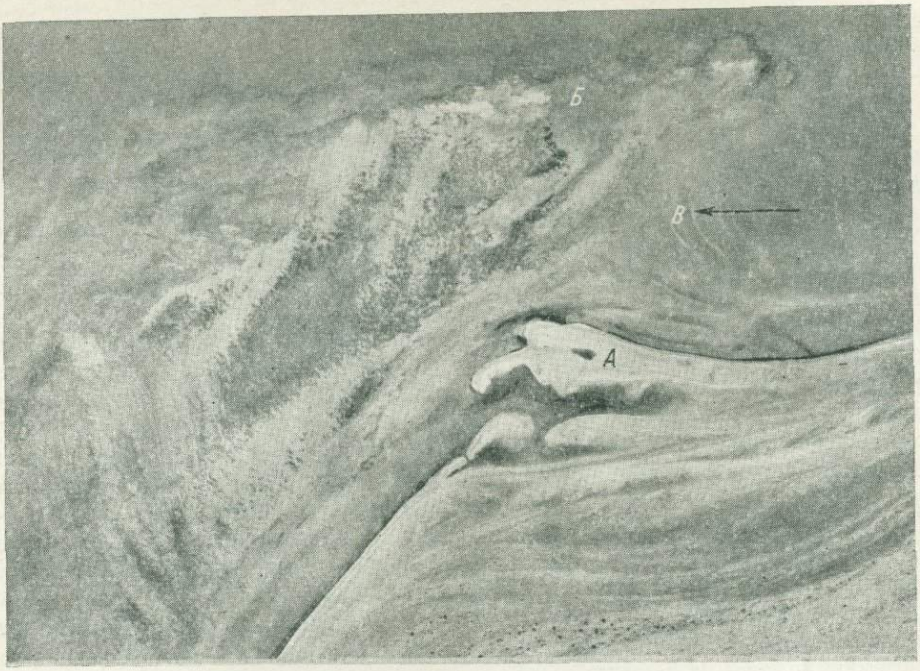


Рис. 13. Аэроснимок косы (*А*), подводной гряды с островком коренных пород (*Б*) и подводной пересыпи (*В*). М. 1 : 12 500.

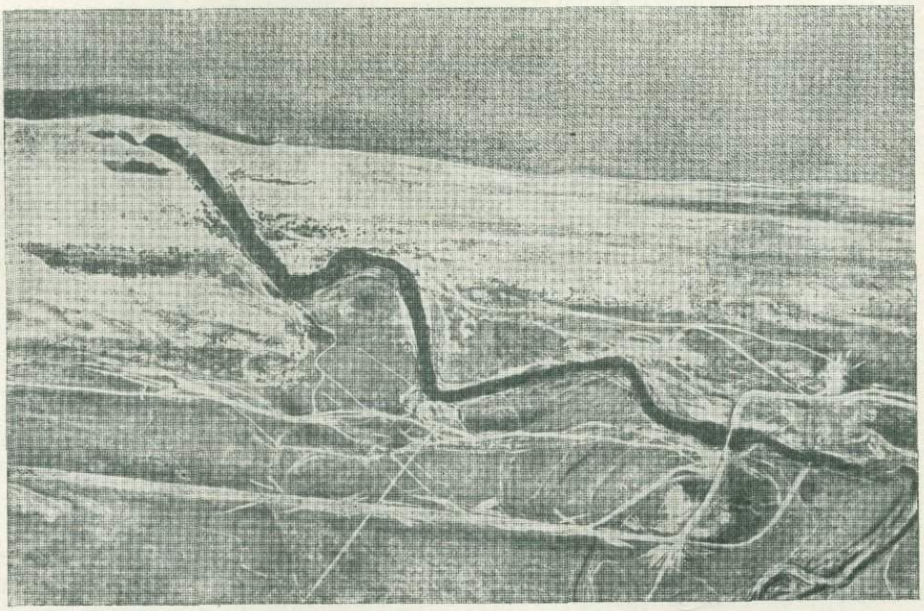


Рис. 14. Аэроснимок устья р. Уллу-чай. М. 1 : 12 500.

отложений из потока береговых наносов, что позволяет установить результирующее перемещение потока в сторону отклонения устья реки. В других случаях струя речной воды при выходе в море преграждает путь потоку донных наносов, вызывая аккумуляцию осадков, что также хорошо отображается на аэроснимках.

Ряд признаков фотоизображения позволяет установить увеличение емкости прежде насыщенного потока наносов, вследствие чего ранее

Рис. 15. Аэроснимок трех террас (*I*, *II*, *III*) с навалами глыб (*A*) у основания абразионных уступов. М. 1 : 6200.

образовавшиеся формы начинают размываться. Такие случаи констатируются на аэроснимках по изображению активных участков размыва в теле кос, срезания берегом береговых валов, подмыва кустарников и деревьев.

По аэроснимкам можно также установить участки побережья с преимущественным поперечным перемещением наносов, в результате которого формируются подводные валы и бары, а также изучить двойные косы, различные примкнувшие формы, томболо и т. д.

Изучение следов древних трансгрессий и регрессий

Следы трансгрессий на аэроснимках опознаются по изображению террас и береговых линий, выраженных абразионными уступами, береговыми валами и другими волноприбойными формами.

Террасы и береговые валы, отличающиеся по возрасту, как правило, характеризуются и различным внешним обликом, так как древние береговые формы испытывают большие изменения по сравнению с молодыми. Это значительно облегчает картирование террас. На аэроснимке, представленном на рис. 15, очень четко изобразились три террасовые поверхности, отделенные друг от друга абразионными уступами, у основания которых наблюдаются навалы глыб, особенно хорошо выраженные у закраины первой (низкой) террасы.

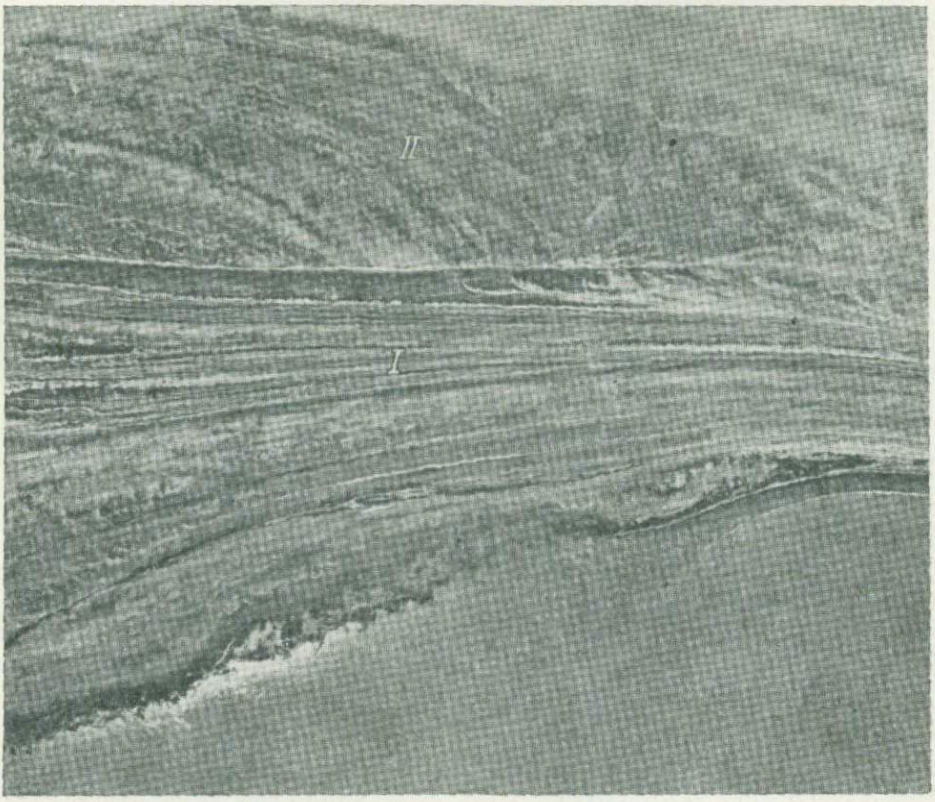


Рис. 16. Аэроснимок с изображением двух генераций береговых валов (*I*, *II*). М. 1 : 26 700.

Такие же изменения испытывают и береговые валы. Например, на аэроснимке (рис. 16) одного из участков о. Тюленьего, расположенного в северо-восточной части Каспийского моря, хорошо видны разновозрастные генерации береговых валов. Более молодая серия валов (*I*) отличается свежестью форм и отсутствием растительности. Напротив, более древние валы (*II*) испытали перевевание, приобрели расплывчатые очертания, покрылись растительностью и т. д. Они под большим углом срезаются серией молодых валов. Такое соотношение указывает на разный возраст рассматриваемых образований и их возникновение при разных положениях уровня моря.

При изучении деформаций береговых линий приходится производить большое количество замеров их гипсометрического положения. Обычно это выполняется нивелированием по основным профилям, между которыми производится определение высот с помощью анероида или даже просто ростом. Сгущение высотных отметок береговых линий может быть выпол-

нено путем фотограмметрических измерений, при этом работа проводится *в камеральных условиях. Точность таких измерений* значительно выше, чем при работах с анероидом.

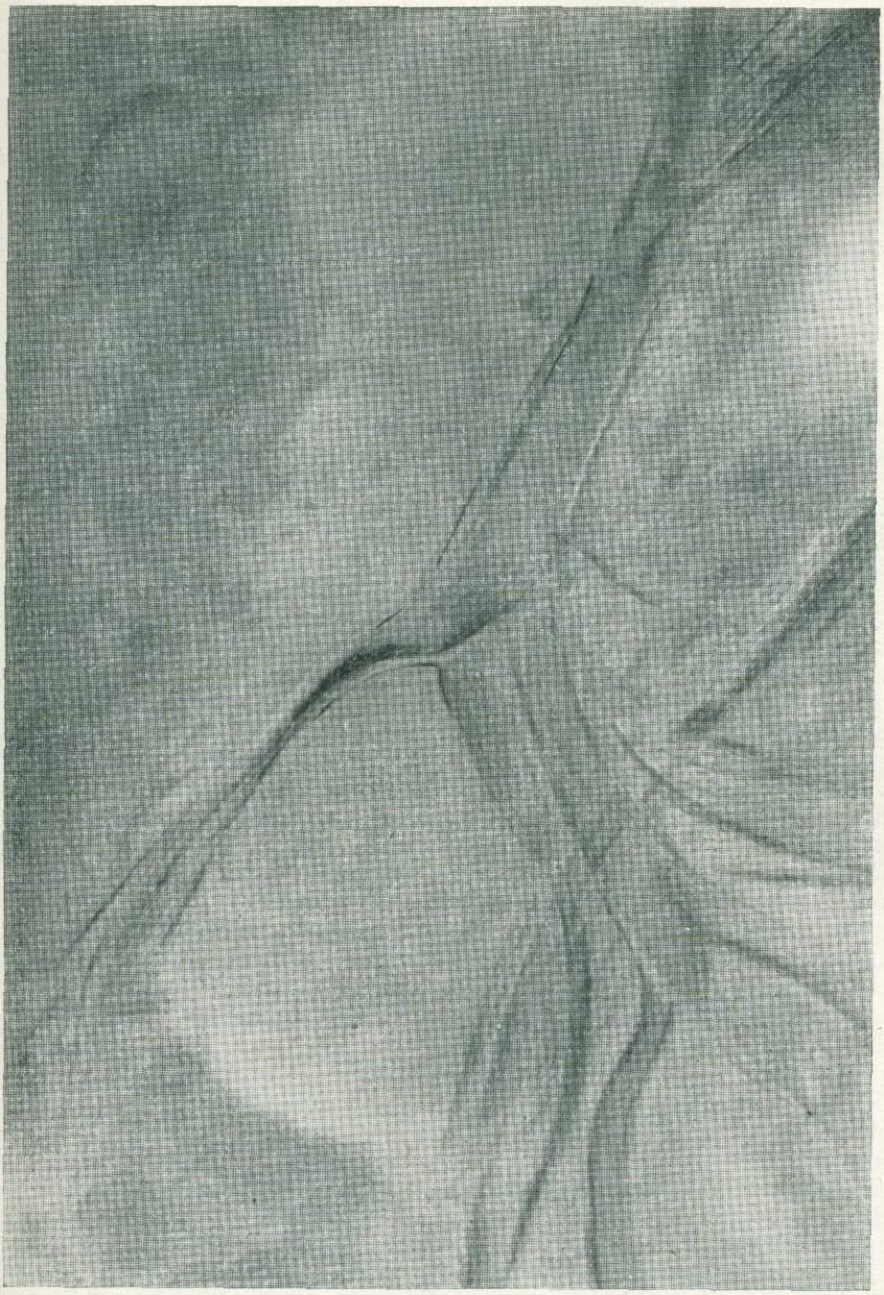


Рис. 17. Аэроснимок затопленной дельты. М. 1 : 12 500.

Еще большее значение имеют аэроснимки при изучении следов прошлых регрессий, береговые линии которых находятся ниже уровня современных бассейнов. Следы древних регрессий могут быть установлены по фото-

изображению затопленных террас, речных долин, береговых валов, различных субаэральных форм рельефа, лесов, зданий, дорог и т. д. На рис. 17 приведен аэроснимок, на котором видна затопленная дельта реки с ее многочисленными рукавами.

Изучение подводных грязевых вулканов

Подводные грязевые вулканы хорошо опознаются на аэроснимках по округлой форме, выбросам сопочного ила и газа.

Вследствие размывания сопочной брекчии участки дна, приуроченные к подводным грязевым вулканам, отличаются изобилием глыб сцементированных пород, выброшенных при извержении. Эти глыбы нередко располагаются концентрически, образуя соответствующий фоторисунок (рис. 132).

При извержении сопочного ила водная поверхность становится мутной и приобретает зеленоватый оттенок, в связи с чем на фотоснимках она изображается светлым пятном. При мощном подводном выбросе газа, нередко вода поднимается в виде фонтана, а на поверхности моря образуется пена, которая изображается белыми пятнами на темном фоне поверхности воды. При ветре пена разносится в стороны (рис. 156).

Изучение изменений отдельных береговых и донных форм рельефа во времени

При геоморфологических исследованиях особенно ценные данные можно получить при сравнении аэроснимков одних и тех же объектов, заснятых в разное время. Анализ таких аэроснимков дает возможность выявить качественные и количественные изменения форм рельефа, происшедшие в строго определенный отрезок времени, равный промежутку между съемками. Другими словами, представляется возможность судить о динамике рельефа, что при ограниченной доступности подводных объектов для непосредственных наблюдений имеет особенно важное значение. Повторная аэросъемка может выполняться после сильных штормов, во время и после извержения грязевых вулканов, при проведении специальных работ по изучению потоков донных и береговых наносов. Анализ и сравнение аэроснимков разных съемок в комплексе с экспериментальными исследованиями позволяют учитывать интенсивность воздействия гидродинамических процессов на дно в зависимости от силы волн, угла их подхода к берегу, от направлений течений, а также изучать рельефообразующую роль таких факторов, как извержение грязевых вулканов и т. д.

СОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ МОРСКОГО ДНА НА ОСНОВЕ АЭРОСНИМКОВ

Техника составления геологических карт на основе применения аэрометодов в общих чертах аналогична обычной работе геолога-съемщика. Разница сводится к тому, что геолог, дешифрирующий аэроснимки, кроме непосредственных наблюдений в поле, прослеживает породы и наносит границы между различными образованиями по рисунку фотоизображений.

При полевом и камеральном анализе аэроснимков, как и при картировании обычными методами, всегда выделяется определенный маркирующий горизонт, легко распознаваемый по ряду признаков. Если в обычных условиях маркирующий горизонт выделяется на основании внешнего облика горной породы, ее вещественного состава, окраски, обилия харак-

терной фауны, то для геолога, дешифрирующего аэроснимки, характерным признаком маркирующего горизонта может явиться типичный и легко узнаваемый рисунок его фотоизображения, который мы предлагаем называть маркирующим фоторисунком или маркирующим фотоизображением.

Маркирующий фоторисунок является исходным как при полевом, так и при камеральном анализе материалов аэрофотосъемки. Он должен выбираться с таким расчетом, чтобы вещественный состав, текстурные и структурные особенности, мощность и положение отображенного им горизонта или свиты в стратиграфической схеме были точно известны. Для этого геолог, дешифрирующий аэроснимки морского дна, должен прежде всего тщательно изучить все обнажения побережья материка и островов.

В процессе изучения обнажений, помимо выявления стратиграфического разреза, выработки признаков дешифрирования и их зависимости от горных пород, тщательно изучается вещественный состав и аэрофотоизображение тех горизонтов или свит, которые продолжаются в море. Среди последних выделяются горизонты, фоторисунок которых для морского дна остается постоянным, является достаточно характерным и легко узнаваемым, т. е. отличается всеми качествами, необходимыми для безошибочного определения по нему породы и ее стратиграфического положения в разрезе данного района. В Приапшеронском районе западного побережья Каспийского моря таким маркирующим фоторисунком обладают отложения среднего «отдела» и надкирмакинской глинистой свиты продуктивной толщи (средний плиоцен). Они имеют резко отличные фотоизображения, с четкой границей по их контакту. Другим маркирующим фотоизображением, не менее легко узнаваемым и выдержанным в этом районе, является фоторисунок диатомовых сланцев (миоцен). Для Дагестанского побережья маркирующим фоторисунком служит изображение известняков верхне- и среднесарматского возраста.

При наличии таких маркирующих фоторисунков и при знании стратиграфического разреза, литологического состава и мощностей отдельных горизонтов и свит, а также выработанных признаков дешифрирования представляется возможным по аэроснимкам выполнить детальное картирование некоторых участков морского дна.

Как пример такого картирования можно привести отдешифрированный аэроснимок (рис. 18) небольшого участка сводовой части брахиантиклинальной складки Камни Григоренко (к северо-западу от о. Жилого). Пестрый фоторисунок юго-западного крыла складки (левая сторона снимка) был прослежен по фотосхеме до о. Жилого, где обусловившие его породы были тщательно изучены. Оказалось, что этот рисунок определен крупно- и грубозернистыми песчаниками среднего отдела (СО) и отчасти песчаниками низов балаханской свиты (ВО) продуктивной толщи, падающими на юго-запад. Образцы, поднятые со дна моря, показали, что на берегу и на морском дне мы имеем дело с одной и той же породой. Благодаря тому, что этот рисунок легко узнается на аэроснимках, он был принят за маркирующий. Точно такой же фоторисунок наблюдается на северо-восточном крыле складки (правая часть снимка), что позволило сделать предположение о распространении и здесь также песчаников среднего отдела и низов балаханской свиты. Сбор образцов с морского дна подтвердил это предположение, а путем измерения элементов залегания пластов было установлено падение их на северо-восток. Таким образом, вышеприведенные материалы подтвердили наличие на данном участке морского дна двух крыльев антиклинальной складки.

Фоторисунки, приуроченные к своду этой складки и заключенные внутри фотоизображения, соответствующего породам среднего отдела,

обусловлены более древними породами. Так как положение среднего отдела в стратиграфической схеме точно известно, то легко расшифровать

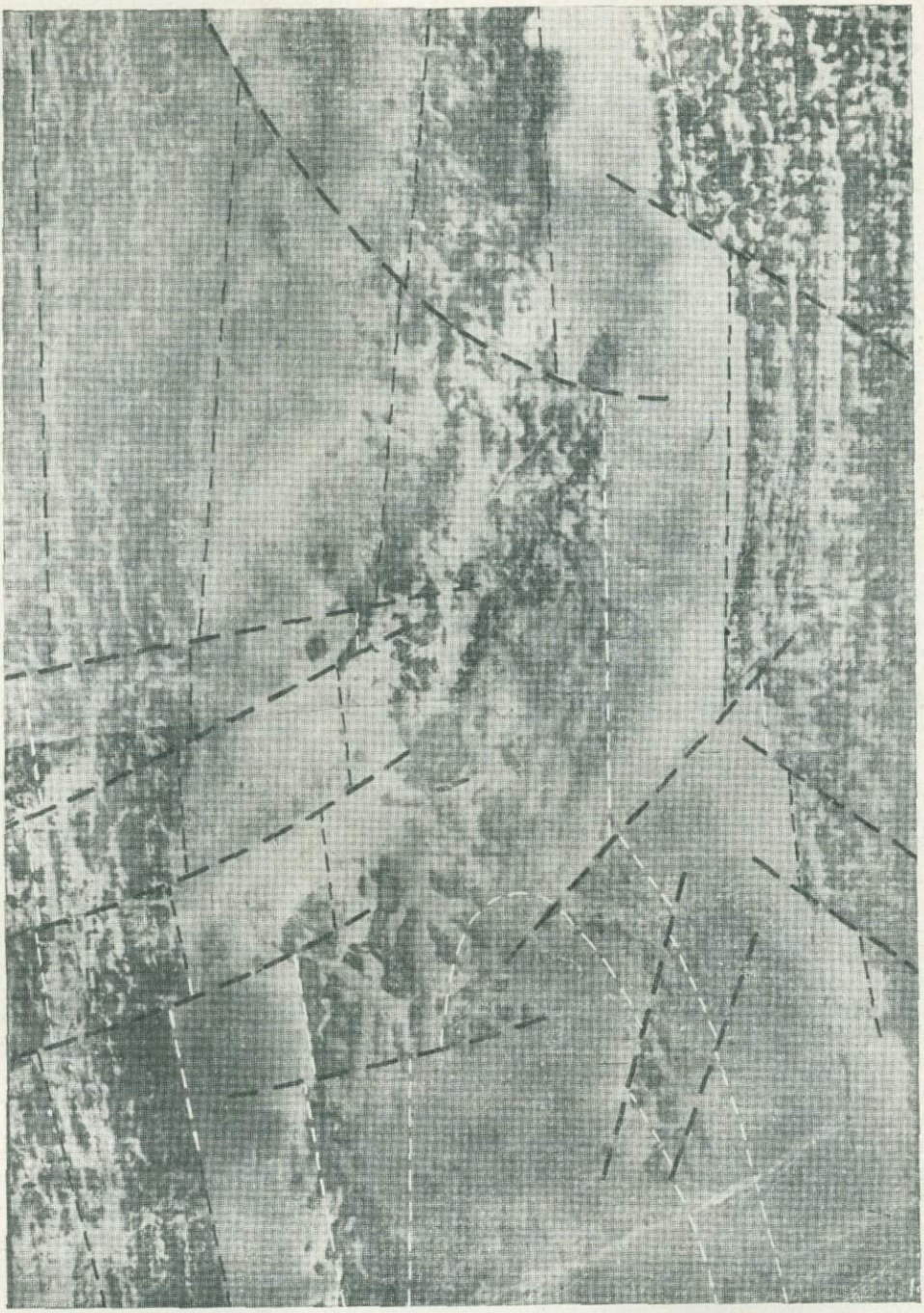


Рис. 18. Аэроснимок участка антиклинальной складки Камни Григоренко. М. 1 : 11 400.

и возраст других пород, изобразившихся на данном аэроснимке. В результате дешифрирования было установлено, что здесь обнажаются отложения надкирмакинской глинистой (НКГ), надкирмакинской песчаной

(НКП), кирмакинской (КС), подкирмакинской и калинской свит продуктивной толщи.

При геоморфологическом картировании, как было указано раньше, на аэроснимках можно опознавать отдельные формы рельефа и установить их площадное распространение. Это позволяет в зависимости от масштаба составляемых геоморфологических карт выделять распространение на морском дне различных генетических типов рельефа, вплоть до отдельных форм или в зависимости от принятой легенды выделять генетические поверхности и т. д. В отличие от других методов, картирование рельефа морского дна по снимкам допускает детальное прослеживание и точную отбивку границ между различными формами.

То же следует отметить и в отношении использования аэрометодов для картирования современных морских отложений или, как принято называть в морской геологии, морских грунтов.

Границы между различными породами (свитами) на аэроснимках морского дна иногда отображаются с чрезвычайной четкостью, в чем можно убедиться при анализе рис. 18. В таких случаях при составлении геологических карт границы между ними могут быть проведены с точностью, какую допускают нетрансформированные аэроснимки, а при трансформации последних и с геодезической точностью.

Однако фотоизображения разновозрастных, но сходных по вещественному составу пород могут иметь близкие по виду фоторисунки. В этом случае, если эти породы располагаются рядом друг с другом, обнаружить на аэроснимках достаточно четко выраженные границы между ними не представляется возможным. Поэтому наметить границу между этими породами (свитами), хотя бы предположительно, можно путем определения и нанесения на фотосхему или карту горизонтальных мощностей. Для этого необходимо в полевых условиях замерять углы падения пластов и знать истинную мощность пород (свит) для данного района.

В тех случаях, когда коренные породы на морском дне перекрыты сплошным чехлом современных отложений или когда изображение морского дна совсем отсутствует вследствие большой глубины или плохой прозрачности воды, приходится прибегать к картировочному бурению с судна или тщательному изучению рельефа дна. Часто наблюдаемая зависимость рельефа морского дна от вещественного состава пород дает возможность наметить положение различных горизонтов и свит.

В заключение следует еще раз отметить, что дешифрирование аэроснимков при геологическом и геоморфологическом картировании дна мелководных участков моря не заменяет все остальные методы исследований (сейсморазведку, картировочное бурение, промерные работы и т. д.). Наоборот при полевом дешифрировании аэроснимков крайне желательно наиболее широкое применение всех существующих в настоящее время методов, так как только в результате комплексного изучения может быть собран материал, на основании которого можно глубоко и всесторонне изучить геолого-геоморфологическое строение морского дна и составить достоверные карты.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЗВУКОВОГО ГЕОЛОКАТОРА ПРИ ПОЛЕВОМ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ ДЕШИФРИРОВАНИИ АЭРОСНИМКОВ МОРСКОГО ДНА

В последние годы наметилась возможность применения новых технических средств при полевом дешифрировании аэроснимков. К их числу относится звуковой геолокатор (Е. П. Абрамов, О. Н. Соколов. Геофи-

зическое приборостроение, вып. 15, 1963) конструкции ВИТРа, испытание которого для указанной цели выполнено в экспедиции Лаборатории аэрометодов.[1]

Принцип действия звукового геолокатора заключается в том, что в воду излучаются звуковые сигналы высокой интенсивности, с частотой порядка 10 кгц, возбуждаемые через определенные промежутки времени в виде импульсов равной продолжительности. Частично импульсы отражаются от поверхности дна, частично проникают в горные породы, где также испытывают отражение от границ пород с различной акустической жесткостью. Отраженные импульсы попадают в приемник и преобразуются в электрические колебания, регистрируемые в самописце в виде точек. Последние располагаются относительно друг друга на расстояниях, пропорциональных времени прихода отдельных отражений, отсчитываемого от момента излучения зондирующего импульса.

В случае движения излучающей системы отдельные точки фиксируются близко друг к другу, образуя на эхограммах линии, отражающие особенности геологического строения.

Одна из таких эхограмм приведена на рис. 19 (см. вкладку). На ней зарегистрирована поверхность моря (*А*), поверхность морского дна (*Б*), современные отложения (*В*), наклонные пласты коренных пород (*Г*) и вторичное эхо (*Д*). В целом эта эхограмма позволяет установить на площади, пересеченной профилем, наличие синклинали. Кроме того, представляется возможным определить мощность современных отложений, залегающих горизонтально с резким угловым несогласием на дислоцированных коренных породах.

«Эхоинформация» позволяет, кроме того, установить наличие тектонических нарушений, характер границ между отдельными свитами, в известных условиях рассчитать углы падения пластов горных пород и т. д.

Само собой понятно, что такая информация значительно облегчает дешифрирование аэроснимков. Кроме того, звуковой геолокатор позволяет собрать данные для таких участков морского дна, для которых по тем или иным причинам нельзя было получить фотоизображение подводных объектов.

---

[1] Работы выполнены совместно с геофизической партией ВИТРа на акватории западного берега Каспийского моря. Основные материалы находятся в стадии обработки, но часть из них, касающаяся главным образом дискуссионных вопросов, используется в настоящей работе.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ, КРАТКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД И ПРИЗНАКИ ИХ ДЕШИФРИРОВАНИЯ НА АЭРОСНИМКАХ

Литолого-стратиграфический разрез Юго-Восточного Кавказа и территории Дагестанской АССР общеизвестен. Он выявлен в процессе исключительно тщательных исследований крупнейших отечественных геологов.

Последовательность залегания пород, их вещественный состав и палеонтологическая характеристика получены не только при изучении естественных обнажений, но и по данным огромного количества буровых скважин разведочного, эксплуатационного, картировочного и структурного бурения. Изучение каменного материала производилось всеми известными в настоящее время методами.

Литолого-стратиграфический разрез морского дна описываемой акватории, если судить по данным бурения и образцам, поднятым со дна, не отличается от смежных участков суши. В связи с этим наши исследования в основном были направлены на изучение влияния вещественного состава пород на ландшафт дна с целью установления признаков их дешифрирования на аэроснимках. В результате была получена новая характеристика пород — особенность их фотоизображения на аэроснимках. Эта характеристика, отражающая внешний облик обнажающихся на дне пород, позволяет установить по аэроснимкам наличие и распространение различных литолого-стратиграфических горизонтов. Поэтому наряду с характеристикой разреза нами будет дано описание признаков дешифрирования тех горных пород, фотоизображение которых удалось получить.

В настоящее время изучение стратиграфии пород Юго-Восточного Кавказа настолько продвинулось вперед, что местные стратиграфические подразделения могут быть сопоставлены с подразделениями международной стратиграфической шкалы.

В данной работе мы считаем целесообразным пользоваться местными стратиграфическими подразделениями, с указанием их возраста в международной шкале.

В соответствии с этим принята следующая схема:

I. Меловая система — Cr.

Нижний отдел — Cr_1.

Халчайская свита (баррем и нижняя часть нижнего апта) — Cr_1 *hl*.

Септариевый горизонт (верхняя часть нижнего апта) — Cr_1 *sp*.

Ханагинская свита (верхний апт) — Cr_1 *hn*.

Алтыагачская свита (нижний и средний альб) — Cr_1al.

Кюлюлинская свита (верхний альб) — Cr_1cl.

Верхний отдел — Cr_2.

Кемишдагская свита (сеноман) — Cr_2 *km*.

Заратский горизонт (верхняя часть сеномана и нижний турон) — $Cr_2 zr$.
Хизинская свита (верхний турон и коньяк) — $Cr_2 hr$.
Юнусдагская свита (сантон и нижний кампан) — Cr_2 *jn*.
Агбурунская свита (верхний кампан—маастрихт) — Cr_2 *ag*.
Ильхидагская свита (датский ярус) — Cr_2 *il*.

II. Палеогеновая система — Pg.

Сумгаитская свита (палеоцен) — Pg_3 *sm*.
Коунская свита (эоцен) — Pg_2 *kn*.
Хадумская свита (нижний олигоцен) — Pg_3 *hd*.
Нижняя и средняя части майкопской свиты (средний и верхний олигоцен) — Pg_3 *mk*.

III. Неогеновая система — N.

Миоценовый отдел — N_1.
Верхняя часть майкопской свиты (нижний миоцен и низы среднего миоцена) — N_1 *mk*.
Тортонский ярус — N_1 T.
Сарматский ярус — N_1 S.
Меотический ярус — N_1 M.
Плиоценовый отдел — N_2.
Понтический ярус — N_2Pn.
Продуктивная толща (киммерийский ярус) — N_2 *pr*.
Акчагыльский ярус — N_2 Ak.
Апшеронский ярус — N_2 Ap.

VI. Четвертичная (антропогеновая) система — Q.

Древнечетвертичные — Q_1.
Тюркянский горизонт — Q_1 *tr*.
Бакинский горизонт — Q_1 *bk*.
Среднечетвертичные — Q_2.
Нижнехазарский (гюрнянский) горизонт — Q_2 h_1.
Верхнехазарский горизонт — Q_2 h_2.
Верхнечетвертичные — Q_3.
Нижнехвалынский горизонт — Q_3 hv_1.
Верхнехвалынский горизонт — Q_3 hv_2.
Современные (голоценовые) — Q_4.
Новокаспийские — Q_4 *n*.
Горизонт с вымершей формой *Cardium edule* L. var. *magna* Golub. — Q_4 n_1.
Горизонт с *Cardium edule* L. — Q_4 n_2.
Горизонт с *Mytilaster lineatus* (Gmel.) — Q_4 n_3.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения являются наиболее древними породами, обнажающимися на подводном склоне и в прибрежной полосе суши западного побережья Каспийского моря. На подводном склоне они имеют весьма ограниченное распространение. Верхнемеловые (агбурунские) отложения слагают узкую прибрежную полосу подводного склона вдоль Килязинской косы и весьма небольшие участки морского дна к северу от широты устья р. Туг-чай.

В прибрежной полосе суши меловые осадки также наблюдаются только в самой северо-западной части Апшеронского полуострова и в южной половине Прикаспийского района, причем на большей части площади они перекрыты четвертичными (морскими, аллювиальными и пролювиальными) отложениями.

К настоящему времени трудами многочисленных исследователей (Богданович, 1906; Губкин, 1915, 1916; В. Д. Голубятников, 1929; Мирчинк, 1931, 1933а, 1933б, 1934; Мишунина, 1932; Вассоевича, 1936, 1938, 1940; Хаин, 1947а, 1948; Ренгартен, 1961, и др.) выработана стратиграфическая схема Юго-Восточного Кавказа, в которой выделяются все ярусы и горизонты меловой системы. В последние годы в Прикаспийском районе, на площадях Советабадской, Тугчайской, Яшминской, Ситалчайской, Гядысуйской и Куркачидагской антиклинальных складок, проведен

большой объем структурно-поискового бурения (Мурадян, 1953ф, 1954ф, 1955ф, 1956ф; Григорьянц, 1955; Шарданов, 1953аф, 1953бф), данные которого позволяют уточнить особенности меловых отложений рассматриваемой территории. [1]

Нижний отдел

На подводном склоне и вдоль уреза воды нижнемеловые отложения не обнажаются.

В прибрежной полосе суши они выходят на дневную поверхность только на Килязинской косе, где слагают свод Советабадской антиклинальной складки.

Халчайская свита (баррем — нижняя часть нижнего апта)

Отложения халчайской свиты представлены серыми и зеленовато-серыми карбонатными, реже некарбонатными, глинами с прослоями мергелей, известняков, иногда оолитовых, и песка. В верхах свиты, в ее нижнеаптской части на площади Советабадской антиклинали обнажаются пачки глин с включениями глыб лузитанских известняков бешбармакского типа. На площади Тугчайской складки глины хорошо отмучены.

Общая мощность халчайской свиты оценивается В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1954) около 1000 м. В. М. Мурадян (1956ф) для площади Тугчайской складки принимает мощность этой свиты в 600—700 м.

Септариевый горизонт (верхняя часть нижнего апта)

Септариевый горизонт состоит из серых и темно-зеленых карбонатных глин с миллиметровыми прослойками песка. Характерны включения септарий цилиндрической, эллипсоидальной и причудливой формы. Глины песчанистые.

В Тугчайской складке *септариевый горизонт залегает трансгрессивно* на халчайской свите. На площадях других складок района несогласие между этими свитами не отмечается. Мощность септариевого горизонта меняется от 37 до 90 м.

Ханагинская свита (верхний апт)

Ханагинская свита образована чередованием красных или красно-бурых глин с глинами серого и зеленого цвета. Глины преимущественно карбонатные с редкими прослойками неизвестковистых глин. В глинах ханагинской свиты в пределах Ситалчайской складки наблюдаются прослои мергелей с налетами пиролюзита и с фауной *Neohibolites*. Глины здесь относительно хорошо отмучены.

В Тугчайской, Советабадской и Ситалчайской складках халчайская *свита залегает несогласно на размытой поверхности септариевого горизонта*.

Мощность свиты в Советабадской антиклинали колеблется от 20 до 50 м, а в Ситалчайской складке достигает 270 м.

---

[1] Буква «ф», стоящая после года, в данном случае, как и в последующих главах работы, обозначает фондовые, неопубликованные материалы, список которых помещен в конце книги.

Алтыагачская свита (нижний и средний альб)

Алтыагачская свита представлена пестроцветными некарбонатными глинами с прослоями алевролитов и пиробитуминозных глин. Окраска глин меняется от красновато-бурой до зеленоватой и серой. Красно-бурые глины похожи на глины ханагинской свиты, отличаясь от последних более темной окраской. Глины хорошо отмучены.

В основании алтыагачской свиты в Советабадской и Ситалчайской складках залегают брекчированные конгломераты, свидетельствующие о несогласном ее залегании на отложениях ханагинской свиты. Уменьшение мощностей алтыагачской свиты на некоторых геологических профилях Тугчайской складки истолковывается В. М. Мурадяном (1956ф) как показатель несогласного залегания алтыагачской и ханагинской свит в данном районе.

Мощность алтыагачской свиты варьирует от 102 м в Советабадской складке до 205 м в Тугчайской.

Кюлюлинская свита (подкемчинская свита, верхний альб)

В нижней части кюлюлинская свита состоит преимущественно из песчаников и песков (кюлюлинские песчаники), в верхней — из глин (ауцеллиновый горизонт). Последние сохранились лишь на площади Куркачидагской складки, а в Советабадской, Ситалчайской, Тугчайской и так далее складках размыты, иногда вместе с нижележащими кюлюлинскими песчаниками.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения обнажаются вдоль береговой линии, частично слагают прибрежную часть подводного склона в районе Килязинской косы и к северу от устья р. Туг-чай, а также образуют прибрежный абразионный уступ на участке между ст. Насосной и горой Кара-Тапа.

Кемишдагская свита (сеноман)

Свита представлена темно-серыми, серыми, местами зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников, переходящих в гравелиты, а также кремнистых известняков и брекчированных конгломератов.

В Тугчайской и Ситалчайской складках кемишдагская свита залегает со стратиграфическим перерывом прямо на алтыагачской свите (отсутствует вся кюлюлинская свита), а в Советабадской — на нижнем горизонте кюлюлинской свиты (отсутствует ауцеллиновый горизонт).

Трансгрессивное залегание кемишдагской свиты является одной из особенностей описываемой территории.

Мощность свиты меняется от 10—95 м в Советабадской антиклинали, до 250—300 м в юго-восточной части Куркачидагской складки.

Заратский горизонт (нижний турон)

В пределах Яшминской складки заратский горизонт представлен серыми и зеленовато-серыми глинами с прослоями бентонитовых глин и мергелей, а также с горизонтами черных битуминозных глин и горючих сланцев. В районе Гядысуйской складки также преобладают глины, но преимущественно темные некарбонатные с прослоями гиляби, туфопесчаников, мергелей, известняков и известняковистых песчаников. На пло-

щадях Советабадской, Ситалчайской и Тугчайской складок отложения заратского горизонта отсутствуют. Мощность горизонта в Гядысуйской и Яшминской складках варьирует от 20 до 35 м.

Хизинская свита (свита кемчи, верхний турон-коньяк)

В пределах Куркачидагской, Гядысуйской и Яшминской антиклинальных складок хизинская свита выражена чередованием пластов глин, песчаников, известняков и оскольчатых мергелей. Глины в разрезе резко преобладают. Они имеют зеленовато-серый, темно-зеленый, темно-серый и светлый, почти белый цвета. Песчаники, пласты которых имеют мощность от 10—20 до 50—60 см, разнозернистые, иногда грубозернистые, косослоистые в подошве. Изредка наблюдаются линзовидные прослои мелкообломочных конгломератов и гравелитов.

Мощность отложений свиты колеблется от 150 до 200 м.

Юнусдагская свита (сантон-нижний кампан)

Вблизи береговой линии отложения юнусдагской свиты обнажаются на Килязинской косе и в абразионном уступе к югу от горы Кара-Тапа. Отложения юнусдагской свиты принимают участие в строении Советабадской и Тугчайской складок, северо-восточные крылья которых располагаются в море.

Юнусдагская свита представлена в основном чередованием мергелистых и известковистых глин зеленой, светло-оливковой, ярко-красной и коричнево-красной окраски с прослоями конгломератов, известковистых песчаников, песчанистых обломочных известняков и розовых мергелей. Глины в разрезе преобладают. Мергельные глины связаны переходами с белесыми, розовыми и светло-зелеными мергелями.

В Тугчайской и Ситалчайской складках юнусдагская свита залегает с резким стратиграфическим несогласием прямо на кемишдагской, а местами даже на алтыагачской свите.

Мощность юнусдагской свиты колеблется от 90—190 м в Советабадской складке, до 500—600 м в Куркачидагской.

Агбурунская свита (верхний кампан—маастрихт)

Свита в основном представлена карбонатными отложениями. В Советабадской складке нижняя часть свиты (кампанская) выражена флишем, получившим название килязинского флиша. Последний обнажается вдоль берега и частично слагает подводный склон. Отложения килязинского флиша состоят из ритмично чередующихся слоев известняков, известковистых песчаников, мергелей и глин. Мощность чередующихся слоев варьирует от 0.04 до 0.29 м.

Различная устойчивость отдельных слоев к разрушению обусловливает образование на поверхности обнажений килязинского флиша невысоких многочисленных гребешков, разделенных узкими и длинными желобами. Высота этих гребешков достигает десятков сантиметров. В результатате такого микрорельефа выходы пород килязинского флиша приобретают специфический, только им свойственный в данном районе облик и определяют тонкополосчатый рисунок фотоизображения (рис. 20). Этот рисунок позволяет безошибочно опознавать эти отложения не только в пределах береговой части суши, но и на подводном склоне.

К отложениям агбурунской свиты В. Е. Хаин относит также известковистые конгломераты с галькой юрских сланцев, зеленых глин и с обломками призматического слоя *Inoceramus*, слагающие в море, недалеко от берега Килязинской косы, надводные и подводные гряды (рис. 20).

К северу от устья р. Туг-чай в узкой прибрежной полосе суши, шириной в 200 м, обнажаются зеленовато-серые, известковистые глины и обломочные известняки, переходящие в известняковые конгломераты. Литологически аналогичные глины и известняки наблюдаются и на подводном

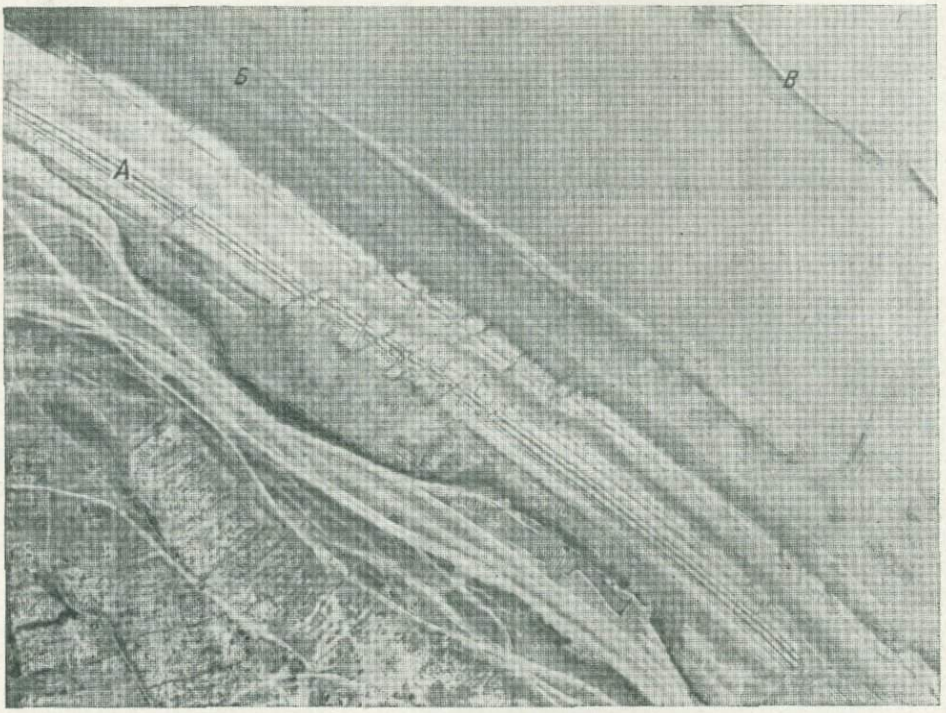


Рис. 20. Аэроснимок килязинского флиша.

А — на суше; *Б* — на подводном склоне. Видны мелкие поперечные разломы. В море изобразились подводные гряды с небольшими островками, сложенные известняками маастрихтского возраста (*В*). М. 1 : 11 100.

склоне данного района. Здесь известняки образуют ряд подводных гряд с небольшими надводными камнями.

Известняки в прибрежной полосе суши, а следовательно, и пластующиеся с ними глины Е. Я. Дмитриев, А. Г. Поминов, В. П. Ясенев (1934) на основании литологических признаков отнесли к кемчинской (хизинской) свите (верхний турон—коньяк). Н. Б. Вассоевич (1936), а вслед за ним В. Е. Хаин (1938ф), отмечая наличие в этих породах фауны орбитоидов (*Orbitella* и *Lepiaorbitoides*), относят их к агбурунской свите (верхний кампан—маастрихт).

В образцах, собранных А. Н. Шардановым (1953аф, 1953бф), а также нами (Шарков, Гурьева, 1954ф, 1956ф), в прибрежной части площади Тугчайской складки обнаружена микрофауна, подтверждающая агбурунский возраст обнажающихся здесь пород. Из этих образцов были определены следующие формы: *Haplophragmoides glomeratus* d'Orb, *Textularia excolata* Cushm., *Cyroidina caucasica* Subb., *Eponides umbonatus* (Rss.), *Cyromorphina trigona* Rss., *C. allomorphinoides* (Rss.), *Globotruncana*

linnei (d'Orb.), *G. rosetta* (Carsey), *C. arca* (Cushm.), *Globigerina* ex gr. *cretacea* d'Orb., *Globigerina* indet.

Мощность агбурунской свиты в Советабадской антиклинали, по данным В. Е. Хаина (1938ф), равна 270 м, а согласно данным В. М. Мурадяна (1954ф), максимальная ее мощность составляет 100 м.

Ильхидагская свита (датский ярус)

На юго-западном крыле Советабадской антиклинали, на площадях Тугчайской и Ситалчайской складок эта свита представлена в основном глинами светло-серыми, зеленовато-серыми, плотными, известковистыми (содержат до 38% карбонатов) с прослоями известняков, известковистых песчаников и микроконгломератов. Подошва свиты отбивается по появлению глин красных оттенков, относящихся уже к агбурунской свите.

Мощность ильхидагской свиты в Ситалчайской складке равна 70 м, в Советабадской она варьирует от 125 до 150 м, а в Тугчайской составляет 70—80 м. На площадях Яшминской и Гядысуйской складок отложения этой свиты отсутствуют.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ МИОЦЕН И НИЗЫ СРЕДНЕГО МИОЦЕНА

В данном разделе мы объединяем описание отложений палеогеновой системы и самых низов миоцена (нижний миоцен и нижняя часть среднего миоцена), так как в пределах морского дна в настоящее время не представляется возможным расчленить майкопскую свиту на горизонты палеогенового и миоценового возраста. Отложения палеогеновой системы и нижней части миоцена на морском дне и в прибрежной части суши имеют незначительное распространение. В связи с тем, что они представлены преимущественно сходными по вещественному составу глинами, установить характерные признаки дешифрирования на аэроснимках для отдельных свит также не удалось.

Сумгаитская свита (палеоцен)

В своей нижней части на площадях Советабадской, Тугчайской и Ситалчайской складок сумгаитская свита представлена глинами серыми и зеленовато-серыми, сильно известковистыми, песчанистыми с редкими и маломощными прослоями известковистых песчаников и мергелей. На площади Яшминской складки отложения свиты отличаются чередованием глин красно-бурого, серого и серо-зеленоватого цветов, с прослойками песчаников от средне- до грубозернистых, переходящих местами в гравелиты.

Верхняя часть свиты характеризуется глинами преимущественно красно-бурой окраски с прослоями глин зелено-серого цвета, плотными, неизвестковистыми, что отличает их от красных глин мела.

На площади Ситалчайской антиклинальной складки отложения сумгаитской свиты лежат несогласно на ильхидагской свите, а местами прямо на септариевом горизонте (нижний апт). В Ситалчайской складке В. М. Мурадян (1953ф) отмечает несогласное залегание верхнего горизонта свиты на нижнем.

Мощность свиты варьирует от 97 м в Тугчайской складке до 450 м — в Куркачидагской.

Коунская свита (эоцен)

Отложения коунской свиты как литологически, так и на основании состава микрофауны отчетливо подразделяются на три горизонта.

Нижний коун представлен глинами зелено-серыми, серыми и светло-серыми, плотными, сильно известковистыми. В глинах содержатся

частые прослойки мергелей почти белого цвета и реже скорлуповатых песчаников.

Средний коун выражен темно-серыми, темно-коричневато-серыми, почти черными некарбонатными, иногда листоватыми глинами с маломощными прослоями песка и включениями пирита. Отложения крайне бедны микрофауной, среди которой пока найдены только *Globigerinoides conglobata* (Brady), но отличаются обильным содержанием остатков рыб.

Верхний коун сложен глинами зелено-серыми и бурыми до вишнево-бурых, некарбонатными или слабо известковистыми, иногда с прослойками рыхлых или плотных косослоистых песчаников.

В пределах подводного склона, на основании микропалеонтологических исследований к отложениям коуна отнесены глины, переслаивающиеся с пластами обломочных известняков и мергелей, обнажающиеся на морском дне к северу от устья р. Туг-чай.

Распространенные здесь глины зеленовато-серого цвета, и обломочные известняки литологически очень похожи на нижележащие образования, фаунистически охарактеризованные как верхнемеловые, точнее — отложения агбурунской свиты. Поэтому породы, обнажающиеся на подводном склоне в прибрежной полосе суши, всеми исследователями, в том числе и нами, относились к верхнему мелу. Однако в собранных нами некоторых образцах Г. К. Касимова обнаружила, кроме меловых форм, микрофауну заведомо коунского возраста.

В одном из образцов она определила: *Globotruncana arca* (Cushm.), *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Globigerina cretacea* d'Orb., *G. triloculinoides* Plumm., *C. bulloides* d'Orb., *Globigerinella mirca* (Cole), *Ammodiscus incertus* Reuss., *Haplophragmoides* sp., *Gümbelina globifera* (Reuss.), *Bulimina elegans* d'Orb.

Многие из перечисленных форм (*Cibicides ungerianus* (d'Orb.) *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. bulloides* d'Orb., *Globigerinella mirca* (Cole)), являются характерными для коуна. Очевидно, меловые формы следует считать переотложенными, находящимися во вторичном залегании.

Коунская микрофауна была обнаружена и в поднятом со дна моря образце известковистого песчаника. Здесь были определены *Cibicides refulgens* (Montf.), *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Radiolaria* и др.

Таким образом, в пределах Тугчайской складки в самой прибрежной полосе подводного склона обнажаются отложения агбурунской свиты, сменяющиеся дальше в море породами коунского возраста.

Фотоизображение коунских отложений на заснятых нами площадях не отличается какими-либо специфическими чертами, которые позволили бы на основании характерных признаков фоторисунка отличить их от фотоизображения других пород этого комплекса, состоящих из глин с относительно редкими пластами устойчивых к разрушению пород, в данном случае обломочных известняков и мергелей. Последние препарируются в виде длинных подводных гряд, разделенных более или менее широкими понижениями. В соответствии с этим и фоторисунок коунских отложений выражен в виде изображения гряд на более или менее однородном сером фоне, отображающем скопления ракуши или ила. Подобный фоторисунок может характеризовать и другой комплекс пород со сходным вещественным составом. Но поскольку возраст пород может быть установлен непосредственными наблюдениями, фотоизображение значительно облегчает картирование и изучение строения изображенных на аэроснимке участков.

Хадумская свита (нижний олигоцен)

Некоторые геологи включают хадумскую свиту в объем майкопской серии. В Южном Дагестане к хадумской свите условно отнесены трещиноватые, неслоистые, мергелистые глины коричневатого цвета, несогласно лежащие на подстилающих отложениях. В Прикаспийском районе отложения хадумской свиты представлены глинами темно-серой окраски, известковистыми, с пятнами порошкообразного кальцита и тонкими прослойками мергелей. На морской площади отложения этой свиты вскрыты бурением на банке Апшеронской. Здесь они выражены плотными глинами, переслаивающимися с песчаниками.

Мощность хадумской свиты варьирует в Южном Дагестане от 12 до 50 м, на Апшеронском полуострове от 50 до 90 м.

Майкопская свита (олигоцен, нижний миоцен и низы среднего миоцена)

Отложения майкопской свиты на дневной поверхности обнажаются в прибрежной части Дагестанского побережья вдоль тектонических нарушений ряда антиклинальных складок (Берикейской, Дузлакской), вблизи береговой линии на Чандагарском пляже Прикаспийского района и в Советабадской синклинали. Кроме того, майкопские отложения слагают юго-восточные периклинальные части Ситалчайской, Гядысуйской и Куркачидагской складок и свод Яшминской антиклинали, где они вскрыты скважинами структурно-картировочного бурения.

Выходы майкопской свиты на подводном склоне известны в районе рыбного промысла Килязи, а также к югу от рыболовецкого колхоза Яшма.

Глубоким бурением майкопская свита вскрыта на о. Жилом (структурно-поисковая скв. № 7), на банках Апшеронской (крелиусная скв. № 2) и Дарвина (скв. № 24).

На морских площадях Приапшеронского района и района Бакинского архипелага майкопские отложения часто встречаются в выбросах грязевых вулканов.

В Дагестане, в Прикаспийском районе и на Апшеронском полуострове майкопская свита отчетливо подразделяется на две части. Нижняя часть представлена неизвестковистыми глинами, при выветривании приобретающими коричневую окраску. В глинах наблюдаются прослойки песка, а в Прикаспийском районе — песчаника, микроконгломерата и глинистой брекчии (чандагарский пляж). Верхний майкоп отличается большей глинистостью, хотя и здесь наблюдаются налеты песка и песчаные прослойки. Глины содержат доломитизированные септарии (горизонт рики), а в самом верху, среди почти чистых глин встречаются конкреции сидерита (зурамакентский горизонт майкопа).

Характерными признаками глин майкопской свиты являются их способность распадаться при выветривании на тонкие листочки, обилие налетов ярозита по плоскостям наслоения и богатое содержание остатков рыб.

На морских площадях майкопские отложения представлены зеленоватыми, при выветривании светло-серыми, глинами, с прослойками вулканического пепла и мергелей (банка Апшеронская). На складках о-вов Жилого и Нефтяных Камней майкопские отложения вскрыты, вероятно, не в коренном залегании. Они также представлены серыми и зеленовато-серыми глинами с микроконгломератами эрозионного происхождения (о. Жилой) и тонкозернистыми песками (о-ва Нефтяные Камни). Хотя коренное залегание майкопских отложений на морской площади устано-

влено только в Прикаспийском районе и на банке Апшеронской, несомненно, что они имеют широкое распространение как в Приапшеронском районе, так и в районе Бакинского архипелага. Об этом свидетельствуют как данные бурения, так и наличие глыб майкопских глин в выбросах грязевых вулканов.

Мощность майкопских отложений значительно варьирует. На севере Дагестана она свыше 1000 м, а к югу уменьшается до 100 м (район р. Рубас-чая). В осевой части Кусарского синклинория она вновь повышается до 600 м, а южнее, около Сиазани, вероятно, достигает 1000—1200 м. На площадях Советабадской складки мощность отложений майкопской свиты не превышает 200 м. В районе банки Апшеронской буровая скважина прошла по майкопским глинам 177 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения имеют широкое распространение на подводном склоне западного побережья Каспия. В Дагестанском и Кусаро-Дивичинском районах, а также на севере Прикаспийско-Приапшеронского района широко распространены миоценовые отложения, которые часто обнажаются на морском дне. Южнее, в пределах Апшеронского полуострова, Апшеронского и Бакинского архипелагов, они перекрываются плиоценовыми осадками, которые в основном и образуют поверхность дна.

Миоценовый отдел

Характеристика самого нижнего горизонта миоцена (зурамакентского) была дана при описании майкопской свиты, поэтому рассмотрение отложений этого отдела мы начинаем с тортонского яруса.

В пределах рассматриваемой площади средне- и верхнемиоценовые отложения подразделяются на два типа, сравнительно резко отличающиеся друг от друга: дагестанский и апшеронский. В Прикаспийском районе распространены переходные отложения между этими типами осадков. Дагестанский тип отличается большей песчанистостью, в верхней части карбонатностью и лучшей палеонтологической охарактеризованностью; апшеронский характеризуется преимущественно глинистым составом и, за исключением чокракского горизонта, практическим отсутствием руководящей фауны.

Тортонский ярус

В отложениях тортонского яруса выделяются тарханский, чокракский (чокракско-спириалисовый), караганский и конкский горизонты.

Тарханский горизонт отчетливо выделяется в Дагестане, хотя в разрезах скважин, как правило, объединяется вместе с майкопской свитой. В Прикаспийском и Приапшеронском районах в связи с отсутствием данных он включается в вышележащую толщу осадков чокракско-спириалисового горизонта. В Дагестане майкопская свита отделяется от вышележащих осадков характерным и постоянным прослоем мергеля с руководящей фауной тарханского горизонта *Pecten denudatus* Reuss и др. Мощность прослоя мергеля колеблется от 1.2 до 0.15—0.20 м. Выше залегает пачка темно-серых, почти черных, тонкослоистых глин, содержащих массу раздавленных раковин *Spirialis*. Мощность глин варьирует в пределах 25—30 м.

Чокракский горизонт в Дагестане простирается в виде широкой полосы вдоль побережья. Отложения чокракского горизонта буровыми скважинами вскрыты на площадях Махачкала, Избербаш,

Дербент. Они слагают своды Ачисинской, Каякентской, Берикейской, Дузлакской, Дагогнинской и Хошмензилской складок.

В прибрежной части Прикаспийского и северо-западной части Апшеронского районов чокракско-спириалисовые отложения обнажаются на Чандагарском пляже, а также принимают участие в строении Советабадской синклинали, Яшминской, Ситалчайской, Гядысуйской и Куркачидагской складок. На подводном склоне их распространение удалось установить на участке от Чандагарского пляжа почти до о. Яшмы, где они образуют подводные гряды, сложенные брекчированными доломитами. Кроме того, они слагают небольшие участки морского дна к югу и к северу от горы Кара-Тапа.

В Южном Дагестане чокракский горизонт представлен ритмичной толщей, состоящей из чередования пачек песков и глин. В отличие от всех нижележащих мезо-кайнозойских отложений пески и песчаники чокракского горизонта Дагестана характеризуются существенно кварцевым составом легкой фракции и значительным процентным содержанием дистена и ставролита в тяжелой фракции. Подобный минералогический состав указывает на то, что чокракские отложения не могли полностью возникнуть за счет размыва мезо-кайнозойских пород Кавказа, поэтому основную питающую провинцию следует искать вне области современной Кавказской горной страны. Это подтверждается более низкой окатанностью зерен песка чокракских отложений в разрезах, расположенных ближе к морю, а также более мелким размером и иным типом кварцевых зерен в терригенных мезозойских и палеогеновых породах Кавказа по сравнению с кварцевыми зернами чокракских песков и т. д.

Количество пластов песка и песчаников, а также и их мощность к югу уменьшаются, особенно в нижней части горизонта. Преимущественно кварцевый состав песчаных пластов сохраняется еще в районе ст. Ялама, где чокракские отложения вскрыты бурением. Южнее, от Чандагарского пляжа и почти до широты ст. Насосной, как на суше, так и на подводном склоне, состав чокракских отложений становится преимущественно глинистым. Глины имеют темно-серый цвет, а при выветривании приобретают буроватые тона. Глины слабоизвестковистые, плотные, с тончайшими прослойками и налетами тонкозернистого песка. Они содержат в изобилии раковины *Spirialis*, а также рыбную чешую. Среди глин имеются частые прослои брекчированных доломитов, пронизанных кальцитовыми прожилками. Доломиты также содержат многочисленные раковины *Spirialis*. Аналогичные отложения вскрыты бурением на акватории о. Жилого.

В пределах подводного склона от мыса Чандагар до о. Яшма подводные гряды, сложенные брекчированными доломитами чокракского возраста, относительно хорошо изобразились на аэроснимках. Это позволило проследить их распространение на морском дне и выявить изменение простирания. Однако фотоизображение этих пород в целом мало отличается от фоторисунка нижележащих отложений коунской свиты и вышележащих пород сармата, характеризующихся также наличием твердых, устойчивых к выветриванию пластов, заключенных среди легко поддающихся разрушению глин. Некоторое своеобразие фоторисунка можно усмотреть в том, что вследствие малой мощности прослоев трудно разрушающихся доломитов и мергелей и их относительно редкого расположения определяемая ими полосчатость фотоизображения характеризуется тонкими и далеко отстоящими друг от друга линиями. Но эти особенности фоторисунка не настолько типичны, чтобы по ним представлялось возможным без тщательной проверки на местности безошибочно определять возраст отображенных на фотографии пород.

К а р а г а н с к и й г о р и з о н т в прибрежной полосе Дагестана имеет широкое распространение. Караганские отложения обнажаются

в Нарат-Тюбинской моноклинали и присводовых частях Ачисинской складки, а также узкой полосой окаймляют антиклинальные поднятия Каякентское, Берикейское, Дузлакское, Дагогнинское и Хошмензилское. В Прикаспийском районе караганские отложения сохранились от размыва только местами. Буровыми скважинами они вскрыты вблизи сел. Ялама. Их присутствие можно предполагать на Чандагарском пляже, хотя палеонтологически охарактеризованные отложения этого возраста здесь пока не обнаружены. Южнее они выявлены в пределах Ящминской площади.

На акватории вблизи рыбного промысла Зарат, нами был поднят с морского дна образец породы с микрофауной караганского возраста.

На Апшеронском полуострове и в морском Приапшеронском районе караганские отложения входят в комплекс осадков, выделяемых в диатомовую свиту (от караганского горизонта до меотического яруса включительно). Этот комплекс отличается своеобразными фациальными особенностями, поэтому будет описан нами особо.

В Дагестане караганские отложения литологически напоминают чокракские. Это в основном слоистые пестрые глины, характеризующиеся чередованием пластов серой, желтой, темно-бурой и коричневой окраски. Глины включают пласты светло-серых до белых мелкозернистых кварцевых, мягких песчаников. В верхней части свиты довольно часто встречаются прослои желто-бурых мергелей, переполненных *Spaniodontella*, а также включения караваеподобных конкреций сидеритов.

В разрезе караганских отложений по р. Манас-озень на долю глин приходится 73.0%, на долю песков и песчаников — 26.0% и на долю мергелей — 1.0% (по данным В. Д. Голубятникова).

Прослои песчаников, количество которых доходит до 12—14% при мощности от 3 до 40 м, довольно постоянны для караганских отложений западного побережья. Хорошее обнажение их можно видеть вблизи береговой линии в районе мыса Башлы. Здесь караганские песчаники слагают невысокую каменистую гряду, простирающуюся параллельно берегу (рис. 21).

Мощность караганских отложений в Дагестане изменяется от 360 до 400 м.

В Прикаспийском районе караганский горизонт выражен глинами светло-бурыми, коричневыми и оливковыми с прослоями песков, песчаников, алевролитов, желтовато-бурых мергелей, оолитовых и органогенно-обломочных известняков. На севере района (Ялама) мощность прослоев песков достигает 2—3 м.

По исследованиям Б. М. Ибрагимовой, Р. С. Исмаиловой и О. Д. Шамайловой (1956), в легкой фракции песков преобладает кварц (до 100%). Зерна кварца в основном угловатые полуокатанные и реже окатанные. Тяжелая фракция на севере (Ялама) представлена устойчивыми минералами: эпидотом, цоизитом, дистеном и ставролитом. На юго-востоке, где караганские отложения выражены глинами, кластический материал полностью представлен обломками глинистых пород, а тяжелая фракция состоит из пирита.

Таким образом, состав песчаных отложений караганского горизонта, как и чокракского, резко отличается от терригенного материала мезо-кайнозойских отложений Кавказа. В то же время угловатость и полуокатанность зерен свидетельствуют о близком расположении питающей провинции. Погрубение материала в восточном и северо-восточном направлениях позволяет прийти к заключению, что область сноса в чокракско-караганское время располагалась где-то в районах Северного и Среднего Каспия.

Мощность караганского горизонта в районе Худата уменьшается до 50—60 м.

В Приапшеронском районе караганские отложения выражены нижним горизонтом диатомовой свиты.

К о н к с к и й г о р и з о н т в Дагестане (в районе Каякента) выражен чередованием темных слоистых глин с серыми и зеленоватыми глинами. Они содержат тонкие прослои и налеты песка по плоскостям наслоения, а также крепкие известковистые песчаники и железистые мергели. В Каякентском районе конкские отложения имеют мощность около 50 м. В разрезе эти отложения трудно выделяются, поэтому обычно объ*единяются с караганскими.*

В Прикаспийском районе конкские отложения известны только на Советабадской площади, где имеют мощность 50 м. На Чандагарском

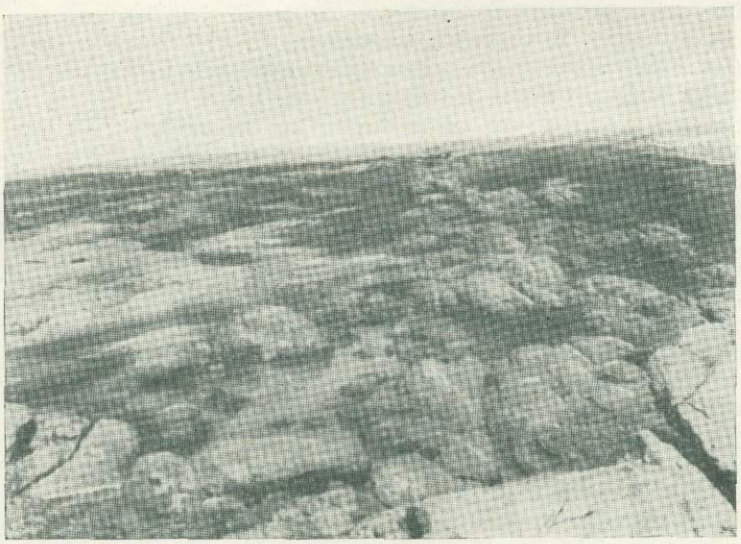


Рис. 21. Выходы караганских песчаников в районе м. Баилы.

пляже к ним условно относятся листоватые, сходные с диатомовыми сланцы, которые описаны Е. Я. Дмитриевым, А. Г. Поминовым и Б. П. Ясеневым (1934).

На Апшеронском полуострове и в морском Приапшеронском районе *к конкским отложениям относится второй снизу горизонт диатомовой* свиты ($Д_2$).

С а р м а т с к и й я р у с

Отложения сарматского яруса обнажаются на значительных площадях в пределах подводного склона Дагестана и Прикаспийского района. В Приапшеронском морском районе сарматские отложения представлены третьим снизу горизонтом диатомовой свиты ($Д_3$).

Вдоль Дагестанского побережья сарматские отложения протягиваются непрерывной полосой, хотя местами и перекрываются древнекаспийскими и современными отложениями. Ими же сложены ближайшие к берегу возвышенности предгорий. Обнажения сарматских отложений наблюдаются на Чандагарском пляже и в обрыве мыса Амия (Чандагар).

Отложения сарматского яруса отчетливо подразделяются на три подъяруса.

Н и ж н и й с а р м а т в Дагестане обнажается только в пределах суши. В море отложения нижнего сармата вскрыты буровыми скважинами

(месторождение Избербаш). В нижней части разреза они представлены темно-серыми глинами с прослойками мергелей и доломитизированных известковистых песчаников. В этой части разреза встречаются остатки *Syndesmya reflexa* Eichw., вследствие чего эти отложения именуются «синдесмиевыми слоями». Мощность синдесмиевых слоев изменяется от 40—80 до 150 м.

В Южном Дагестане выше синдесмиевых слоев залегают буровато-серые глины с тонкими прослоями мергелей, в которых обнаружены многочисленные *Mactra eichwaldi* Znkls. и др. Мощность этих «мактровых слоев» изменяется от 35 м вблизи г. Махачкала до 250 м в Южном Дагестане.

В Прикаспийском районе нижнесарматские отложения выражены глинами серыми, бурыми, иногда с желтоватым оттенком, с прослоями песчаников, детритусовых песчаников с галькой и алевролитов, а в районе Ялама — с тонкими прослоями мергелей.

Видимая мощность нижнесарматских отложений на мысе Чандагар достигает 86.5 м, в районе Советабада — 40 м.

Средний сармат обнажается на подводном склоне в своде Избербашской складки и складки Инчхе. В Северном Дагестане среднесарматские отложения имеют почти исключительно глинистый состав, к югу (южнее широты р. Манас-озень) глины становятся песчанистыми.

В районах рр. Манас-озень и Ачи-су низы среднего сармата выражены глинами. По направлению вверх по разрезу глины становятся песчанистыми и появляются прослои и налеты песка по плоскостям наслоения. В районе Каякента средний сармат характеризуется чередованием глин и песков с преобладанием первых внизу, вторых вверху. В верхах среднего сармата появляются прослои детритусовых известняков, желтых мергелей и ракушняков.

Мощность среднего сармата в районе Каякента достигает 700—900 м, в районе Дербента она уменьшается до 500 м.

В Прикаспийском районе средний сармат в нижней его части выражен фацией глубоководных глин с криптомактровой фауной, а в верхней осадки носят более мелководный характер с прослоями песчаников, алевролитов и реже известняков (район Ялама).

На Чандагарском мысе среднесарматские отложения отсутствуют. Здесь на глины с нижнесарматской фауной непосредственно ложатся отложения, в которых В. Д. Голубятников (1930), М. Ф. Мирчинк (1934), Е. Я. Дмитриев, А. Г. Поминов и Б. П. Ясенев (1934) и В. Е. Хаин (1938ф) обнаружили фауну *Mactra* верхнесарматского возраста.

Верхний сармат имеет широкое распространение в Дагестане как в прибрежной части подводного склона, так и суши, а также в Прикаспийском районе вблизи мыса Амия (Чандагар).

В отчете О. К. Леонтьева, В. И. Финько, Д. М. Ибрагимова (1952ф) в пределах Дагестана верхний сармат подразделяется на четыре толщи: нижнюю глинистую, нижнюю известковистую, верхнюю глинистую и верхнюю известковисто-глинистую.

Нижняя глинистая толща верхнего сармата состоит из чередующихся пластов глин серого и желтовато-серого цвета. Для нее характерно наличие тонких прослоев песка по плоскостям наслоения глин. В верхней части толщи наблюдается пласт ракушняка, состоящий из битых створок раковин. Для района Избербаш в отличие от района Махачкала известняки характеризуют не верхнюю, а нижнюю часть разреза. Подошва известняков здесь лежит на 70 м выше кровли среднего сармата. Фаунистически эти отложения охарактеризованы: *Mactra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula. Мощность всей толщи достигает 380—400 м.

Нижняя известковистая толща (аджарская свита) представлена переслаивающимися пластами детритусовых известняков, рыхлых темно-серых, иногда зеленоватых песчаников и глин. Мощность известняковых пачек варьирует в пределах от 1.5 до 6 м. Мощность толщи 250 м.

На подводном склоне Южного Дагестана известняки этой толщи вместе с известняками верхней части среднего сармата в основном и создают неровности рельефа морского дна и прилегающих участков суши. Они протягиваются на морском дне в виде сплошной полосы вдоль берега (местами в 3—4 км от него), от мыса Буйнак до устья р. Дерби-чай.

Верхняя глинистая толща представлена темно-серыми, иногда голубоватыми, реже буроватыми глинами. Среди глин наблюдаются редкие и тонкие прослойки песка. В пределах моря они слагают подводный склон к востоку от выходов нижней известковистой толщи (аджарской свиты). Мощность верхней глинистой толщи 450—500 м.

Верхняя известковисто-глинистая толща развита исключительно в море. Известняки, относящиеся к этой толще, слагают банки и подводные гряды, располагающиеся в 3—4 км от берега на акватории, примыкающей к участку побережья в районах рр. Ачи-су и Манас-озень. Известняками этого возраста, вероятно, сложена и так называемая морская гряда, находящаяся, по свидетельству рыбаков, в районе Избербашской складки в 9—10 км от берега. Мощность толщи 300 м.

Суммарная мощность верхнесарматских отложений достигает 1300 м.

В районах выходов сарматских отложений рельеф подводного склона Дагестанского района отличается закономерным чередованием относительно выравненных аккумулятивных участков с зонами пересеченного грядового рельефа. Многочисленные наблюдения показывают, что грядовой рельеф приурочен к выходам известковистых толщ среднего и верхнего сармата, в пределах которых имеется закономерное чередование устойчивых к разрушению пластов известняков и песчаников с менее устойчивыми рыхлыми песчаниками и глинами. В результате устойчивые пласты препарируются в виде гряд относительной высоты от 2—3 до 6—7 м.

Гряды хорошо изображаются на аэроснимках. Как видно на приложенном аэроснимке (рис. 22), подводные гряды образуют узкие, чаще темные, реже светлые полосы. Темный или светлый тон полос определяется присутствием или отсутствием на грядах водорослей или моллюска *Mytilaster lineatus* (Gmel.). В первом случае гряды приобретают темно-зеленую окраску, в соответствии с чем изображаются темным тоном; во втором, благодаря светло-желтоватому цвету известняков, обусловливающему большую отражательную способность, гряды изображаются на снимках светлыми тонами.

Промежутки между грядами на аэроснимках отображаются широкими светлыми или серыми полосами, иногда с пятнами неправильной формы. Эти полосы соответствуют относительно пониженным участкам морского дна, сложенным менее устойчивыми породами. Здесь, как правило, коренные породы непосредственно не обнажаются. Они перекрыты современными отложениями, представленными ракушечными или оолитово-ракушечными песками, имеющими светло-желтую окраску, определяющую светлый и серый тон фотоизображения, а также илами, изображающимися однообразным серым тоном. Однородные условия разрушения пород в пределах развития преимущественно глинистых отложений нижнего сармата, а также нижней толщи среднего сармата определяют образование выровненных участков морского дна без ориентированных элементов фоторисунка.

В Прикаспийском районе Азербайджана верхний сармат подразделяется на две части: нижнюю, более глинистую, и верхнюю, представлен-

ную более мелководными осадками — известняками, песчаниками и конгломератами.

В районе мыса Чандагар и к юго-востоку от него, уже в пределах подводного склона наблюдается только верхний горизонт верхнего сармата, выраженный глинами, мергелями, относительно рыхлыми песчаниками и крепкими детритусовыми известняками, с обильной мелкой галькой и более крупными включениями доломитов. Мергели, песчаники и известняки образуют хорошо выраженные подводные гряды, которые четко изображаются на аэроснимках.

Рис. 22. Аэроснимок подводных гряд сарматских известняков и песчаников (*А*). В пределах берега пласты известняков просвечивают из-под покрова эоловых отложений Светлые пятна между грядами отражают скопления ракуши (*Б*). Район горы Изберг. М. 1 : 13 300.

В пределах Советабадской антиклинальной складки отложения сарматского яруса на подводном склоне установлены на основании микрофауны. Они выражены глубоководной глинистой фацией, не поддающейся расчленению.

Меотический ярус

В Дагестане меотические отложения известны только в Присулакском районе. На морском дне они установлены к югу от широты промысла Турали № 7, восточнее полосы распространения верхней известняково-глинистой свиты верхнего сармата, где были обнаружены выходы голубоватых глин. В глинах содержится микрофауна: *Rotalia beccarii* (Linne), *Miliolina* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Bolivina* sp. (определения В. И. Морозовой), на основании которой они относятся к меотическому ярусу.

В Прикаспийском районе палеонтологически охарактеризованные меотические отложения отсутствуют.

На площади Советабада меотис представлен в фации глин и диатомовых сланцев.

Диатомовая свита

Отложения диатомовой свиты широко распространены в северо-западной части Апшеронского полуострова и в прибрежной полосе подводного склона Прикаспийского района почти от Наружных Камней на северо-

западе до широты ст. Насосной на юго-востоке. В Приапшеронском районе они обнажаются в своде антиклинальной складки о. Жилого, а также вскрыты буровыми скважинами на банке Апшеронской, на о-вах Артема, Нефтяных Камнях.

В настоящее время в стратиграфической схеме Апшеронского полуострова отложения диатомовой свиты выделяются в объеме, установленном для них И. М. Губкиным (1915), между чокракско-спириалисовым горизонтом и понтическим ярусом. Таким образом, диатомовая свита соответствует верхней части среднего миоцена и верхнему миоцену.

В пределах Учтепинского и Коунского листов северо-западного Апшерона И. М. Губкин (1915) подразделил диатомовую свиту на четыре горизонта. Нижний горизонт диатомовых сланцев он считает аналогом караганского горизонта, тогда как более верхние соответственно сопоставляются с конкским горизонтом, сарматским и меотическим ярусами. Вышеотмеченным горизонтам присвоены индексы $Д_1$, $Д_2$, $Д_3$ и $Д_4$.

Это подразделение нашло подтверждение и в соседних районах, в частности, в Кобыстане, где среди средне- и верхнемиоценовых отложений выделяются сиякинская, чикильчайская, байгушкаинская, ахудагская и бюргутская свиты. Последние четыре отвечают горизонтам $Д_1$, $Д_2$, $Д_3$, $Д_4$.

Горизонт $Д_1$ (чикильчайская свита), соответствующий караганскому горизонту, представлен преимущественно глинами с прослоями мергелей.

Глины серые, зеленовато-серые, серо-бурые, оливково-бурые, плотные, реже слоистые карбонатные. Глины хорошо отмучены и характеризуются почти полным отсутствием песчаного материала.

Карбонатные породы выражены светло-серыми, светло-бурыми, плотными, иногда плитчатыми доломитами и мергелями. Они залегают в виде тонких прослоев, мощностью 0.01—0.3 м.

Мощность горизонта $Д_1$ меняется от 40 до 100 м.

Горизонт $Д_2$ (байгушкаинская свита) сопоставляется с конкскими слоями. Отложения этого горизонта выражены толщей глин, чередующихся с тонкими пропластками доломитов, глинистых сланцев и вулканического песка.

Глины имеют серый и бурый цвет местами с желтым и оливковым оттенком. Среди них встречаются плотные и тонкосланцеватые разности.

Среди карбонатных пород преобладают доломиты, встречающиеся по всему разрезу. Они окрашены в серый и темно-серый цвета, иногда с желтоватым и бурым оттенком. На о. Артема глинистые породы составляют 85.6%, карбонатные — 12.9% и пирокластические —1.5%.

Мощность горизонта $Д_2$ изменяется от 35 до 140 м.

Горизонт $Д_3$ (ахудагская свита), относимый к сарматскому ярусу, сложен в основном глинами с тонкими прослойками песчаных и алевритовых пород, мергелей и доломитов.

Глины (на о. Артема составляют 96.5% всего разреза) плотные, слоистые, иногда тонколистоватые известковистые, серого и бурого цвета с зеленоватым и оливковым оттенками. Часты прослои тонких глинистых сланцев. Степень отсортированности различна: наряду с хорошо отмученными разновидностями наблюдаются глины со значительным содержанием песчаной и алевритовой фракции (свыше 38.0%). Карбонатные породы выражены доломитами, реже мергелями. Встречаются брекчированные разности.

Мощность горизонта $Д_3$ варьирует от 90 до 300 м.

Горизонт $Д_4$ (бюргутская свита) соответствует меотическому ярусу. Отложения этого горизонта представлены глинами и тонколистоватыми сланцами с прослоями мергелей и вулканических пеплов.

Глины окрашены в серый, буровато-серый и зеленовато-серый цвета. Часто встречаются тонколистоватые сланцы. Глины хорошо отмучены.

Карбонатные породы выражены мергелями, доломитами и известняками, количество которых достигает 1—3% разреза. Мощность прослоев — до 0.3 м. Прослойки вулканических пеплов достигают 0.5—0.6 м мощности.

Мощность горизонта $Д_4$ изменяется от 50 до 150 м.

В пределах исследованной акватории Прикаспийского района диатомовые отложения обнажаются в центральной части о. Яшмы (к западу от знака), а также на морском дне к юго-востоку, западу и к северо-западу от него, вдоль подводного склона Килязинской косы. На острове они представлены аргиллитами, распадающимися на мелкие, очень тоненькие листочки, и содержат большое количество остатков рыб. Отложения интенсивно смяты вплоть до плойчатости.

В районе о. Жилого, к востоку от его восточного берега, породы диатомовой свиты образуют ряд подводных и надводных камней, сложенных листоватыми сланцами серого цвета. Сланцы распадаются на тонкие пластинки значительной величины, на плоскостях которых в изобилии наблюдаются отпечатки рыб. Эти породы могут быть отнесены к верхнему горизонту $Д_4$.

В этом же районе структурно-поисковая скв. № 7, заложенная на крайней северо-восточной оконечности острова, вскрыла сланцевые мергелистые глины с пропластками доломитизированных мергелей, которые по наличию в них *Ovulites sarmatica* Chal. относятся к сарматскому ярусу.

На банке Апшеронской бурение (структурно-поисковые скважины №№ 1 и 2) вскрыло глины диатомовой свиты, которые подразделяются на две части. В верхней части глины серые и светло-серые, плотные, полосчатые с прослойками плотных мергелистых глин и песчаников. В глинах встречаются растительные остатки и чешуя рыб. В нижней части глины приобретают зеленовато-серую окраску и распадаются на отдельные пластинки. Глины содержат прослойки мучнистого белого вулканического пепла, определяющие их полосчатость и листоватость. В глинах обнаружена микрофауна: *Ostracoda*, *Ovulites sarmatica* Chal., *Globigerina* sp. и раковины *Pelecypoda*.

Отложения диатомовой свиты обнаружены в своде складки банки Дарвина, а также в выбросах грязевых вулканов Бузовнинской сопки, о. Булла и др.

Таким образом, отложения диатомовой свиты принимают почти повсеместное участие в геологическом строении морских площадей Прикаспийского и Приапшеронского районов и, вероятно, района Бакинского архипелага.

Литологические особенности толщи, а именно сланцеватость и листоватость глин и глинистых сланцев, частое чередование слоев различной плотности, наличие маломощных прослоев мергелей и доломитов и т. п., определяют в местах выхода диатомовых сланцев на морском дне характерный микрорельеф. Неровности рельефа здесь представляют собой в большинстве случаев серию невысоких гребешков и грядок высотой в несколько десятков сантиметров и только отдельные, наиболее устойчивые к разрушению пласты или пачки пластов образуют асимметричные грядки высотой в 1—2 м.

В соответствии с характером рельефа, определяемым литологическими особенностями отложений, фотоизображение подводных выходов диатомовой свиты характеризуется тонкополосчатым рисунком (рис. 23), отображающим слоистость и гряды, сложенные устойчивыми к разрушению карбонатными породами. Такой рисунок характерен для самого верхнего горизонта свиты — $Д_4$.

Фоторисунки диатомовой свиты настолько типичны, что по ним можно безошибочно опознавать наличие пород этого возраста на морском дне. В нашей практике не было ни одного случая, когда бы мы обнаружили ошибку в предварительном дешифрировании по фотоизображению пород этого возраста. Правильность интерпретации снимков подтверждалась непосредственно в процессе полевых работ. Однако в пределах подводного склона выделение всех четырех горизонтов диатомовой свиты далеко не всегда возможно. Тем не менее некоторые литологические особенности

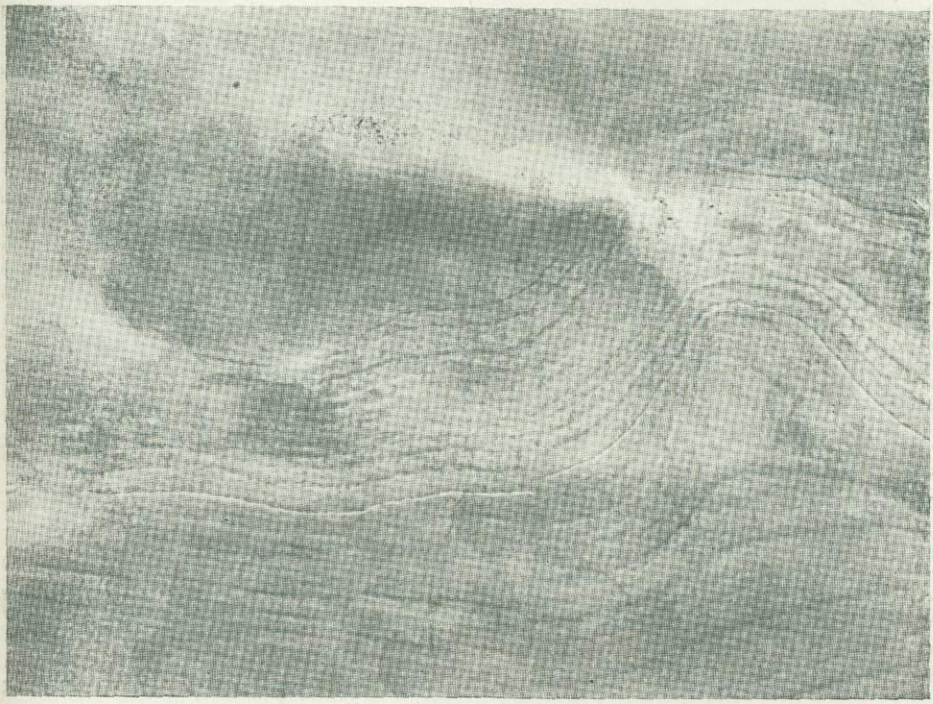


Рис. 23. Аэроснимок отложений диатомовой свиты на подводном склоне вблизи горы Кара-Тапа. М. 1 : 11 400.

различных горизонтов диатомовой свиты определяют и несколько своеобразные их фотоизображения.

Так, на рис. 24 можно видеть к северу от береговой линии два отличающихся друг от друга фотоизображения отложений диатомовой свиты. В левом нижнем углу снимка изобразился четкий полосчатый рисунок (*А*), напоминающий приведенное выше изображение горизонта $Д_4$. На этом же снимке представлены выходы пород диатомовой свиты, которые на основании соотношений рисунков залегают ниже горизонта $Д_4$. Фоторисунок этих пород (*Б*) отличается отсутствием четко выраженной полосчатости и отражает мелкую, но интенсивную гофрированность пород. При полевых исследованиях было установлено, что диатомовые сланцы (*Б*), изобразившиеся на рис. 24, не содержат значительного количества пластов карбонатных пород и в основном представлены глинами зеленовато-серого цвета с обильными рыбными остатками. Среди остатков Л. С. Гликман определил скелеты рыб из семейства *Clupeidae* (сельдевые) — *Clupea vucotinovici* Kramb. и из семейства *Sparidae* — *Chrysophrys*. В образцах этих же глин С. А. Кулиева обнаружила микрофауну: *Eponides* (окатанный), *Ovulites sarmatica* Chal., *Radiolaria*, на основании которой глины

должны быть отнесены к сарматскому ярусу (горизонт $Д_3$). Таким образом, палеонтологические остатки подтвердили выводы, сделанные на основании анализа аэроснимков. Кроме того, на анализируемом аэроснимке изобразились и более древние породы миоценового возраста, до чокракско-спириалисовых включительно, но неотчетливый их рисунок не позволяет дать характеристику их признаков дешифрирования.

Рис. 24. Аэроснимок диатомовых сланцев, обнажающихся на морском дне между горой Кара-Тапа и ст. Насосной. М. 1 : 12 500.

Плиоценовый отдел

Плиоценовые отложения имеют особенно широкое распространение на подводном склоне Прикаспийско-Приапшеронского района и района Бакинского архипелага.

Понтический ярус

Понтические отложения в Дагестанском районе отсутствуют. На этой территории во время понтического моря существовала суша. То же следует отметить и для большей части Кусаро-Дивичинского района, где только в среднепонтическое время море вдавалось узким заливом на запад в сторону г. Кубы и горы Шахдаг. В южной части Прикаспийского района, в пределах подводного склона, к югу от мыса Амия (Чандагар) понтические отложения простираются в виде узкой полосы, постепенно расширяющейся в юго-восточном направлении к мысу Килязинской косы и далее уходят на акваторию Приапшеронского района. На подводном склоне Приапшеронского района они имеют широкое распространение, хотя непосредственно выходят на поверхность только в своде складки о. Жилого. Отложения понта представлены глинами серыми и темно-серыми, плотными, сланцеватыми и плитчато-слоистыми. В глинах

наблюдаются маломощные прослои серого мелкозернистого песка, а также прослои мергелей. В верхних горизонтах понта имеются участки загипсованных глин, а также линзы и прослойки гипса.

Мощность понта на Апшеронском полуострове и на акватории Приапшеронского района варьирует от 0 до 384 м. В сводах некоторых антиклинальных складок отложения отсутствуют или имеют сокращенную мощность, что свидетельствует о интенсивном росте этих складок в понтический век.

Как отмечает И. И. Потапов (1954б), глины понта, характеризуясь значительной засоленностью, хорошо размокают в морской воде, расслаиваются, а затем распадаются на мелкие пластинки и неправильные кусочки. Волны же и течения легко удаляют рыхлый материал, в результате чего на морском дне в районах распространения этих отложений возникают понижения. В свою очередь относительно пониженный рельеф определяет аккумуляцию здесь современных отложений, которые и изображаются на аэроснимках. Поэтому фотоизображение участков морского дна, сложенных понтическими глинами, не имеет каких-либо специфических черт. В зависимости от глубины моря здесь аккумулируются песчаные, песчано-илистые или илистые грунты, иногда покрытые подводной растительностью. В фотоизображении последних отсутствуют элементы, отражающие простирание пород. Пятна ракуши, песка и растительности имеют неправильные очертания и располагаются без видимой ориентировки. Поэтому аэрофотоизображение таких участков дна характеризуется пятнистостью. В случае, если дно перекрывается однородными илистыми осадками, рисунок отличается однородным серым тоном. Точно такие же рисунки характерны почти для всех участков морского дна, сложенных породами, малоустойчивыми к разрушению, но имеющими другой возраст.

Продуктивная толща (киммерийский ярус)

Под названием продуктивной толщи выделяют комплекс преимущественно песчано-глинистых, местами галечных и щебнистых отложений, с которыми связаны основные месторождения нефти Азербайджанской ССР. Эти отложения имеют широкое распространение в пределах Юго-Восточного Кавказа, а также морских площадей Приапшеронского района и района Бакинского архипелага.

Стратиграфическое положение этого комплекса пород определяется тем, что он подстилается понтическими и перекрывается акчагыльскими отложениями. Как установил еще И. М. Губкин (1914а, 1914б), продуктивная толща залегает на понте резко несогласно. Это нашло подтверждение в последующих работах. До настоящего времени в пределах суши и исследованных частей морского дна нигде не наблюдался непосредственный переход отложений понтического яруса в осадки продуктивной толщи.

Продуктивная толща достаточно резко отличается как от понтических, так и от акчагыльских отложений литологическими особенностями, а также своеобразными условиями формирования осадков.

В целом продуктивная толща характеризуется: 1) высоким содержанием грубообломочного материала; 2) сравнительно плохой сортировкой (глинистые породы содержат примесь песчаного материала, песчаные — глинистого); 3) значительной карбонатностью; 4) нередко косослоистостью для песчаных пачек и ленточной структурой для некоторых глинистых свит; 5) линзовидным залеганием (местами) песчаных и алевритовых пород; 6) наличием для некоторых типов (например, на Апшеронском

полуострове) четко выраженного ритмичного чередования преимущественно песчаных и глинистых свит.

Аккумуляция отложений продуктивной толщи происходила в условиях: 1) интенсивного тектонического погружения, определившего огромную мощность отложений, накопившихся за короткий промежуток времени; 2) постепенного опреснения бассейна, который к концу века ста-

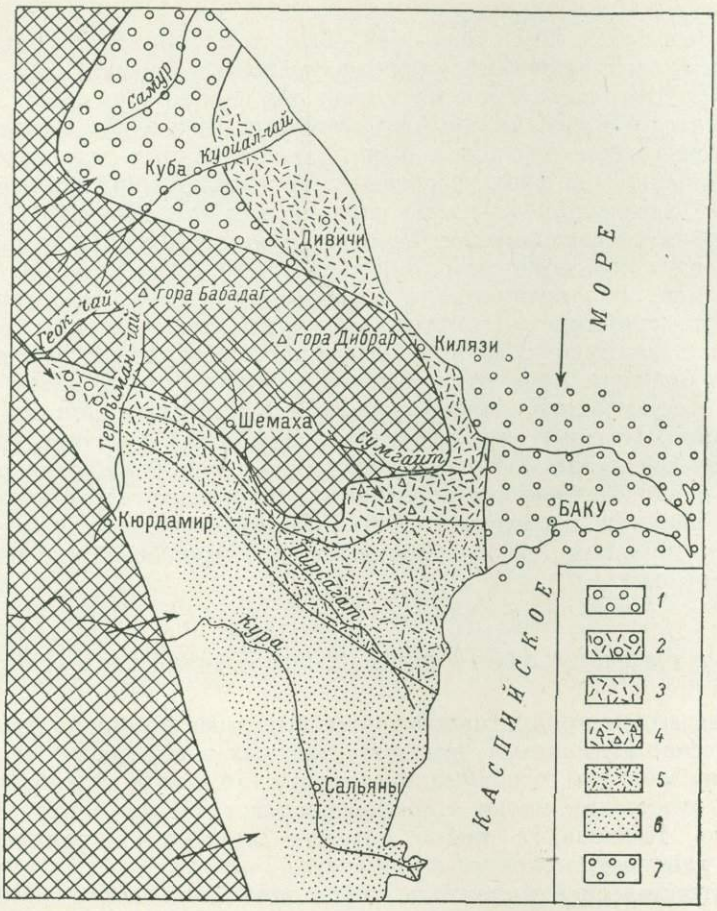


Рис. 25. Карта фаций продуктивной толщи.
(По В. Е. Хаину, 1950)

1 — кубинская фация; *2* — донгуздыкская фация с участием конгломератов; *3* — кузылбурунская и донгуздыкская фация; *4* — донгуздыкская фация с участием брекчий; *5* — восточнокобыстанская и ленгебизская фация; *6* — сальянская фация; *7* — апшеронская фация. *Перекрестная штриховка*—области размыва; *стрелки* — направление сноса.

новится пресным, о чем свидетельствует пресноводная макро- и микрофауна несомненно залегающая in situ; 3) значительных изменений в положении береговой линии бассейна в течение всего периода отложения толщи.

На основании литологических особенностей продуктивная толща делится на семь фациальных комплексов, или типов (Хаин, Султанов, Алиев, 1952; Потапов, 1954б; и др.): апшеронский, восточно-кобыстанский, сальянский, ленгебизский, донгуздыкский, кызылбурунский и кубинский. Региональное распространение фаций продуктивной толщи в пределах суши и отчасти в море можно видеть на рис. 25.

Апшеронский тип продуктивной толщи

Апшеронский тип продуктивной толщи в настоящее время является наиболее хорошо изученным не только в пределах суши, но и на подводном склоне. Отложения этого типа обнажаются непосредственно или залегают под маломощным слоем современных отложений на обширных площадях акватории Прикаспийско-Приапшеронского района. Обнажения продуктивной толщи наблюдаются здесь к юго-востоку от широты устья р. Туг-чай (Тек-чай), в районе Килязинской косы и о. Яшмы, напротив горы Кара-Тапа, вблизи мысов Сарыгая-Баши, Безымянный (Куртлар-бурун), около о-вов Камни, Два Брата, на акваториях банок Апшеронской, Цюрупы, Дарвина, Мардакянского морского поднятия, около о. Артема, в районах Камней Григоренко, о. Жилого, о-вов Нефтяные Камни, а также на площади, известной под названием Гюргяны-море.

Этот тип продуктивной толщи представлен серией переслаивающихся песчаных, алевритовых и глинистых пород, мощностью до 3400 м, а местами и больше.

Песчаные и алевритовые породы в среднем составляют 49.6%, глинистые — 41.7%, несортированные — 8.7%. Песчанистость пород возрастает по направлению к востоку, хотя наиболее грубозернистые разности некоторых свит (свиты «перерыва») наблюдаются в центральной части Апшеронского полуострова.

В отличие от других типов продуктивной толщи апшеронский тип характеризуется целым рядом специфических особенностей, а именно: 1) существенно кварцевым составом песчаных свит; 2) наличием в тяжелой фракции минералов метаморфических пород (дистена, ставролита, силлиманита); 3) хорошей окатанностью зерен в крупных песчаных фракциях; 4) косослоистостью пород песчаных свит и, иногда, правильной ленточной слоистостью для глинистых свит; 6) резко выраженной ритмичностью отложений.

Отложения продуктивной толщи Апшеронского полуострова подразделяются на три отдела: [1] нижний, средний, верхний.

Нижний отдел (НО) делят на калинскую (КаС), подкирмакинскую (ПК), кирмакинскую (КС), надкирмакинскую песчаную (НКП) и надкирмакинскую глинистую (НКГ) свиты.

Средний отдел (СО) иначе называют свитой «перерыва», «первым перерывом» или «главным перерывом». Однако в настоящее время термин «перерыв» в отношении отдельных горизонтов продуктивной толщи применять избегают.

Верхний отдел включает балаханскую, сабунчинскую и сураханскую свиты.

М. В. Абрамович (1927) еще в 1925 г. обратил внимание на одну из наиболее характерных особенностей продуктивной толщи Апшеронского полуострова — ее ритмическое строение. В Сураханах он отметил чередование сходных по литологическому составу пачек, состоящих в нижней части из песков, в верхней — из глин. Уже тогда в нижнем отделе продуктивной толщи он выделил ритмы из сочетания свит подкирмакинской (ПК) и кирмакинской (КС), надкирмакинской песчаной (НКП) и над-

---

[1] В литературе и в практике нефтяников Азербайджана широко вошло подразделение продуктивной толщи на отделы, хотя отдел в международной стратиграфической шкале является более крупным подразделением по сравнению с ярусом, каковым является продуктивная толща. В данной работе мы условно сохраняем подразделение толщи на отделы с целью сохранения преемственности индексации, применяемой азербайджанскими геологами.

кирмакинской глинистой (НКГ). Для балаханской свиты тогда выделить ритмы не удалось, но в пределах вышележащих слоев было выделено еще семь сходных пачек, в которых повторяется не только закономерная изменчивость механического состава, но и окраска пород.

В 1947 г. И. И. Потапов подразделил продуктивную толщу на семь крупных ритмов осадкообразования, прослеживающихся как по всей площади Апшеронского полуострова, так и на морских площадях. В пределах нижнего отдела продуктивной толщи он выделил три ритма: первый ритм — калинская свита (КаС), второй ритм — подкирмакинская и кирмакинская свиты (ПК и КС), третий ритм — надкирмакинская песчаная и глинистая свиты (НКП и НКГ). В пределах среднего и верхнего отделов им выделено еще четыре ритма.

А. Д. Султанов (1949б) выделил пять циклов, из которых четыре первых соответствуют второму, третьему, четвертому и пятому ритмам И. И. Потапова, а пятый цикл охватывает шестой и седьмой ритмы И. И. Потапова.

В пределах продуктивной толщи Апшеронского полуострова Л. В. Пустовалов (1951), упрощая схему И. И. Потапова, выделяет четыре совершенно отчетливо выраженных цикла, или, как он называет, малые периоды осадконакопления, а именно (сверху вниз):

Периоды, или ритмы	Свиты	Преимущественный литологический состав свит
IV	Сураханская и сабунчинская.	Глинистый.
	Балаханская и «главный перерыв».	Песчаный.
III	Надкирмакинская глинистая (НКГ).	Глинистый.
	Надкирмакинская песчаная (НКП).	Песчаный.
II	Кирмакинская (КС).	Глинистый.
	Подкирмакинская (ПК).	Песчаный.
I	Калинская (КаС).	

В основании каждого из этих четырех малых периодов осадконакопления залегают прослои конгломератов, а в кровле преимущественно глинистые породы. Поэтому границы между периодами выражены чрезвычайно четко.

В основании ритмов, выделенных И. И. Потаповым (1947) в пределах верхнего отдела продуктивной толщи, конгломераты отсутствуют, поэтому эти ритмы прослеживаются менее четко. В целом же средний отдел и балаханская свита представляют существенно песчаную пачку пород, а вышележащие сабунчинская и сураханская свиты преимущественно глинистые. Это, как мы увидим ниже, находит отражение и в характере фотоизображений, где местами очень отчетливо по фоторисунку отделяются как отдельные свиты КаС, ПК, КС, НКГ, НКП, так и образуемые ими ритмы. В верхнем же отделе выделить по фоторисункам отдельные ритмы не удалось. В связи с этим в нашем изложении мы будем придерживаться деления, предложенного Л. В. Пустоваловым, хотя мы ни в какой степени не сомневаемся в возможности более дробного подразделения апшеронского типа продуктивной толщи. как это сделано у И. И. Потапова (1947), А. Д. Султанова (1949б) и др.

Ритмичность отложений и резкие границы между различными ритмами, а также различие вещественного состава пород с достаточно четко выраженными границами в пределах одного малого периода осадконакопления делают продуктивную толщу апшеронского типа весьма благоприятным объектом для изучения и картирования путем дешифрирования аэроснимков.

Ниже мы дадим краткое описание отдельных свит продуктивной толщи и те признаки дешифрирования, которые позволяют опознать эти свиты по аэрофотоизображению морского дна.

Калинская свита (КаС) относится к первому ритму осадконакопления (по Л. В. Пустовалову). Отложения калинской свиты на суше вскрыты только глубоким бурением. На морском дне коренные выходы этой свиты были впервые обнаружены при камеральном дешифрировании аэроснимков подводного склона в районе о. Жилого. Позже результаты анализа снимков были подтверждены специально поставленным контрольным бурением с катера. В образцах, поднятых из скважин, была обнаружена микрофауна, свойственная калинским отложениям.

В наиболее полно изученных разрезах калинской свиты (в разрезах Сураханы, Кала) выделяют три пачки, или подсвиты: нижнюю ($КаС_3$), среднюю ($КаС_2$) и верхнюю ($КаС_1$). Нижняя подсвита имеет преимущественно глинистый состав; средняя сложена чередованием песчаных и глинистых слоев с преобладанием первых и, наконец, верхняя подсвита состоит из песков и песчаников, также чередующихся с глинами.

Пески средней и верхней подсвит мелко- и тонкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, а иногда содержат мелкий гравий.

Калинские отложения в пределах морских площадей, по данным бурения, известны в районах Нефтяных Камней, о. Жилого, в южной части о. Артема, на площади Гюргянского морского поднятия и в юго-восточной части банки Апшеронской. В общих чертах разрез отложений калинской свиты морских площадей аналогичен вышеописанному, с тем отличием, что не всегда удается выделить три подсвиты, как это имеет место на суше в районах Кала и Сураханы. Результаты структурно-поискового бурения на о. Жилом и каротажные данные глубокого разведочного бурения на Нефтяных Камнях в общих чертах свидетельствуют о том, что здесь в нижней части свиты преобладают глины, иногда с частыми прослоями песка, в верхней — пески и песчаники с прослоями глин. На о. Жилом и на Нефтяных Камнях в основании свиты залегает пачка средне- и крупнозернистых песков с гравием, мощностью до 30—35 м. Пески с гравием можно рассматривать как базальный горизонт, свидетельствующий о резко выраженном несогласном залегании продуктивной толщи на подстилающих отложениях понта. Это в свою очередь указывает на то, что береговая линия понтического бассейна, перед отложением осадков продуктивной толщи, находилась где-то южнее линии о-вов Артема—Жилой—Нефтяные Камни.

Наибольшая истинная мощность калинской свиты достигает 323 м (Потапов, 1954б), но на сводах антиклиналей она уменьшается иногда до 0, а в синклиналях увеличивается.

Аэрофотоизображение пород калинской свиты получено только для их выходов на морском дне к северо-востоку, востоку и юго-востоку от о. Жилого. Здесь отложения этой свиты отобразились в виде двух отличающихся друг от друга фоторисунков, один из которых характерен для верхней — песчаной — пачки, обозначенной нами $КаС_2$, другой для нижней — глинистой — $КаС_1$. Средняя пачка на основании анализа аэроснимков так же, как и по данным бурения, в районе о. Жилого не выделяется.

На рис. 26 фотоизображение верхней песчаной подсвиты калинской свиты ($КаС_2$) выражено в виде полосы темно-серого тона, на фоне которого выделяются отдельные небольшие белые пятна округлой, слегка вытянутой или угловатой формы. Эти пятна обусловлены скоплениями на морском дне раковин *Dreissena*, *Didacna*, *Cardium*, *Theodoxus* и т. д. Преобладают раковины *Dreissena*, отличающиеся светлой окраской, в связи с чем и участки, образованные ракушей, имеют светлый тон фотоизображения.

Ракуша заполняет мелкие неровности на поверхности коренных выходов пород песчаной пачки калинской свиты ($КаС_2$). Эти неровности предопределены, с одной стороны, чередованием пластов песков, глин и песчаников, т. е. пород разной устойчивости к разрушению, с другой — системой трещин отдельности, расширенных подводным выветриванием и абразией. Скопления ракуши светлого цвета в относительно пониженных участках, обусловленных выходами на поверхность малоустойчивых

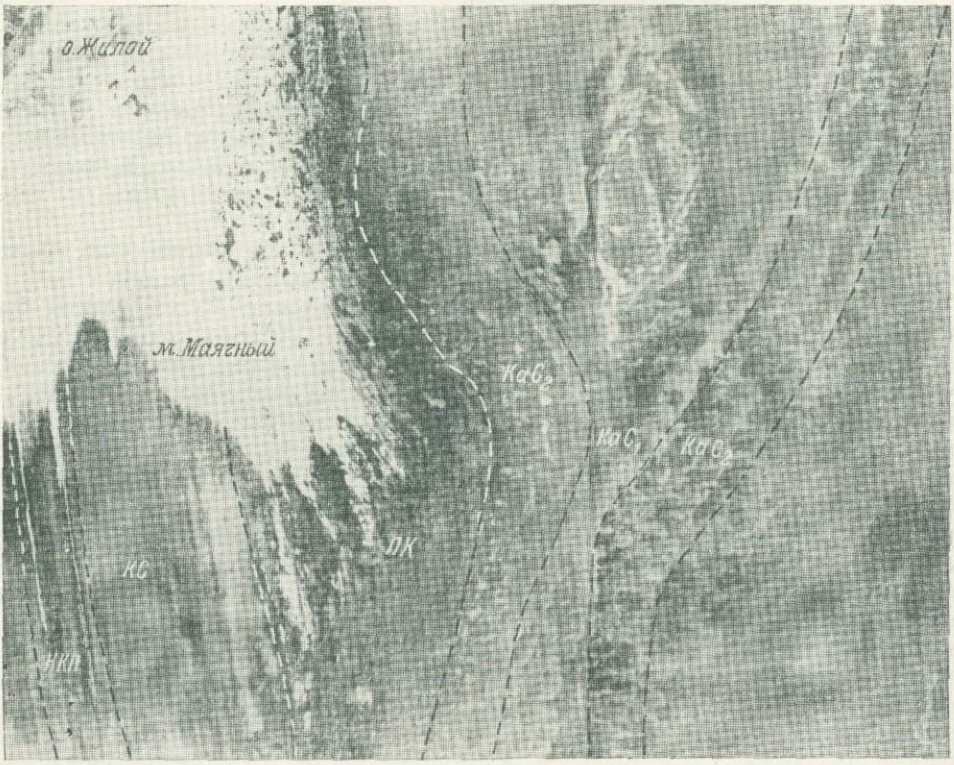


Рис. 26. Аэроснимок подводных выходов калинской глинистой ($КаС_1$), калинской песчаной ($КаС_2$), подкирмакинской (ПК), кирмакинской (КС) и надкирмакинской песчаной (НКП) свит. М. 1 : 12 500.

пород, намечают простирание отдельных пластов и всей свиты в целом. Скопление ракуши в трещинах вызывает наличие на фоторисунке светлых пятен неправильной формы, обычно имеющих ориентировку вкрест простирания пород.

Выходы песчаников покрыты водорослями зеленого цвета и щетками моллюска *Mytilaster lineatus* (Gmel.), имеющего темную окраску. Водоросли и *Mytilaster* предопределяют темный тон фотоизображения, на котором хорошо выделяются белые пятна скоплений ракуши. Таким образом, последняя подчеркивает характер напластования и трещиноватость пород.

К северо-востоку от фоторисунка выходов песчаной пачки калинской свиты на аэроснимках можно видеть фотоизображение морского дна, резко отличающееся от только что описанного. Этот фоторисунок характеризуется общим серым фоном с расплывчатыми пятнами светлого и темного тонов, не имеющими сколько-нибудь ясно выраженной ориентировки и четко выраженных границ. Светлые пятна, как и в предыдущем случае,

определены скоплениями ракуши, состоящей в основном из створок *Dreissena*, а темные пятна — песчано-илистыми грунтами, заросшими *Zostera nana* Roth. (морской травой). Подобный фоторисунок обычно характеризует такие участки морского дна, где произошло значительное скопление современных отложений, местами поросших морской травой. Значительное скопление современных отложений среди выходов коренных пород обычно происходит в относительно пониженных участках морского дна, сложенных малоустойчивыми к разрушению породами, каковыми чаще всего бывают глины. Это обстоятельство и позволило нам еще в 1951 г. сделать предположение, что здесь располагается преимущественно глинистая пачка пород, перекрытых современными осадками. Такими породами могли быть или понтические глины, присутствие которых в сводовой части складки о. Жилого было уже известно, или же глины глинистой (нижняя) пачки калинской свиты ($КаС_1$).

Для выяснения этого вопроса в пределах участка дна, отображенного на рассматриваемом аэроснимке, было заложено семь скважин мелкого бурения с катера. Шесть из этих скважин под маломощным слоем современных отложений вскрыли глины плотные песчанистые от светло-серых до темно-серых с голубоватым оттенком. В глинах встречаются частые прослои и пропластки мелко- и тонкозернистого песка и очень редко маломощные прослои песчаника.

Во всех образцах из разрезов скважин, заложенных в этих преимущественно глинистых породах, была обнаружена микрофауна. По определению Г. К. Касимовой и сотрудников лаборатории Гипроморнефть, здесь встречены следующие формы: *Loxoconcha alata* (Schn.), *Cythere* aff. *rosalinae* (Schn.), *C. lata* (Schn.), *C. praebacuana* (Linne), *Rotalia beccarii* (Linne), *Nonion* ex gr. *granosum* (d'Orb.), *N. martkobi* Bog., *Elphidium macellum* (Ficht et Molle), *Nonion pynetatum* (Bogd.), *N. micrum* (Cole), *Eponides umbonatus* (Reuss.), *Cümbelina globifera* (Reuss.), *Globigerinella voluta* (White), *Clobigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., *G. triloculinoides* (Pl.), *Turborotalia pentacamerata* (Subb.).

Среди вышеприведенного списка микрофауны в калинской свите часто встречаются фораминиферы: *Rotalia beccarii* (Linne), *Nonion* ex gr. *granosum* (d'Orb.), *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., а из остракод — *Cythere lata* (Schn.), *C. praebacuana* (Linne), *Loxoconcha alata* (Schn.). Эти формы определяют калинский возраст отложений. Таким образом, выделенную нами на основании анализа аэрофотоизображения преимущественно глинистую серию осадков следует относить к нижней глинистой пачке калинской свиты ($КаС_1$).

К северо-востоку от площади распространения пород, определивших рассмотренный фоторисунок, виден рисунок, который сходен с уже описанным фотоизображением верхней песчаной пачки калинской свиты ($КаС_2$). На основании этого было сделано заключение, что данный фоторисунок соответствует отложениям верхней песчаной пачки калинской свиты, но уже слагающим северо-восточное крыло складки о. Жилого. Заложенная здесь нами картировочная скв. № 10 также вскрыла преимущественно песчаные отложения калинской свиты.

Таким образом, вещественный состав и возраст пород, установленные на основании анализа фотоизображения, были подтверждены документально картировочным бурением.

Подкирмакинская свита (ПК) залегает в основании 2-го ритма осадконакопления продуктивной толщи. Она представлена чередующимися пластами песков и песчаников с редкими прослоями песчанистых глин. Пески и песчаники местами составляют свыше 90% свиты. Пески подкирмакинской свиты плохо сортированы, средне- и крупнозернистые, кварцевые, обычно светло-серого цвета, по образному срав-

нению геологов, изучивших их на о. Артема, — «сахарные». Характерны частые включения черных угловатых гравелистых частиц, до 3—4 мм в диаметре.

Гранулометрический состав подкирмакинских отложений несколько меняется как по разрезу, так и в горизонтальном направлении. Наиболее крупнозернистые разности наблюдаются в центральной и восточной частях Апшеронского полуострова (в Кирмакинской долине, Романах, Сураханах, Кала). Крупность зерен постепенно уменьшается к югу и западу. В нижней половине свиты наблюдается некоторое увеличение содержания глин. Вблизи подошвы отмечаются пропластки крепких песчаников. На банке Апшеронской структурно-поисковая скв. № 1 вскрыла базальный горизонт, состоящий из окатанных обломков галечно-гравийного материала, который описан как «эрозионная брекчия». В верхней части пески подкирмакинской свиты более крупнозернистые, чем в средней и нижней. Количество пропластков глин также уменьшается вверх по разрезу.

Отложения рассматриваемой свиты сильно известковисты. Среднее содержание $CaCO_3$ колеблется от 5% в кровле до 30—35% в подошве. Общая карбонатность возрастает к востоку.

В пределах исследованного нами района выходы отложений подкирмакинской свиты наблюдаются на северо-восточном берегу о. Жилого и на примыкающем к нему участке подводного склона, а также на небольшой площади о. Артема, к востоку от его центральной части.

На о. Жилом отложения подкирмакинской свиты протягиваются сплошной обнаженной полосой вдоль всего северо-восточного берега. Для выходов этой свиты весьма характерен микрокуэстовый рельеф, образованный невысокими асимметричными грядками до 0.5—0.6 м, реже большей (до 4 м) высоты. Гребни грядок острые, зазубренные. Гряды асимметричны; склон, обращенный к берегу, обычно более пологий, чем противоположный, хотя его крутизна, определяющаяся углом падения пород, иногда достигает 43—50°. Противоположный склон, как правило, обрывистый и даже нависающий. Гряды разделяются понижениями, причем ширина гряд и понижений между ними остается примерно одинаковой и колеблется от 1—2 до 3—4 м. Иногда гряды прерываются хаотическим нагромождением глыб. Последние местами также заполняют понижения между грядами. В понижениях имеются небольшие озерки или, вернее, лужи, возникшие на месте выходов серо-водородных источников. Вода в таких лужах окрашена микробами в белый или ярко-розовый цвета. Местами в понижениях наблюдаются скопления нефти.

В полном соответствии с характером рельефа находится и фотоизображение пород подкирмакинской свиты. Аэроснимок с изображением подкирмакинской свиты представлен на рис. 27. Здесь влево от прибрежной полосы моря изобразилась подкирмакинская свита (*А*), уступ плато о. Жилого (*Б*), поверхность последнего (*В*) и выходы вышележащей кирмакинской свиты (*Г*). Как видно на снимке, отложения подкирмакинской свиты здесь отличаются очень характерным фотоизображением в виде полосчатого рисунка, в котором различаются отдельные куэстовые гряды, понижения между ними с нагромождением глыб и темными пятнами на месте озерков и скоплений нефти. Этот рисунок резко отличается от фотоизображения плато, покрытого суглинками и поросшего растительностью, а также от кирмакинской свиты, где только редко наблюдается изображение отдельных гряд.

Отложения подкирмакинской свиты на северо-восточном берегу о. Жилого без перерыва прослеживаются до мыса Маячного и далее к юго-востоку уже в пределах подводного склона. Рельеф дна здесь, так же как и на суше, отличается мелкой, но резко выраженной пересеченностью.

Поверхности гряд покрыты водорослями и щетками *Mytilaster lineatus* (Gmel.), а в понижениях между ними кое-где происходит скопление ракуши. В соответствии с этим фоторисунок подкирмакинской свиты на подводном склоне к юго-востоку от о. Жилого характеризуется тонкой полосчатостью, нарушаемой кое-где светлыми пятнами, отображающими

Рис. 27. Аэроснимок подкирмакинской свиты северо-восточной части о. Жилого. М. 1 : 4000.

скопления ракуши (рис. 7, 26, 28). Этот тонкополосчатый рисунок резко отличается как от фотоизображения подстилающей калинской свиты, так и от вышележащей кирмакинской. Границы между этими отложениями также выражены отчетливо, что объясняется быстрой и резкой сменой вещественного состава пород этих разновозрастных отложений.

К северо-западу от о. Жилого, в районе о. Камни Григоренко, обнажения пород подкирмакинской свиты на подводном склоне имеют несколько иное фотоизображение, так как здесь менее четко выражен микрокуэстовый рельеф и наблюдается значительное скопление современных отложений. Интенсивная аккумуляция современных отложений в данном

пункте морского дна, вероятно, объясняется наличием зоны волновой тени (от волн преобладающего северного и северо-западного направлений), возникшей за камнями и мелями, приуроченными к северо-западной периклинали складки Камней Григоренко. Современные отложения затушевывают столь ярко выраженный на о. Жилом и к юго-востоку от него *тонкополосчатый фоторисунок обнажений рассматриваемой свиты.* Тем не менее, как видно на рис. 28, фоторисунок подкирмакинской свиты по сравнению с фотоизображениями ниже- и вышележащих отложений, сохраняет полосчатость, которая отражает или непосредственное изображение устойчивых к разрушению пластов, или же скопления ракуши в понижениях между ними. Правда, наряду с этим скопления ракуши здесь образуют пятна неправильных очертаний, маскирующие основной *фоторисунок.*

К сожалению, мы не имеем возможности установить, насколько устойчивыми являются признаки дешифрирования подкирмакинских отложений для других участков подводного склона, так как в настоящее время, кроме района о. Жилого, выходы этих отложений на морском дне неизвестны. Нужно предполагать, что относительная выдержанность вещественного состава подкирмакинской свиты на всей площади ее распространения должна в общих чертах определить и устойчивый характер фотоизображения.

Мощность подкирмакинской свиты на Апшеронском полуострове и примыкающем к нему подводном склоне колеблется от 0 до 175 м.

Кирмакинская свита (КС) залегает в верхней части второго ритма осадконакопления продуктивной толщи. Она представлена мощной однообразной серией чередующихся алевритовых и глинистых слоев. Песчаные породы встречаются здесь редко. Глины в разрезе преобладают. Этим свита отличается как от подстилающих подкирмакинских, так и от покрывающих надкирмакинских песчаных отложений. Для отложений кирмакинской свиты характерно тончайшее переслаивание (мощность отдельных слоев менее 1 мм) глинистых и алевритовых слоев, создающее слоистость типа ленточной. Среди преимущественно глинистых отложений кирмакинской свиты наблюдаются более песчанистые пачки, которые нередко являются нефтеносными. Такие пачки также состоят из чередования глин и тонкозернистых песков (алевритов), но с преобладанием последних. Иногда встречаются и пласты более чистых алевритов, песков и песчаников, мощность которых редко превышает 3—5 м.

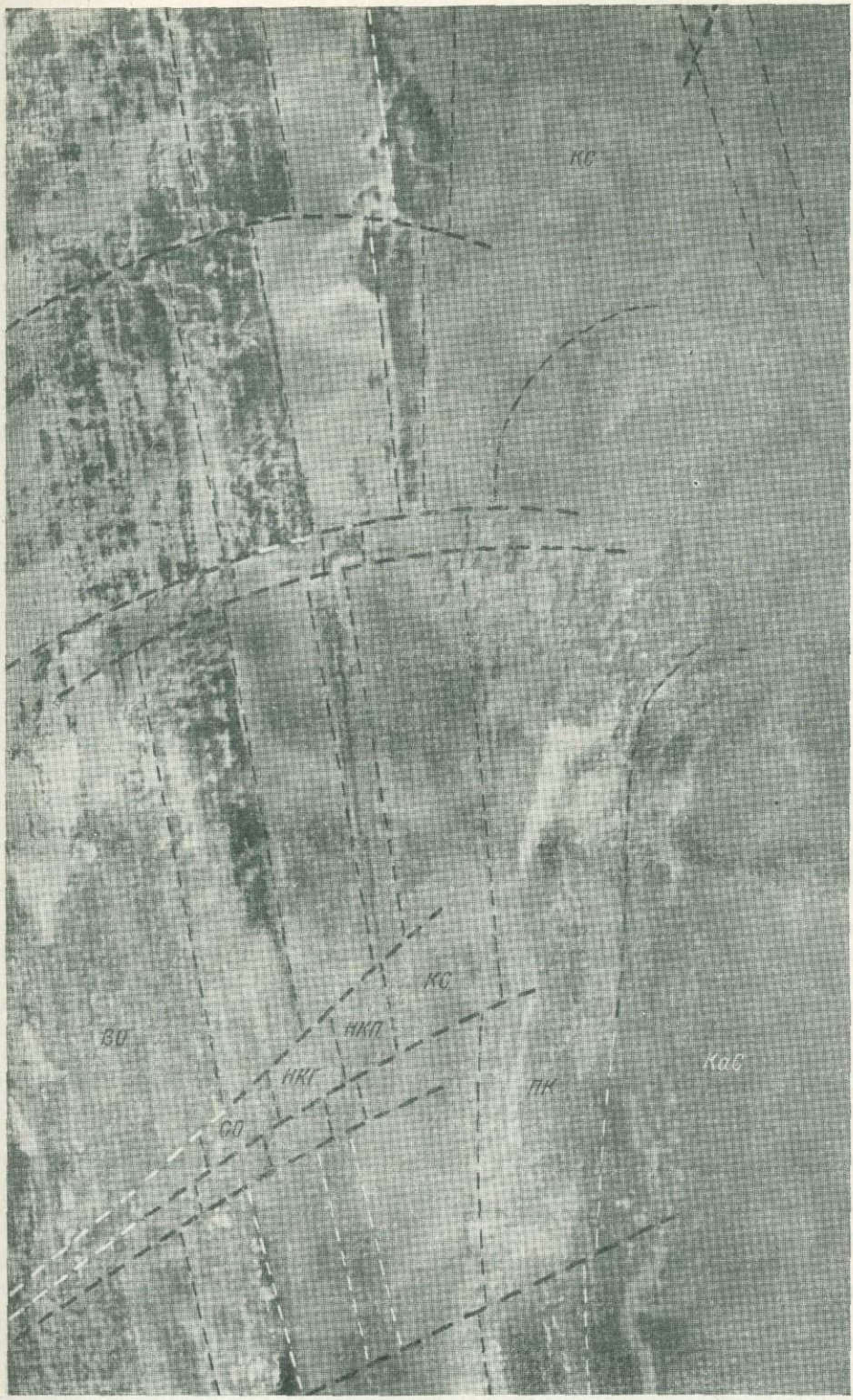
А. Г. Алиев и Э. А. Даидбекова (1955) приводят данные процентного соотношения различных пород в кирмакинской свите для ряда пунктов Апшеронского полуострова. Так, например, по их данным, в районе Нефтяных Камней кирмакинская свита состоит на 75% из глин и 25% из алевритов, а в районе о. Артема на 53% из глин и 47% из алевритов.

В разрезе в общих чертах количество глин уменьшается сверху вниз. В этом же направлении сокращается мощность глинистых прослоек.

В общих чертах для всего разреза кирмакинской свиты свойственна значительная фациальная изменчивость. Прослои алевритов и песков меняют свою мощность и постепенно переходят в глины.

Преимущественно глинистый состав наряду с мелкозернистостью песков вызывает относительно легкое разрушение пород данной свиты. Встречающиеся редко, главным образом в нижней части разреза, крепко

Рис. 28. Аэроснимок подводных выходов отложений верхней пачки калинской (КаС), подкирмакинской (ПК), кирмакинской (КС), надкирмакинской песчаной (НКП), надкирмакинской глинистой (НКГ) свит, среднего отдела (СО) и балаханской (ВО) свиты. Хорошо видны поперечные разломы. Участок моря в районе о. Камни Григоренко. М. 1 : 11 400.


КС
КС
ВО
НКП
НКГ
ГО
ПК
КаС

сцементированные породы типа песчаников, не имея значительной мощности, также легко разрушаются. Все это приводит к тому, что к выходам кирмакинской свиты приурочен относительно выровненный рельеф с невысоко поднимающимися редкими грядками. В северо-восточной части о. Жилого, где кирмакинская свита непосредственно выходит на поверхность, ее фотоизображение отличается от тонкополосчатого фоторисунка подкирмакинской свиты. В пределах фоторисунка кирмакинской свиты на фоне однообразного серого тона выделяются редкие более темные линии, соответствующие изображению грядок песчаников (рис. 27).

К выходам кирмакинской свиты на о. Жилом приурочены заливы, в то время как более устойчивые к разрушению песчаники и пески подкирмакинской и надкирмакинской песчаной свит образуют мысы и далеко вдающиеся в море надводные и подводные гряды.

Участки морского дна, сложенные отложениями кирмакинской свиты, характеризуются отрицательными формами рельефа и скоплениями современных осадков. В связи с этим их фотоизображение аналогично фотоизображению глинистой пачки калинской свиты и, как увидим ниже, вышележащих свит, например надкирмакинской глинистой. Поэтому при дешифрировании аэроснимков необходимо учитывать положение глинистых свит и отображаемых ими рисунков относительно пород с маркирующими фоторисунками (отложений среднего отдела, подкирмакинской свиты и т. д.). Фотоизображение кирмакинской свиты характеризуется однообразным серым тоном, если она с поверхности перекрыта однородными илистыми грунтами (рис. 28). Когда же на поверхности илистых или песчано-илистых грунтов имеются скопления ракуши и песка, образующие светлые пятна, фотоизображение имеет пестрый рисунок (рис. 68, 81).

Мощность кирмакинской свиты в большинстве случаев колеблется от 230 до 270 м. Максимальная мощность наблюдается на юге о. Артема и на о. Жилом, где она достигает 292—330 м.

На северо-западном Апшероне кирмакинские отложения непосредственно подстилаются отложениями понтического яруса и диатомовой свиты или даже более древними породами. В контакте кирмакинской свиты с подстилающими отложениями наблюдаются иногда угловые несогласия или же ясные следы размыва в виде переотложенного материала более древних пород, а также включений понтической ракуши.

Надкирмакинская песчаная свита (НКП) залегает в основании третьего ритма осадконакопления. По литологическому составу она резко отличается как от нижележащей кирмакинской, так и от покрывающей ее надкирмакинской глинистой свит. Надкирмакинская песчаная свита выражена чередованием крепко сцементированных пластов песчаников с уплотненными песками и глинами. В составе свиты содержится до 85% крупно-, средне- и мелкозернистых песков и песчаников. Пески и песчаники имеют серый и бурый оттенки и содержат прослои глин, сосредоточенные главным образом в верхней части свиты. Для песков и песчаников очень характерны включения черных гравелистых кремневых частиц и крупных зерен кварца, размерами до 2—2.5 мм. Пески и песчаники нередко косослоисты. В целом по вещественному составу отложения надкирмакинской песчаной свиты очень сходны с отложениями подкирмакинской свиты.

Наличие в надкирмакинской песчаной свите более устойчивых против размыва пластов песчаника, чередующихся с уплотненными песками и глинами, обусловливает образование невысоких грядок, разделенных понижениями. В общем в пределах распространения данной свиты на морском дне преобладают положительные формы рельефа в виде гряд, хорошо отображающихся на аэроснимках. Резкая смена выровненного рельефа, характерного для глинистых отложений, подстилающих и перекрываю-

щих свит, сравнительно пересеченным рельефом, определяемым вещественным составом отложений надкирмакинской песчаной свиты, обусловливает довольно четкую как верхнюю, так и нижнюю границы надкирмакинской песчаной свиты, хорошо прослеживающиеся на аэрофотоснимках.

К северо-западу от о. Жилого фоторисунок отложений надкирмакинской песчаной свиты отличается от однообразного темно-серого фотоизображения кирмакинской и надкирмакинской глинистой свит наличием изображения подводных гряд, определяющих полосчатый рисунок. Местами надкирмакинская песчаная свита изображается в виде полосы относительно пестрого рисунка, в пределах которого имеются светлые пятна, обычно вытянутой формы, соответствующие понижениям, заполненным ракушей, и темные участки, приуроченные к непосредственным обнажениям песчаников на морском дне. К юго-востоку от о. Жилого (рис. 7) хорошо видно изображение надводных и подводных каменистых гряд, сложенных песчаниками надкирмакинской песчаной свиты. В некоторых случаях, как например в северо-западной периклинальной части брахиантиклинали Камней Григоренко, характерная полосчатость рисунка, в силу местных условий разрушения пород, исчезает (рис. 18), а вместе с ней исчезает и признак, по которому можно установить по аэроснимкам наличие на морском дне выходов надкирмакинской песчаной свиты. О ее присутствии здесь можно судить только на основании анализа комплекса фоторисунков, начиная от маркирующего фотоизображения.

На Нефтяных Камнях (рис. 29, 81) надкирмакинская песчаная свита изобразилась в виде темной полосы, выдержанной по простиранию, имеющей местами четкую полосчатость. Эта полоса здесь, так же как и в вышеприведенных примерах, отчетливо обособляется от рисунка смежных свит.

Тонкополосчатый фоторисунок этой свиты, напоминающий фоторисунок подкирмакинской свиты к юго-востоку от о. Жилого, наблюдается в районе юго-восточной периклинали южной складки о. Артема, к западу от буровой вышки № 17 (рис. 68).

Выходы данной свиты вблизи береговой линии обычно образуют мысы или отдельные гряды, которые прослеживаются далеко в море сначала в виде надводных, а затем подводных гряд и камней.

Западная граница распространения надкирмакинской песчаной свиты смещается относительно кирмакинской несколько к западу. Восточнее этой линии мощность надкирмакинской песчаной свиты (НКП) изменяется в пределах от 17—20 до 55—70 м, а в среднем она достигает 40 м. На приосевых частях складок она наименьшая и увеличивается на крыльях и в синклиналях.

Надкирмакинскую песчаную свиту по литологическому составу относят к отложениям «типа перерыва». Д. В. Голубятников (1927) называет ее вторым «перерывом».

Надкирмакинская глинистая свита (НКГ) залегает в верхней части третьего ритма осадконакопления и венчает нижний отдел продуктивной толщи. Переход от надкирмакинской песчаной свиты постепенный, без каких-либо признаков перерыва в отложениях. Вышерасположенные же осадки среднего отдела или свиты «перерыва» залегают на отложениях надкирмакинской глинистой свиты (НКГ) с явными следами «перерыва».

Надкирмакинская глинистая свита представлена в основном глинами с незначительными прослойками мелкозернистого песка или, точнее, алеврита. Глины имеют серую, зеленовато-серую и бурую окраску. Как правило, они плотные, песчанистые, чаще плохо отсортированные. Местами, как это имеет место на о. Жилом, глины хорошо отмучены с содержанием фракции менее 0.01 мм до 90% и более. Имеющиеся в глинах прослои

мелких и тонких песков концентрируются в самых низах свиты и занимают подчиненное положение.

Для надкирмакинской глинистой свиты (НКГ) в общих чертах характерно постоянство литологического состава, хотя песчанистость свиты и возрастает в центральной и в северо-западной частях района (Джорат, Новханы и т. д.), где она представлена чередованием глин и песков; в пределах юго-западного участка она выражена почти исключительно глинами. Карбонатность пород в среднем составляет 6—11%.

Малая устойчивость глин и тонкозернистых песков, а также отсутствие пропластков песчаников способствует образованию выровненного рельефа на участках распространения отложений этой свиты. Это справедливо как в отношении суши, так и морского дна. По отношению к рядом расположенным преимущественно песчаным отложениям среднего отдела и надкирмакинской песчаной свиты надкирмакинская глинистая свита всегда образует пониженные участки морского дна. Вследствие этого она непосредственно на морском дне обнажается редко. Обычно в зависимости от местных условий, как и другие преимущественно глинистые свиты, например $КаС_2$ и КС, она перекрывается илистыми или ракушечными современными отложениями, которые и обусловливают рисунок аэрофотоизображения. Для последнего, как мы уже знаем, свойственно отсутствие сколько-нибудь ясно выраженной ориентировки отдельных элементов, соответствующей обычно простиранию пород. Но наиболее характерной чертой фоторисунка свиты НКГ являются четко выраженные контакты самой свиты с подстилающими и перекрывающими ее устойчивыми к разрешению породами (рис. 28). Это с полной определенностью позволяет установить по аэроснимкам простирание всей свиты в целом.

В районе о. Жилого как к северо-западу, так и к юго-востоку от него фотоизображение этой свиты имеет вид светло-серой, более или менее однородной полосы, как правило, не дающей сколько-нибудь заметной полосчатости (рис. 7, 18, 28). Только изредка на однородном сером фоне наблюдаются темные и более светлые пятна, располагающиеся без видимой закономерности. Темные пятна, как уже мы знаем, представляют собой заросли *Zostera nana* Roth. (морская трава), а светлые отвечают скоплениям ракуши.

В районе о-вов Нефтяные Камни фотоизображение надкирмакинской глинистой свиты имеет несколько иной вид (рис. 29). Здесь также отсутствует сколько-нибудь заметная полосчатость, но рисунок состоит из беспорядочного сочетания многочисленных светлых и темных пятен самой разнообразной и иногда причудливой формы, предопределенных скоплением ракуши и густыми зарослями морской травы на преимущественно илистых отложениях.

Такой же фоторисунок надкирмакинской глинистой свиты наблюдается и в пределах юго-восточной периклинали южной складки о. Артема, в районе буровой вышки № 17 (рис. 68). Здесь площадь выходов этой свиты на аэроснимках очерчена чрезвычайно четко. Непосредственные полевые наблюдения показали, что отложения данной свиты на поверхности морского дна перекрыты илистыми осадками, поросшими чрезвычайно густыми зарослями морской травы. В целом фотоизображение надкирмакинской глинистой свиты в районе буровой вышки № 17 представляет темную широкую полосу с отдельными неправильными или вытянутыми светлыми пятнами, соответствующими скоплениям ракуши.

Преимущественно глинистый состав отложений указывает на то, что седиментация материала надкирмакинской глинистой свиты происходила в условиях более или менее спокойного водного бассейна. Уменьшение количества песчаного и алевритового материала от подошвы к кровле свиты свидетельствует о постепенном углублении бассейна. В то же время

увеличение глинистости всей свиты в целом в южном и юго-западном направлениях наводит на мысль о том, что материал поступал с севера. Присутствие в отложениях в большом количестве сингенетичного пирита,

Рис. 29. Аэроснимок кирмакинской КС, надкирмакинской песчаной (НКП), надкирмакинской глинистой (НКГ) свит, среднего отдела (СО) и балаханской свиты (ВО). Акватория Нефтяных Камней. М. 1 : 9400.

возможно, является доказательством того, что придонные части бассейна имели сероводородное заражение.

Присутствие в глинах солоноватоводных остракод позволяет предполагать, что бассейн, в котором происходило отложение надкирмакинской глинистой свиты, отличался еще солоноватоводным характером. Однако

бедность видового состава остракод может указывать на то, что условия обитания для фауны ухудшились, по-видимому, в связи с постепенным опреснением бассейна.

Береговая линия рассматриваемого бассейна на Апшеронском полуострове проходила несколько западнее всех предшествующих бассейнов. На границе среднего отдела с нижележащими свитами произошло резкое сокращение бассейна продуктивной толщи. Вся площадь Апшеронского полуострова и, вероятно, Приапшеронского района была освобождена от воды, о чем свидетельствуют эрозионные формы рельефа, которые будут рассмотрены ниже, а также повсеместное несогласное залегание и резкая смена пород надкирмакинской глинистой свиты песчаниками среднего отдела.

Исследования В. А. Горина (1939) и более детальные работы И. И. Потапова (1954б) устанавливают значительные изменения мощностей надкирмакинских глинистых отложений. Наряду с уменьшением мощностей этой свиты на сводах антиклинальных складок очень резкое уменьшение мощностей констатируется в пределах широкой полосы (шириной в 20 км), пересекающей центральную часть Апшеронского полуострова с северасеверо-запада и на юг-юго-восток. Вдоль этой полосы мощность отложений надкирмакинской глинистой свиты изменяется от 15—20 м на севере (Кюрдаханы) до 40—50 м на юге (Зых), тогда как к западу и востоку она возрастает до 110—120 м, а в районе Нефтяных Камней даже до 140 м. Уменьшение мощности отложений этой свиты в пределах указанной полосы В. А. Горин (1939) и И. И. Потапов (1946, 1954б) объясняют размывом в пределах долины, последовавшим после отложения свиты.

Средний отдел

Средний отдел (СО) вместе с отложениями балаханской свиты относится к нижней части четвертого ритма осадконакопления Л. В. Пустовалова (1951) или к четвертому и пятому ритмам И. И. Потапова (1947). Отложения среднего отдела называют еще свитой «перерыва», «главным перерывом» или «первым перерывом». Свита «перерыва» литологически очень похожа на отложения, залегающие в нижней части балаханской свиты, поэтому многие бакинские геологи в настоящее время отложения свиты «перерыва» принимают за подошву балаханской свиты, подразделяя продуктивную толщу всего на два отдела (Мехтиев, 1952, и др.).

Сходство вещественного состава свиты «перерыва» и низов балаханской свиты определяет и однотипность их фотоизображения, поэтому отбить по характеру фоторисунка кровлю среднего отдела нередко представляется нелегкой задачей.

Однако средний отдел несомненно отличается от нижних пачек балаханской свиты более грубым составом. Кроме того, как отмечает И. И. Потапов (1946, 1954б), средний отдел отделяется от песчаных горизонтов низов балаханской свиты более или менее постоянной для всей площади Апшеронского полуострова глинистой пачкой мощностью до 10 м. Эти обстоятельства наряду с укоренившейся в производственных учреждениях практикой выделять свиту «перерыва», или средний отдел в самостоятельную стратиграфическую единицу побуждают нас дать раздельное описание этих двух свит, тем более что вещественный состав и фотоизображение более высоких горизонтов балаханской свиты все же отличаются своеобразными чертами. Быть может, было бы более целесообразно принять подразделение отложений этой части продуктивной толщи, предложенное Д. В. Голубятниковым (1927), но, к сожалению, не нашедшее поддержки среди геологов. Указанный автор объединил свиту «перерыва» с вышележащим X горизонтом, относящимся к низам балаханской свиты, под общим названием загяртапинской свиты, которую он

и принимал за средний отдел продуктивной толщи. В этом случае литологически сходные осадки свиты «перерыва» и пески, ныне относимые к низам балаханской свиты (X горизонт), очевидно, отражающие сходные условия отложения, были бы объединены в один стратиграфический комплекс. Нам представляется такое подразделение более логичным, чем предлагаемое в настоящее время подразделение всей продуктивной толщи только на два отдела: нижний и верхний, включая свиту «перерыва», в последний.

Свита «перерыва», или средний отдел в современном понимании состоит в основном из обломочных пород, представленных грубо- и крупнозернистыми песками и песчаниками с гравием, галькой, а иногда с линзами галечников и конгломератов. В Кирмакинской долине среди галечников наблюдаются валуны размером до 25—30 см в поперечнике. К востоку, т. е. в сторону моря и островов Приапшеронского района, и к западу крупные валуны исчезают, материал становится менее грубым, хотя наличие включений галек и гравия наблюдается повсеместно. Исключение составляет район Нефтяных Камней, где поисково-разведочная скв. № 3 вскрыла свиту «перерыва», представленную грубообломочной фацией в виде крепко сцементированного глыбового конгломерата с прослоями крепких песчаников. Крупные глыбы состоят из песчаников, доломитов, мергелей мезозойского и палеогенового возраста, встречаются также обломки плотных слоистых мергельных пород, напоминающих майкопские и диатомовые отложения. Вскрытая вертикальная мощность свиты «перерыва» в этой скважине достигает 45 м. Свита подстилается перемятыми брекчированными породами с включениями отдельных кусков плотной сланцеватой (диатомовой) глины и небольших обломков твердых пород, которые носят характер сопочной брекчии. В других пунктах Нефтяных Камней породы среднего отдела, слагающие многочисленные островки и подводные гряды, представлены песчаниками.

Появление в свите «перерыва» вскрытой поисково-разведочной скв. № 3 глыб пород мезозойского и палеогенового возраста пока не нашло достаточно убедительного объяснения. Их принос с Юго-Восточного Кавказа можно считать мало вероятным. Скорее всего эти глыбы являются результатом перемывания сопочной брекчии грязевого вулкана, действовавшего здесь перед отложением или в момент аккумуляции осадков среднего отдела. Такое предположение находит подтверждение в локальном развитии глыбовых конгломератов и в том, что они подстилаются породами, которые нужно отнести к образованиям типа сопочной брекчии.

В отложениях среднего отдела в значительном количестве, хотя и несколько меньшем, чем в подкирмакинской и надкирмакинской песчаной свитах, содержится угловатая кремнистая галька черного цвета. Местами наблюдается значительное количество окатанных кусков мягких глинистых пород — «катунов глин».

В гальках, содержащихся в отложениях среднего отдела, встречается меловая фауна (Абрамович, 1913) и фузулины каменноугольного возраста (Чернобров, 1927). Детальные исследования галек из свиты «перерыва», произведенные А. Б. Вистелиусом и А. Д. Миклухо-Маклаем (1951), показали, что здесь, кроме галек из пород каменноугольного возраста, имеются гальки пермских пород.

Кроме переотложенной фауны, в свите «перерыва» обнаружены створки пресноводных форм *Helix*, залегающие in situ (Д. В. Голубятников, 1927), и остракоды *Cytheridea torosa littoralis* Brady.

Среди песков и песчаников свиты «перерыва» сравнительно редко наблюдаются прослои глины. По данным треста «Артемнефть», содержание прослоев глин в отложениях свиты «перерыва» на площади промыслов о. Артема составляет всего 10%. Мощность отдельных прослоев песча-

ников и глин здесь не превышает 1.5—2.0 м. Для песков и песчаников среднего отдела характерна косая слоистость, а также линзообразное залегание галечников или крупнозернистых песков и песчаников.

Средняя карбонатность пород среднего отдела составляет 10—12%, а местами увеличивается до 20—36%. В связи со значительным колебанием карбонатности отмечается различная степень цементации пород: наряду с крепко сцементированными песчаниками наблюдаются и относительно рыхлые пески и пластичные глины.

Песчаники и конгломераты свиты «перерыва», как это уже подметил Д. В. Голубятников (1927), стойко сопротивляются выветриванию, поэтому чаще всего слагают повышенные участки рельефа, выделяясь в виде грядок на обрывах холмов и вершинах гребней. На морском дне к выходам свиты «перерыва» также приурочен подводный грядовый рельеф, островки и надводные камни. Все островки, надводные и подводные камни в пределах площади Нефтяных Камней, в районе северо-западной периклинальной части складки Камней Григоренко, к юго-востоку от о. Артема, на Мардакянском морском поднятии, в районе мыса Килязинская коса и так далее сложены отложениями среднего отдела.

Чередование пластов различной степени цементации, как и в свитах ПК и НКП, способствует препарировке устойчивых пластов таким образом, что они образуют микрокуэстовый рельеф. Последний, насколько нам удалось заметить при наземных маршрутах на о-вах Артема, Жилом и др., отличается от микрокуэстового рельефа подкирманских отложений тем, что здесь нет столь четко выраженных, прослеживающихся на значительные расстояния гряд и разделяющих их понижений. Гряды свиты «перерыва» отличаются массивностью и относительно небольшой протяженностью, т. е. они по простиранию прерываются. Понижения между грядами в свите «перерыва» также менее четко выражены. Этими же особенностями отличается и подводный рельеф в районах распространения свиты «перерыва». Как и в других случаях, понижения здесь обычно забиваются ракушей, а непосредственные выходы песчаников, образующих подводные гряды, покрываются водорослями и щетками живого *Mytilaster lineatus* (Gmel.). В зависимости от этого понижения изображаются светлым тоном, а гряды темным. В результате возникает пестрый фоторисунок, резко отличающийся от изображения микрокуэстового рельефа подкирмакинских отложений, характеризующегося тонкой полосчатостью.

На северо-западе структуры о. Жилого (рис. 9, 18, 28) и складки Камней Григоренко фотоизображение свиты «перерыва» представлено в виде пестрого рисунка, на темном фоне которого резко выделяются светлые полосы. Светлые полосы, обусловленные, как мы знаем, скоплениями ракуши в понижениях, вытянуты в направлении простирания пород. Они отличаются неправильными очертаниями, неровными зазубренными границами, с ответвлениями в стороны и часто прерываются, хотя общее простирание пород по ним хорошо устанавливается. Площади, занятые ракушей (светлые пятна), значительно уступают участкам выходов песчаников свиты «перерыва» (темный рисунок).

В районе о-вов Нефтяных Камней (рис. 29) рисунок среднего отдела по сравнению с вышеописанным рисунком отличается большей выдержанностью простирания отдельных его элементов, но основной признак — пестрота фотоизображения — сохраняется. То же следует отметить для фотоизображения среднего отдела на акватории к юго-востоку от о. Жилого (рис. 7).

Граница свиты «перерыва» с нижележащей надкирмакинской глинистой свитой (НКГ) везде выражена исключительно четко благодаря резкой смене литологического состава, что обусловливает не менее резкое различие в фотоизображении этих свит.

Мощность свиты «перерыва» сильно варьирует, что ставится в зависимость от наличия резко пересеченного рельефа перед аккумуляцией осадков этого возраста (Потапов, 1946, 1954б). В пределах отмеченной выше древней долины, выработанной в отложениях надкирмакинской глинистой свиты и пересекающей центральную часть Апшеронского полуострова, она достигает 80—100 м. Как предполагает И. И. Потапов, после заполнения этой долины отложения свиты «перерыва» стали покрывать примыкающие к ней высокие берега. К западу от погребенной долины мощность свиты колеблется от 0 до 20 м. К востоку и к юго-востоку, т. е. в области общего регионального погружения, мощность ее увеличивается до 50—60 м. На подводном склоне она изменяется следующим образом: на банке Апшеронской 60—70 м, на площади Мардакянского морского поднятия 38 м, на банке Дарвина 65 м, на о. Артема по одним данным 50 м, по другим 83 и даже 140 м, в пределах Гюргянского морского поднятия 72 м, на о. Жилом, по данным инструментальной геологической съемки, от 96 до 100 м (Ваньков, 1955ф). На акватории Нефтяных Камней мощность свиты точно не установлена, так как по каротажным данным свиту отбить трудно, а в структурно-поисковых скважинах она вскрыта не на всю мощность. Структурно-поисковая скв. № 3, заложенная на выходах среднего отдела, прошла по этим отложениям 36 м.

Отложения среднего отдела (свиты «перерыва») распространены на всем Апшеронском полуострове и на акватории вокруг него включительно до Нефтяных Камней. На морском дне они, очевидно, продолжаются и дальше к востоку. Кроме того, эти отложения прослеживаются далеко на север. Они известны в пределах банки Апшеронской, о. Камни Два Брата и о. Яшмы, где отложения продуктивной толщи апшеронского типа были впервые отмечены В. Ф. Соловьевым (1951ф). Позднее здесь были описаны грубообломочные породы типа гравелитов, отнесенные к среднему отделу (Гурьева, 1953ф). Отложения, аналогичные отложениям свиты «перерыва», прослеживаются в море и дальше к северо-западу почти до Наружных Камней, примерно в 1 км от современной береговой линии. Здесь в Прикаспийском районе проходит западная граница распространения отложений свиты «перерыва», а также всей продуктивной толщи апшеронского типа. На суше, в нескольких километрах от береговой линии, а именно в пределах Советабадской синклинали распространена уже продуктивная толща кызылбурунского типа.

Верхний отдел

Балаханская свита вместе с отложениями среднего отдела относится к низам четвертого ритма Л. В. Пустовалова (1951) или к пятому и четвертому ритмам И. И. Потапова (1947).

Она представлена преимущественно мелко- и среднезернистыми песчаными породами, содержащими в нижней части даже крупнозернистые пески с редкими гальками. От нижележащей свиты «перерыва» она отличается более мелкозернистым составом, а от вышележащих сабунчинской и сураханской свит — преобладанием песков над глинами. Как отмечает И. И. Потапов (1946, 1954б), низы балаханской свиты, выделенные в балахано-сабунчинском разрезе на площадях Сураханы, Кала, Маштаги, на о. Артема в так называемый X горизонт, отделяются от свиты «перерыва» глинисто-песчаным прослоем мощностью в 10 м.

Для балаханской свиты характерно чередование сильно сцементированных песчаников, рыхлых или уплотненных песков и прослоев глин. Количество последних, как уже отмечалось, увеличивается в верхней части разреза.

Среди фауны остракод в балаханской свите встречается *Cytheridea torosa littoralis* Brady.

Как и для других преимущественно песчаных свит, фотоизображение отложений балаханской свиты предопределяется характером рельефа и контролируемым им распределением современных осадков. Рельеф морского дна на участках распространения балаханской свиты также обусловливается препарировкой устойчивых к выветриванию сильно сцементированных пластов песчаников, переслаивающихся с рыхлыми или уплотненными песками и глинами. В результате здесь, как и на участках распространения подкирмакинской свиты или свиты «перерыва», образуется микрокуэстовый рельеф. Последний наиболее хорошо выражен на восточном берегу о. Артема.

Этот участок побережья в результате понижения уровня Каспийского моря за последнее время (с 1932 г.) вышел из-под воды, в связи с чем он

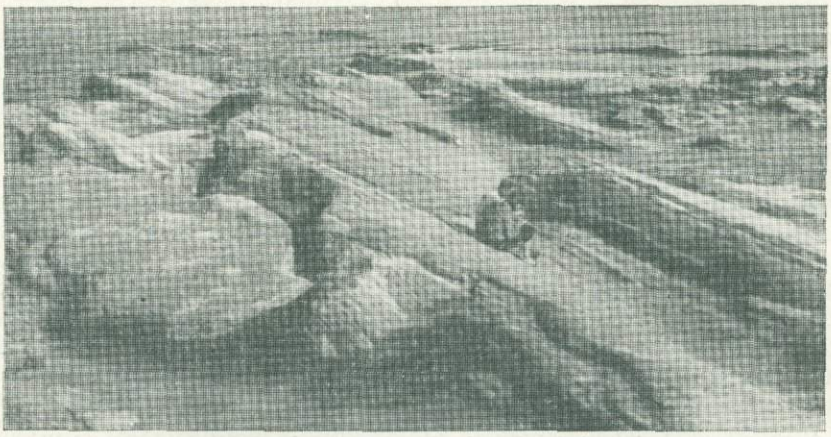


Рис. 30. Гряды, сложенные песчаниками балаханской свиты.

в достаточной степени иллюстрирует характер рельефа подводного склона, приуроченного к породам балаханской свиты. Как видно на рис. 30, пласты песчаников балаханской свиты образуют здесь ряд вытянутых грядок, прослеживающихся на значительном расстоянии и уходящих далеко в море в виде отдельных надводных камней, соединенных подводными грядами. Гряды образованы крепко сцементированными пластами песчаников, между которыми залегают более рыхлые песчаники, уплотненные пески и глины. Склон гряд, соответствующий падению пород, пологий; противоположный склон — крутой. Понижения между грядами, как и в других, преимущественно песчаных свитах, приуроченные к пескам или глинам, как правило, выстилаются ракушей или ракушечными песками. На побережье к ним обычно приурочены заливы, в то время как пласты песчаников образуют мысы.

Подводные гряды покрываются водорослями или щетками *Mytilaster lineatus* (Gmel.), придающими им темную окраску; выстилающая понижения ракуша, напротив, имеет светлый тон. В результате этого в наиболее типичных случаях выходы балаханской свиты на морском дне изображаются на снимках в виде правильно чередующихся полос темного и светлого тона. При этом, как уже отмечалось, в самой нижней части свиты, где резко преобладают пески и песчаники, фоторисунок балаханской свиты весьма сходен с фоторисунком свиты «перерыва». Только при внимательном анализе можно подметить, что в отличие от последнего фоторисунок балаханской свиты характеризуется более широкими и длинными, не так часто прерывающимися светлыми полосами, соответ-

ствующими скоплениям ракуши в понижениях между грядами, вытянутых по простиранию пород. Такой характер фоторисунка балаханской свиты можно видеть и к северо-западу от о-вов Камни Григоренко (рис. 28). Для этого фоторисунка характерно преобладание светлых полос над темными, тогда как фоторисунок выходов свиты «перерыва» отличается обратным соотношением. Границу балаханской свиты и свиты «перерыва» здесь мы провели по первой, наиболее четко выраженной широкой светлой полосе на аэроснимке, соответствующей скоплению ракуши в понижении и, как мы предполагаем, приуроченной к распространению на *морском дне глинистой пачки, отделяющей свиту «перерыва»* от X горизонта балаханской свиты.

Рис. 31. Аэроснимок балаханской свиты в районе о. Артема. М. 1 : 11 100.

Фотоизображение балаханской свиты в районе о. Артема (рис. 31) также очень сходно с вышеописанными.

В верхней части разреза балаханской свиты, где песчаные и глинистые пласты более часты, а крепко сцементированные песчаники наблюдаются реже, изменяется и характер фотоизображения. Рельеф дна здесь, как видно на рис. 32, отличается наличием узких подводных гряд, разделенных широкими понижениями, в данном случае занятыми песчано-илистыми отложениями, поэтому рисунок фотоизображения не имеет того пестрого характера, который отмечался выше (рис. 31).

Иное фотоизображение имеют отложения балаханской свиты на морском дне к югу от о. Артема (рис. 33). Местная гидродинамическая обстановка определила здесь иные условия обитания донной фауны и подводной растительности, что сказалось и на характере фотоизображения, хотя рельеф в общих чертах остался прежним. Здесь прежде всего нет массового скопления ракуши, как у восточного берега о. Артема (рис. 31) или в районе о-вов Камней Григоренко (рис. 28). Участки распространения менее устойчивых пластов балаханской свиты, занимающие понижения между грядами, покрыты песчано-илистыми образованиями. Последние, зарастая морской травой, приобретают темную окраску и соответственно придают темный фон фотоизображению. Таким образом, здесь

темный фон фотоизображения характеризует участки, сложенные менее устойчивыми к разрушению пластами (глинами, песками), а пласты песчаников отображаются более светлыми полосами. Благоприятные условия для аккумуляции здесь илистых частиц и зарастания грунтов возникают в результате того, что акватория к юго-востоку от о. Артема

Рис. 32. Аэроснимок верхней части балаханской свиты. Акватория к северо-западу от о. Жилого. М. 1 : 11 100.

защищена последним от преобладающих северных ветров и вызываемых ими волнений, а также течений. Напротив, восточное побережье о. Артема находится под воздействием волн и течений указанных направлений.

Палеогеографические условия *отложений балаханской свиты вначале*, вероятно, были близки к тем, которые существовли во время аккумуляции свиты «перерыва». Поэтому низы балаханской свиты носят, как принято говорить у бакинских геологов, черты осадков «перерыва». Об этом свидетельствуют относительно грубый состав осадков, включения галек,

косослоистость и наличие «катунов глин». Отложение осадков верхней части свиты происходило в более спокойном бассейне, на что указывает лучшая сортированность материала и значительное участие глин.

Мощность балаханской свиты в пределах Приапшеронского района значительно изменяется. Если на севере, в разрезе Мардакянского мор-

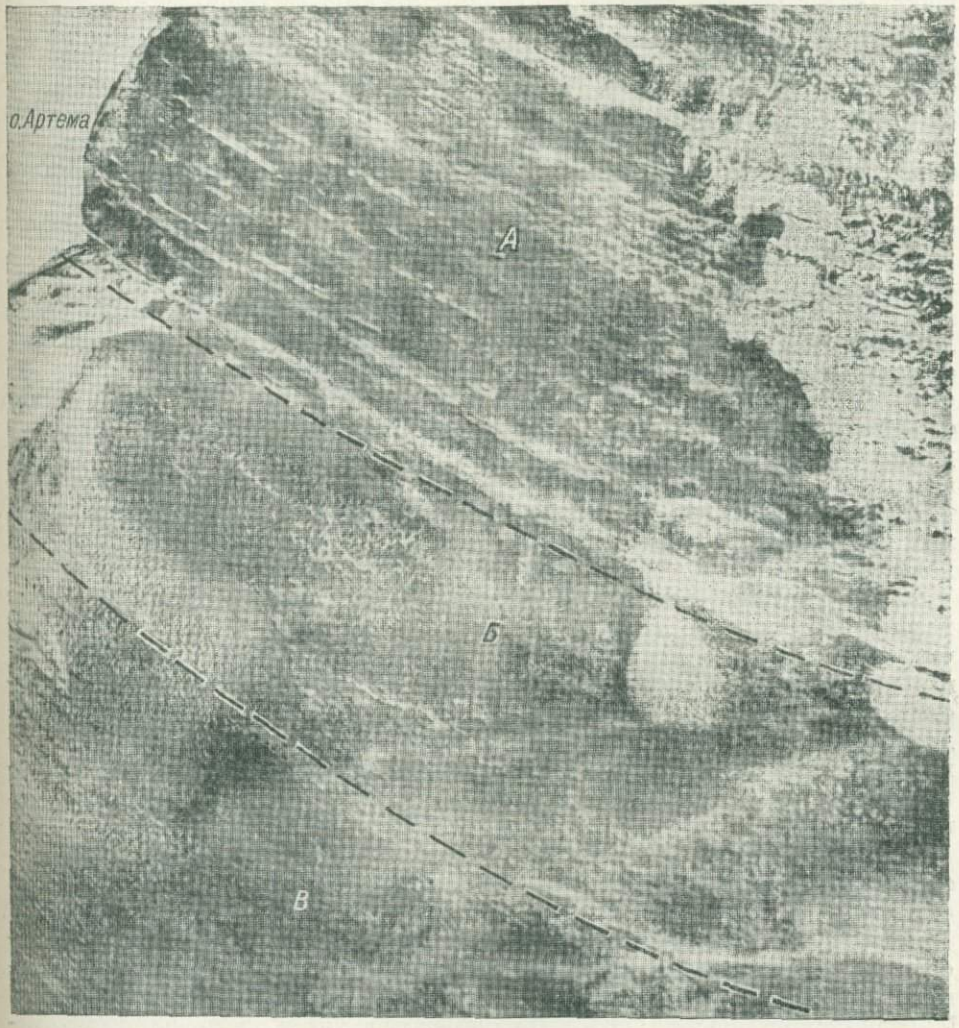


Рис. 33. Аэроснимок балаханской (*А*), сабунчинской (*Б*) и сураханской (*В*) свит. Акватория к югу от о. Артема. М. 1 : 11 400.

ского поднятия, она составляет 320 м, то в Сураханах она увеличивается до 416 м, а на площади Гюргянского морского поднятия — до 624 м. Для района о-вов Жилого и Нефтяных Камней твердо установленных данных о мощности балаханской свиты нет. А. К. Алиев (1952ф) для юго-западного крыла складки о. Жилого принимает мощность этой свиты в 600—620 м. Однако эта цифра, по-видимому, является завышенной. Наши расчеты, произведенные по измерениям ширины выхода балаханской свиты, изобразившейся на аэроснимках, и углу падения пород, определенному на островах, дают мощность порядка 355—360 м.

Сабунчинская свита вместе с вышележащей сураханской составляет верхнюю часть четвертого ритма осадконакопления Л. В. Пустовалова (1951) или верхнюю часть пятого и весь шестой ритм И. И. Потапова (1946, 1954а, 1954б).

Сабунчинская свита залегает согласно как с подстилающей балаханской свитой, так и с вышележащей сураханской. Она состоит из чередующихся слоев песка и глин. В отличие от преимущественно песчаной балаханской свиты в сабунчинской свите восточной части Апшеронского полуострова количественные соотношения песчаных и глинистых пластов становятся приблизительно равными. Глины свиты характеризуются плохой отмученностью, а пески — плохой отсортированностью. Пески большей частью мелко- и тонкозернистые, реже среднезернистые. Карбонатность пород в среднем составляет 11—16%, но местами достигает 35—40%. В низах свиты появляются прослои песчаников.

В отложениях сабунчинской свиты, хотя и редко, встречаются пресноводные остракоды: *Ilyocypris gibba* Ramd., *I. bradyi* Sars., *Darwinula aurea* (Brady et Robert), *Cyprinotus salinus* Brady, *Limnocythere* sp.

Непосредственные обнажения пород сабунчинской свиты на морском дне известны только к юго-востоку от о. Артема. Во всех остальных случаях они перекрыты более или менее мощным плащом современных отложений, поэтому фотоизображение этой свиты, за исключением района о. Артема, нигде больше получить не удалось. В связи с этим установить устойчивые признаки дешифрирования сабунчинской свиты в настоящее время не представляется возможным.

К юго-востоку от о. Артема фотоизображение сабунчинской свиты местами характеризуется едва заметной тонкой полосчатостью (рис. 33), которая просвечивает сквозь современные илисто-ракушечные отложения.

Отсутствие достаточно характерного рисунка для сабунчинской свиты несомненно связано с более энергичным ее разрушением, вследствие чего она занимает относительно пониженные участки морского дна и перекрывается современными морскими осадками. Мелко- и тонкозернистый состав песков, а также значительные участки глин в разрезе свидетельствуют об отложении свиты в условиях более спокойных по сравнению с условиями аккумуляции подстилающих ее осадков. Однако относительно плохая сортировка материала в песках и слабая отмученность глин, вероятно, указывают на мелководность бассейна и близость суши.

Наличие редких остракод, характерных для пресноводных бассейнов, свидетельствует о пресноводном характере бассейна в период отложения сабунчинской свиты.

Мощность сабунчинской свиты в восточной части Апшеронского полуострова остается более или менее постоянной; в юго-восточном направлении, в пределах моря, наблюдается некоторое ее увеличение. Так, на Мардакянском морском поднятии она равна 270 м, а на площади Гюргяны-море увеличивается до 390 м.

Сураханская свита слагает самую верхнюю часть разреза продуктивной толщи апшеронского типа. Она состоит из серых и бурых глин, переслаивающихся с алевритами и реже песками. Нижняя часть свиты более песчанистая, поэтому И. И. Потапов (1946, 1954б) выделяет сураханскую свиту в особый, седьмой ритм осадконакопления. В противоположность описанным свитам верхнего отдела в сураханской свите глины преобладают над песками.

Карбонатность свиты в среднем колеблется от 10 до 20%, но в отдельных пластах, где содержатся сильно сцементированные песчаники, она повышается до 25—30%.

Сураханская свита, как и подстилающие ее песчаные свиты продуктивной толщи апшеронского типа, характеризуется преимущественно квар-

цевым составом легкой фракции и господством ильменита и магнетита в тяжелой фракции со значительным процентом минералов метаморфических пород (дистена, ставролита и силлиманита). Однако в верхней части свиты в тяжелой фракции появляется значительное количество пироксенов (до 20%) и амфиболов (до 10%). Это свидетельствует, как отметил еще В. П. Батурин (1931б), об увеличении влияния питающей провинции, основной снос с которой определил формирование продуктивной толщи кобыстанского типа.

В отличие от нижележащих свит в сураханской свите в большом количестве встречаются остракоды и макрофауна, типичные для пресноводных бассейнов. В частности, Д. В. Голубятников (1927) отмечает в самых верхах продуктивной толщи следующую пресноводную фауну: *Planorbis cornu* var. *mantelli* Dunk., *P. costatus* Klein., *Limnaeus armanensis* Noul., *L. socialis* Schubi., *L.* cf. *velutinus* Desf. var. *minor* Got., *Succinea* sp., *Unio* sp., *Ancylus* sp.

Наличие остракод и пресноводной фауны свидетельствует о значительном опреснении бассейна сураханского времени.

По аналогии с сабунчинской свитой сураханская свита как преимущественно глинистая слагает пониженные участки морского дна и, как правило, перекрыта современными отложениями. Только к юго-востоку от о. Артема по обе стороны от южной эстакады о. Артема удалось получить ее фотоизображение, которое в общих чертах мало отличается от фоторисунка сабунчинской свиты. Здесь морское дно характеризуется небольшими неровностями с относительными превышениями от 0.3 до 1 м. Положительные формы рельефа сложены очень плотными, даже слабо сцементированными песчанистыми глинами, образующими подводные грядки с крутыми северо-восточными и пологими юго-западными склонами. Эти грядки с перерывами хорошо прослеживаются по простиранию пород. Поверхность грядок свободна от зарослей подводной растительности и современных отложений, за исключением тонкого (до 1—2 мм) слоя карбонатно-илистых образований светло-коричневого цвета, которые и придают им светлую окраску.

В большинстве случаев ложбины между грядами заполнены илами или песчаными илами с включениями ракуши, заросшими морской травой; только в одном случае здесь удалось обнаружить серый кварцевый, мелкозернистый рыхлый песок.

Фоторисунок выходов сураханской свиты находится в полном соответствии с рельефом морского дна данного участка. Как видно на рис. 33, фотоизображение сураханской свиты характеризуется тонкой исключительно правильной полосчатостью, которая отражает чередование пластов глин, алевритов, песков и песчаников. Там, где древние породы перекрыты современными отложениями, закономерная и правильная полосчатость сменяется бесструктурным рисунком в виде светлых и беспорядочно разбросанных пятен неправильной формы.

На приведенном аэрофотоснимке (рис. 33) граница между сураханской и сабунчинской свитами благодаря сходству их литологического состава выражена неясно. Правда, на участках выходов сураханской свиты намечается более тонкая и относительно резко выраженная полосчатость рисунка по сравнению с сабунчинской свитой.

Мощность свиты отличается значительной изменчивостью. На севере, в пределах Мардакянского морского поднятия, она достигает 578—600 м; к югу, на площади Гюргяны-море — 1400 м; на востоке, в западной части о. Жилого, она оценивается в 917 м.

Истинная мощность продуктивной толщи апшеронского типа колеблется от 750 м на севере Апшеронского полуострова (в районе Бузовнин-

ской складки) до 3400 м на юго-востоке его (сел. Тюркяны), т. е. наблюдается региональное нарастание мощности к юго-востоку.

Для толщи этого типа также характерно:

1. Увеличение песчанистости с запада (30%) на восток (60%) и с юга на север (Потапов, 1954б).

2. Закономерное увеличение содержания кварца с запада на восток и, наоборот, уменьшение в этом направлении полевых шпатов.

3. Увеличение размера зерен песка с юга на север и с запада на восток.

4. Выклинивание отдельных свит толщи в западном направлении.

Все эти факты наряду с особенностями минералогического состава свидетельствуют о том, что основное поступление материала при формировании продуктивной толщи шло не с Кавказских гор, а с севера или северо-востока.

Восточнокобыстанский тип продуктивной толщи

Продуктивная толща восточнокобыстанского типа, слагающая большую часть подводного склона в районе островов Бакинского архипелага, по литологическим особенностям существенно отличается от продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Она прежде всего характеризуется значительно большей глинистостью по сравнению с апшеронским типом продуктивной толщи. Осадки восточнокобыстанского типа продуктивной толщи, представленные песчано-алевритовыми глинами, глинистыми алевритами и глинисто-алевритовыми песками, плохо отсортированы, хотя местами и встречаются относительно мощные пачки песков, преимущественно тонко- и мелкозернистых и очень редко среднезернистых.

По вертикали отложения восточнокобыстанского типа продуктивной толщи дифференцированы чрезвычайно слабо. Это затрудняет параллелизацию отдельных, даже расположенных на близких расстояниях, разрезов, а также их сопоставление с детально разработанной схемой продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Только на основании содержания различных минералов тяжелой фракции удалось наметить хорошо выдержанные свиты, которые можно увязать со схемой Апшеронского полуострова.

Наибольшим признанием в настоящее время пользуется схема расчленения продуктивной толщи восточнокобыстанского типа, выработанная в процессе разведочных работ 1935—1937 гг. с последующими дополнениями Г. А. Хельквиста для районов Пирсагат, Хамамдаг и Бяндован, схема А. Г. Алиева (1949), разработанная на основании изучения минералогического состава толщи в Кабристане (Кобыстане), и схема А. Г. Ахмедова (1957), основанная на литологических признаках.

Соотношение вышеотмеченных схем, а также и их возможное сопоставление со схемой продуктивной толщи Апшеронского полуострова представлено в таблице.

Несмотря на всю проблематичность такого сопоставления, все исследователи сходятся на том, что вскрытая часть разреза продуктивной толщи восточнокобыстанского типа, в том числе и на Бакинском архипелаге, относится к среднему и верхнему отделам продуктивной толщи Апшеронского полуострова.

Общим для всей толщи, кроме значительно большей глинистости по сравнению с апшеронским типом продуктивной толщи, является низкое содержание кварца (2—30%), большой процент содержания полевых шпатов и преобладающее значение обломков пород, среди которых часто наблюдаются выветренные эффузивы, а также присутствует вулканическое стекло.

СХЕМА ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ КОБЫСТАНА И ПРИКУРИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И ЕЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ СО СХЕМОЙ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

По Г. А. Хельквисту [1] (1935—1937 гг.); районы: Пирсагат, Хамамдаг и Бяндован	По А. Г. Алиеву (1949); Алятский район, Кобыстан и западный Апшерон	По Г. А. Ахмедову (1957); Западный Апшерон, юго-восточный Кобыстан	Наиболее вероятное сопоставление со схемой Апшеронского полуострова
Песчаная свита.	Слюдистая свита.	Грубообломочная свита.[2]	Сураханская свита.
Промежуточная свита (глинистая).	1-я пироксено-роговообманковая свита.	Песчано-глинистая свита.	
		Глинисто-песчанистая свита.	
1-я пирсагатская свита (песчано-глинистая).	Слюдисто-эпидотовая свита.	Миаджикская свита.	Сабунчинская свита.
		Глинистая свита.	
2-я пирсагатская свита (песчаная).	2-я пироксено-роговообманковая свита.	Дуванинская свита.	Балаханская свита.
Подпирсагатская свита (песчано-глинистая).	Ангидритовая свита.	Солахайская свита.	
Хамамдагская свита.	Свита, обогащенная рудным минералом.		Средний отдел.

[1] По А. Л. Путкарадзе (1958б).
[2] Распространена только в северной краевой полосе развития продуктивной толщи.

В тяжелой фракции преобладают рудные минералы (гидроокислы железа, ильменит, магнетит, сингенетический пирит); заметную роль приобретают пироксены и роговые обманки; в виде единичных зерен встречаются минералы группы дистена. Содержание пироксенов и роговых обманок иногда уменьшается с юго-запада на северо-восток, и, наоборот, содержание минералов группы дистена увеличивается в этом направлении.

На Бакинском архипелаге в последние годы выполнен большой объем глубокого бурения, вскрывшего продуктивную толщу примерно на 1000 м ее разреза. Фактические данные по литолого-фациальной характеристике приводятся в работе А. Л. Путкарадзе (1958б), который отмечает, что продуктивная толща Бакинского архипелага относится к восточнокобыстанскому типу. Он же делает попытку сопоставить разрезы отдельных участков архипелага, отмечая при этом трудность и условность такого сопоставления. В целом толща представлена, главным образом, глинистыми образованиями, переслаивающимися с песчано-алевритовыми осадками. На основании смены вещественного состава отложений А. Л. Путкарадзе выделяет хамамдагскую, подпирсагатскую и вторую пирсагатскую свиты, вскрытые на площади Хамамдаг-море. В районе о. Свиного, на основании минералогического состава отложений, им выделена более высокая часть разреза: вторая пироксено-роговообманковая (синхронная 2-й пирсагатской), слюдисто-эпидотовая и первая пироксено-роговообманковая свиты.

Особенно хорошо продуктивная толща обнажается в районе о. Дуванного, где, по нашим данным и данным картировочного бурения, среди глин наблюдаются мощные прослои песков (до 10 м) и песчаников.

Интересной особенностью продуктивной толщи Бакинского архипелага является некоторое увеличение содержания кварца и минералов метаморфических пород с глубиной (Сулейманов, 1953; Путкарадзе, 1958б), а также наличие в выбросах грязевых вулканов песчаников, по минералогическому составу не отличающихся от песчаников продуктивной толщи апшеронского типа (Авдусин, 1948). Эти факты позволили ряду исследователей считать, что с глубиной восточнокобыстанский тип продуктивной толщи переходит в апшеронский. Следовательно, какую-то часть времени в прошлом на акваторию Бакинского архипелага, как и Приапшеронского района, материал поступал с севера. Позже значение северной питающей провинции постепенно ослабевает и решающую роль начинает играть материал, приносимый с южного склона Кавказских гор.

В целом ряде пунктов в продуктивной толще Бакинского архипелага встречена пресноводная фауна *Planorbis* sp., *Limnaea* sp. и остракоды *Ilyocypris gibba* Ramd., *Limnocythere luculenta* Liv. Таким образом, вскрытая часть разреза продуктивной толщи на Бакинском архипелаге, как и верхний отдел продуктивной толщи апшеронского типа, формировалась в условиях пресноводного бассейна.

Фотоизображение отдельных свит продуктивной толщи Бакинского архипелага, в противоположность фотоизображению продуктивной толщи апшеронского типа, не имеет резко отличающихся друг от друга фоторисунков. Объясняется это, во-первых, тем, что все свиты продуктивной толщи восточнокобыстанского типа по вещественному составу сходны друг с другом, во-вторых, продуктивная толща вскрыта не очень глубоко, так что обнаженная сводовая часть складок чаще всего сложена осадками одной свиты, и, в-третьих, районы Бакинского архипелага необычно богаты действующими грязевыми вулканами, образующими многочисленные острова и не менее многочисленные подводные конусы, сопочная брекчия которых выстилает морское дно, скрывая породы продуктивной толщи. Продуктивная толща непосредственно обнажается на значительной площади морского дна, как уже отмечалось, только между о. Дуван-

ным и берегом. Здесь в целом ряде пунктов наблюдаются подводные гряды, сложенные песчаниками, которые и обусловливают полосчатый рисунок (рис. 34). Редкие прослои песчаников среди преимущественно глинистых отложений этого типа продуктивной толщи образуют одиночные подводные гряды, прослеживающиеся на значительном расстоянии. На аэроснимках, как увидим ниже, они очень сходны с грядами, сложенными более молодыми породами, например апшеронскими. Хотя в таких случаях фотоизображение и не позволяет достоверно опознать вещественный состав пород и их возраст, тем не менее аэроснимки значительно облегчают картирование структур.

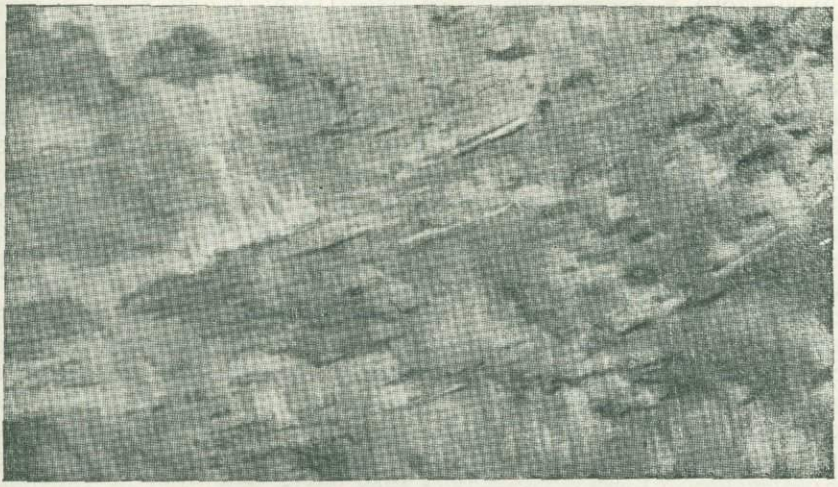


Рис. 34. Аэроснимок подводных выходов продуктивной толщи между берегом и о. Дуванным. М. 1 : 11 100.

Суммарная мощность продуктивной толщи восточнокобыстанского типа в пределах Бакинского архипелага по геофизическим данным оценивается в 4000—4500 м.

В пределах подводного склона западного побережья Каспийского моря в настоящее время известны только эти два рассмотренные выше типа продуктивной толщи — апшеронский и восточнокобыстанский. Возможно, что на севере, в Прикаспийском районе, в строении морского дна принимает участие продуктивная толща кызылбурунского типа. Эта акватория пока изучена очень слабо, причем здесь развиты довольно мощные четвертичные и верхнеплиоценовые отложения, под покровом которых продуктивная толща может быть вскрыта только с помощью бурения. Поэтому мы считаем возможным дать краткое описание еще кызылбурунского типа, не останавливаясь на характеристике остальных типов продуктивной толщи.

Кызылбурунский тип продуктивной толщи

Кызылбурунский тип продуктивной толщи известен также под названием «немой толщи». Эти отложения развиты в районах селений Кызыл-Бурун, Сиазань, Дивичи. Они слагают Кайнарджинскую антиклиналь и Советабадскую синклиналь, а также имеют распространение в долине р. Гильгиль-чай.

В. А. Долицким (1933) и Б. П. Ясеневым (1933) кызылбурунский комплекс продуктивной толщи был подразделен на три отдела.

Нижний отдел представлен преимущественно песчанистыми глинами с прослоями мелко- и тонкозернистых песков и рыхлых песчаников, содержащихся в основном в верхах отдела. В низах отдела наблюдаются частые прослои красных гравелитов. Мощность верхнего отдела оценивается в 90 м.

Средний отдел сложен также в основном глинами (на 80%) с прослойками песков и песчаников. В основании его располагается пласт грубозернистого песка. Для отложений этого отдела характерна красно-бурая окраска. Мощность среднего отдела достигает 500 м.

Верхний отдел наиболее песчанистый, хотя и состоит на 70% из глин и на 30% из песков и песчаников. Глины большей частью серого, серо-буроватого и желто-буроватого цвета. Прослойки глин красно-бурого цвета редки. Мощность верхнего отдела около 1000 м.

В окрестностях ст. Кызыл-Бурун наиболее песчанистым является средний отдел.

Легкая фракция кызылбурунских алевролитов и песков состоит из полевых шпатов и обломков пород. Содержание кварца колеблется от 10 до 30%. В тяжелой фракции преобладают измененные метасиликаты, в большом количестве содержатся ильменит, магнетит и слюда, значительный процент (до 15%) составляют целестин, ангидрит и барит. Устойчивые минералы, минералы группы дистена, амфиболы и пироксены в среднем составляют долю процента.

Соотношение выделенных отделов кызылбурунского типа и других типов продуктивной толщи пока остается проблематичным. «Представляется мало вероятным, чтобы нижний отдел кызылбурунского комплекса соответствовал нижнему отделу продуктивной толщи Апшеронского полуострова; скорее всего кызылбурунский комплекс укладывается в рамки верхнего отдела продуктивной толщи, по аналогии с юго-восточным Кобыстаном» (Хаин, Султанов, Алиев, 1952, стр. 395). К сожалению, нигде пока не удалось наблюдать непосредственный переход друг в друга этих двух одновозрастных, но фациально различных отложений.

Продуктивная толща кызылбурунского типа близко подходит к современной береговой линии моря, поэтому имеются некоторые основания предполагать, что к северо-западу от мыса Амия подводный склон Прикаспийского района может быть сложен отложениями кызылбурунского типа продуктивной толщи. Однако следует иметь в виду, что в районе Килязинской косы и о. Яшмы наблюдается исключительно резкая смена фаций продуктивной толщи: Советабадская синклиналь выполнена продуктивной толщей кызылбурунского типа, а о. Яшма и подводный склон к северо-западу от него, вплоть до Наружных Камней сложены типичными отложениями продуктивной толщи апшеронского типа. Здесь эти два типа продуктивной толщи разделены полосой (шириной 3—4.5 км) выходов меловых, палеогеновых и миоценовых отложений, слагающих антиклинальную складку Килязинской косы (Советабадскую антиклиналь). Не исключена возможность, что и далее к северо-западу происходит такая же резкая смена этих двух типов продуктивной толщи и апшеронский тип осадков может слагать подводный склон северо-западнее Наружных Камней.

Акчагыльский ярус

Отложения акчагыльского яруса развиты повсеместно. В восточной части Дагестана и на подводном склоне они представлены глинами серыми и бурыми, некарбонатными, вверх по разрезу сменяющимися ракушечными и детритусовыми известняками. Мощность отложений варьирует от 100 до 450—500 м. На Апшеронском полуострове и в Приапшеронском морском районе эти отложения внизу представлены глинами темно-серыми,

известковистыми, слоистыми, сланцеватыми, с прослоями вулканического пепла. В средней части яруса глины известковистые, имеют темно-серый и бурый цвет, с прослоями гипса. В кровле залегают темные глины, не вскипающие с соляной кислотой.

Мощность акчагыльского яруса на Апшеронском полуострове и в Приапшеронском морском районе меняется от нуля до 70 м, но чаще всего составляет 35—40 м.

В районе Бакинского архипелага акчагыльские отложения в основном также выражены глинами серого цвета, слоистыми, известковистыми, песчанистыми. В глинах наблюдаются тонкие прослойки тонкозернистого песчаника, а в нижней части вулканического пепла. Мощность акчагыла здесь варьирует от 25—30 до 60—80 м.

Благодаря своеобразным литологическим особенностям, наличию характерной макро- и микрофауны, а также повсеместному распространению акчагыльские отложения используются как надежный маркирующий горизонт при картировании морского дна с помощью мелкого бурения.

Однако при дешифрировании аэроснимков морского дна для акчагыльских отложений не удалось установить каких-либо определенных признаков дешифрирования. Незначительная мощность и исключительно глинистый состав акчагыльских отложений не позволяют на аэроснимках отделить их как от преимущественно глинистых отложений сураханской свиты, так и от глин низов апшеронского яруса. Акчагыльские отложения вместе с подстилающими и перекрывающими их породами обычно образуют на морском дне понижения с выравненным рельефом и перекрываются современными отложениями, которые и изображаются на аэроснимках.

Апшеронский ярус

В Дагестане нижне- и среднеапшеронские отложения представлены глинами серо-бурого цвета, с тонкими прослойками песка и характерной фауной. Верхний апшерон на западе выражен континентальными галечниками, замещающимися на востоке глинами, детритусовыми известняками и галечниками с типичной морской апшеронской фауной. В море к северо-востоку от устья р. Ачи-су со дна были подняты образцы детритусовых известняков с *Apscheronia curides* Andr., *Dreissena* sp., залегающих несогласно на сарматских известняках. Мощность отложений нижнего и среднего апшерона составляет всего 10—15 м, а верхнего 75 м (В. Д. Голубятников, 1947б).

В Прикаспийско-Приапшеронском районе и на Апшеронском полуострове апшеронские отложения представлены всеми тремя подъярусами.

Нижний подъярус выражен почти исключительно глинами с редкими линзовидными прослойками алевритов, известняков и вулканического пепла. Характерны сажистые примазки. Мощность нижнего апшерона в пределах полуострова колеблется от 165—170 м в Сураханах до 406 м у сел. Бины. Как правило, резкое уменьшение мощности приурочено к сводам складок.

Средний подъярус на полуострове и в пределах акваторий, его окружающих, сложен глинами, песками и известняками с косой слоистостью, причем глины внизу преобладают. В известняках часты включения галек. Мощность среднего отдела апшеронского яруса варьирует от 100 до 300 м, достигая максимума 475 м в юго-восточной части Бина-Гоусанской синклинали.

Верхний подъярус на Апшеронском полуострове и в Приапшеронском районе представлен песчанистыми, детритусовыми известняками с галькой, чередующимися с глинами и песками, причем наиболее мощный

пласт известняка с галькой (до 25 м) приурочен к подошве. Мощность верхнего апшерона варьирует от 25 до 95 м.

Разрез апшеронских отложений в пределах морских площадей полностью не вскрыт, так как разведочное бурение проводится в основном на антиклинальных складках, своды которых размыты иногда вплоть до продуктивной толщи и даже миоценовых отложений. Суммарная максимальная мощность отложений апшеронского яруса для Мардакянской морской антиклинальной складки оценивается в 605 м.

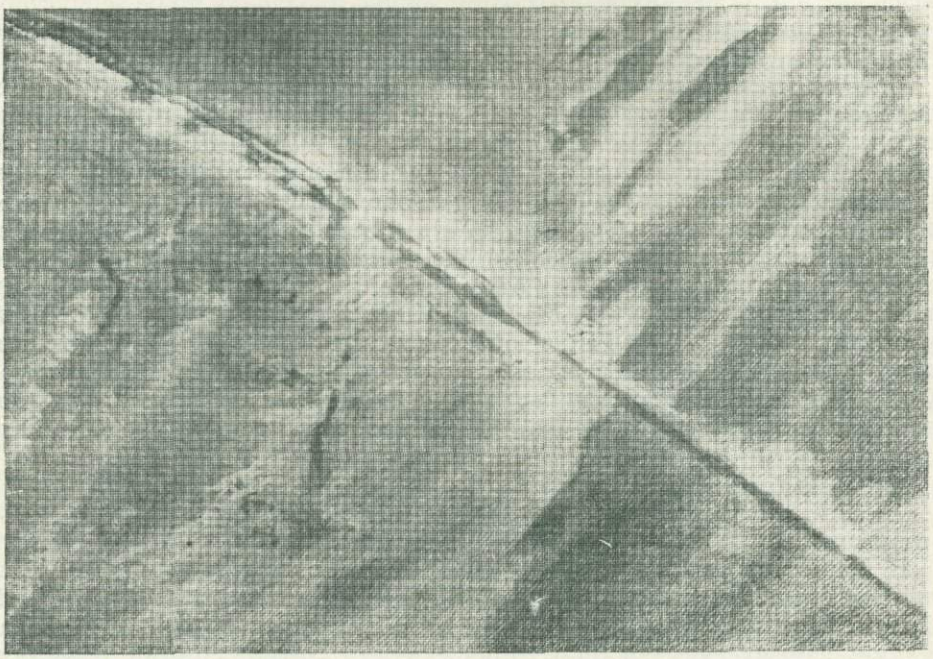


Рис. 35. Аэроснимок апшеронских известняков. Светлым тоном отобразились участки, поднимающиеся над поверхностью воды; темным — подводные выходы. М. 1 : 11 400.

В пределах Бакинского архипелага нижний отдел апшерона выражен глинами серого цвета, плотными, скорлуповатыми, с редкими прослоями песка. Мощность нижнего апшерона здесь достигает 200 м.

Разрез среднего отдела апшеронского яруса в пределах Бакинского архипелага полностью пока остается неизвестным. В районах о. Дуванного и складки Хамамдаг-море выступают из воды отдельные надводные камни, сложенные ракушечными известняками и песчаниками, в которых Д. М. Сулеймановым (1953) собрана фауна среднеапшеронского возраста. Этот же автор указывает, что в ближайших районах Кобыстана и Прикуринской низменности отложения среднего апшерона, имеющие мощность от 275 до 290 м, выражены преимущественно серыми слоистыми песчаными глинами с прослойками глин бурых цветов.

Верхний подъярус апшеронского яруса представлен серыми и темно-серыми ракушечными известняками и серыми песчанистыми глинами с прослойками глин бурых оттенков.

Средне- и верхнеапшеронские известняки Апшеронского полуострова, а также морских районов Апшеронского и Бакинского архипелагов являются самыми крепкими и устойчивыми к разрушению породами, на что

давно уже обратили внимание Д. В. Голубятников (1914), М. Ф. Мирчинк (1935) и ряд других исследователей.

В пределах суши на Апшеронском полуострове вследствие бронирующего характера этих известняков возник обращенный рельеф с рядом приподнятых синклинальных плато (Бакинское, Гездекское и др.). Аналогично этим синклинальным плато и на морском дне имеются относительно приподнятые участки, сложенные апшеронскими известняками (банки, окружающие Амбуранскую мульду, банка Опасная). Пласты апшеронских известняков, там где они имеют значительные углы падения, препарируются в виде более или менее широких гряд образующих острова (Б. Плита, М. Плита, Колтыш, Чурка, Гребень, Урунос и другие более мелкие острова Апшеронского архипелага, а также о. Пеликаний и ряд безымянных островов в районе о. Дуванного, мыса Алят и складки Хамамдаг-море) или же хорошо выраженные подводные гряды, прослеживающиеся на многие сотни метров и даже на несколько километров. Эти гряды, как и гряды, сложенные другими твердыми породами (меловыми и сарматскими известняками, песчаниками продуктивной толщи и т. п.), отличаются асимметричным строением.

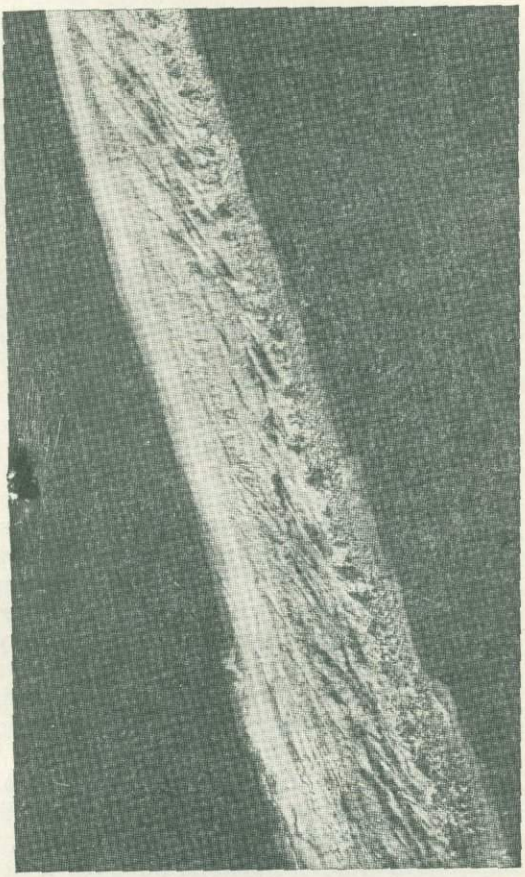


Рис. 36. Полуостров Урунос, сложенный апшеронскими известняками. Хорошо видны пологий и крутой склоны, а также развалы глыб у подножия последнего. М. 1 : 5600.

Все морфографические особенности апшеронских известняков хорошо отображаются на аэроснимках. Более или менее высоко приподнятые подводные гряды апшеронских известняков на аэроснимках отображаются в виде длинных и узких полос, прослеживающихся без перерыва на большие расстояния (на юго-западном крыле Мардакянского морского поднятия на 5 км). Если подводные гряды обрастают зелеными или бурыми водорослями и покрываются щетками *Mytilaster lineatus* (Gmel.), то на аэроснимках они изображаются в виде полос темного цвета (рис. 35). В тех случаях, когда гряды свободны от водорослей и щеток *Mytilaster lineatus* (Gmel.), они отображаются более светлым тоном.

При достаточно крупном масштабе аэросъемки (1 : 5000, а иногда 1 : 10 000) на аэроснимках хорошо опознаются скопления крупных глыб около крутого обрывистого склона гряд. Это позволяет легко установить азимут падения известняков. Так, например, на плановом аэроснимке полуострова Урунос (рис. 36), образованного грядой апшеронских известняков, хорошо видны хаотические нагромождения крупных глыб

у крутого склона гряды, соответствующего торцам пород. Пологий склон, совпадающий с падением пластов, отличается наличием микрогрядок, осложняющих поверхность основной гряды. Микрогрядки, возникшие в результате препарировки косонапластованных слоев и располагающиеся по отношению к основному простиранию и падению пластов под некоторыми углами, также хорошо изображаются на аэроснимках. Вдоль уреза воды у пологого склона гряды видна узкая полоса светлого тона, отражающая скопления ракуши и современных отложений в зоне воздействия волн.

Все эти особенности фотоизображения позволяют по аэроснимкам устанавливать на морском дне и на суше наличие известняков верхнего и среднего отделов апшеронского яруса. Фотоизображение известняков верхне- и среднеапшеронского возраста достаточно резко отличается от фоторисунка устойчивых к разрушению пластов песчаников продуктивной толщи. Поэтому для Приапшеронского морского района, а также для Бакинского архипелага оно может служить маркирующим фотоизображением.

Нижнеапшеронские отложения, представленные преимущественно глинами, занимают относительно пониженные участки морского дна и перекрываются современными осадками — илом или ракушей в зависимости от гидродинамических условий и глубины моря. В связи с этим для них не были установлены какие-либо специфические признаки дешифрирования.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

Четвертичные отложения подводного склона, за исключением современных осадков, изучены относительно слабо. Значительные площади древних горизонтов четвертичной системы в большинстве случаев перекрыты новейшими современными отложениями, формирование которых *продолжается и в настоящее время. Поэтому их изучение возможно только* при помощи бурения. Большинство буровых скважин в исследованном районе закладывается в пределах антиклинальных складок, где геологический разрез характеризуется значительным сокращением мощностей и выпадением целого ряда толщ. Последнее особенно характерно для четвертичных отложений, которые в целом ряде пунктов полностью отсутствуют. Кроме того, следует указать, что морское бурение вдоль западного берега Каспийского моря проводится с целью поисковых и поисково-разведочных работ на нефть, поэтому объектом изучения в основном являются древние породы, к которым приурочены залежи нефти. В связи с этим изучению четвертичной толщи подводного склона в подавляющем большинстве случаев не уделялось должного внимания. Счастливым исключением из этого является район Бакинского архипелага, для которого Д. М. Сулейманов (1953) и А. Л. Путкарадзе (1958б) детально проанализировали имеющиеся материалы по четвертичным отложениям.

Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Юго-Восточного Кавказа впервые было предложено Д. В. Голубятниковым (1914), который выделил современные и древнекаспийские отложения. Древнекаспийские отложения он подразделил на: 1) нижний, или бакинский ярус с *Didacna catillus* Eichw.; 2) средний ярус, или слои с. *D. surachanica* Andrus. и *D. crassa* Eichw., сопоставляемый последующими авторами с хазарским ярусом; 3) верхний ярус, или слои с *D. trigonoides* (Pall.), сопоставляемый с хвалынским ярусом.

При разведочных работах в восточной части Апшеронского полуострова А. А. Ильиным (цит. по: Потапов, 1954б) было обнаружено, что между апшеронским и бакинским ярусами залегает глинистая толща мощностью в 30—40 м, охарактеризованная пресноводной фауной и ли-

шенная как апшеронских, так и бакинских форм. В. Е. Хаин (1950) предложил назвать эти отложения «тюркянским горизонтом». При дальнейших исследованиях было установлено, что выделенные Д. В. Голубятниковым отложения под названием бакинского яруса являются только частью мощной толщи, залегающей между апшероном и осадками с *Didacna surachanica* Andrus. В связи с этим О. В. Дашевская (1940) верхнюю часть данной толщи, отличающуюся своеобразной фауной дидакн, назвала гюргянским горизонтом. В дальнейшем Е. Х. Гейвандова (цит. по: Хаин и Гроссгейм, 1953) гюргянский горизонт включает в объем хазарского яруса. П. В. Федоров (1957) хазарский ярус подразделяет на гюргянский горизонт (нижнехазарский) и собственно хазарский (верхнехазарский) горизонт. Им же для современных отложений предложено название новокаспийский ярус. В. Е. Хаин и В. А. Гроссгейм (1953) в объеме новокаспийского яруса различают три горизонта: 1) горизонт с вымершей формой *Cardium edule* L. var. *magna* Golub.; 2) горизонт с *Cardium edule* L.; 3) горизонт с *Mytilaster lineatus* (Gmel.).

Ниже при рассмотрении отложений четвертичной системы мы будем пользоваться местными стратиграфическими подразделениями, по возможности сопоставляя их со стратиграфическими подразделениями, предложенными Межведомственной стратиграфической комиссией.

Древнекаспийские (плейстоценовые) отложения

Нижнечетвертичные отложения

Тюркянский горизонт в пределах подводного склона пока не обнаружен. На суше отложения тюркянского горизонта известны в восточной части Апшеронского полуострова и в Алято-Сальянской зоне. На Апшеронском полуострове они выражены серыми глинами с прослоями бурых глин, сменяющихся иногда в кровле глинистыми песками. Глины содержат пресноводную фауну *Gastropoda* и *Dreissena* ex. gr. *rostriformis* Desh. В Алято-Сальянской зоне тюркянские слои сложены преимущественно песчано-глинистыми и галечными породами.

Бакинский горизонт (слои) в пределах суши характеризуется фациальной изменчивостью отложений.

В Дагестанском районе бакинские слои представлены детритусовыми известняками, залегающими трансгрессивно на более древних отложениях. Они слагают самые высокие террасы Приморского Дагестана (от 228 до 248 м над уровнем Каспия).

В северо-восточной части Кусаро-Дивичинского района эти отложения выражены серыми песчанистыми глинами с прослоями песков, отдельными пропластками углистого вещества и включениями окатанных галек. На юге района они слагают террасы, в составе отложений которых отмечаются конгломераты, известняки-ракушечники, песчаники, пески, песчанистые глины, глины и прослои вулканических пеплов. На севере они перекрыты более молодыми отложениями.

На Апшеронском полуострове отложения этого комплекса в западной части представлены песками и глинами с прослоями известковистых песчаников и известняков в верхах разреза; в восточной части — бурыми и серыми глинами.

Наконец, в Харамино-Алятской зоне бакинские слои состоят из грубообломочных отложений, а в районе Сальян из глин с редкими прослоями мелкозернистых песков и вулканического пепла.

На морском дне отложения бакинского яруса обнаружены нами в Прикаспийском районе. Здесь, на подводном склоне Килязинской косы и к северу от нее, под маломощным слоем ила залегают светло-коричневые

глины, содержащие обильную микрофауну, среди которой Е. А. Хромая определила следующие фораминиферы: *Rotalia* ex gr. *beccarii* Linne, *Loxoconcha unodensa* Mand., *L. gibboides* Liv., *Leptocythere caspia* Liv., *L. bacuana* Liv., *Trochyleberis pseudoconvexa* Liv., *Cypriedeus torosa littoralis* Brady, *Cytherissa* sp.

В пределах морских площадей Бакинского архипелага разрез четвертичных отложений изучен по кернам буровых скважин Д. М. Сулеймановым и Н. В. Пашаллы (1952ф), а также описывается А. Л. Путкарадзе (1958б). Бакинские отложения представлены глинами серо-бурыми и бурыми, неслоистыми с тонкими пропластками тонко- и мелкозернистых песков, плотных песчаников, конгломератов и ракушечников. На банке Макарова структурно-поисковая скв. № 1 вскрыла фаунистически охарактеризованные бакинские отложения (глины), переслаивающиеся с грязевулканической брекчией, до глубины 1211 м (до забоя). Разведочная скважина, заложенная с этого же основания, пройдя вышеописанную толщу, вошла в отложения сопочной брекчии, которые на глубине 1740 м залегают прямо на продуктивной толще.

Среднечетвертичные отложения

В Дагестанском районе мезоплейстоценовые морские отложения представлены конгломератами, галечниками, плохо отсортированными песками и сильно песчанистыми глинами. Они слагают террасы высотой от 110 до 200 м над уровнем Каспия.

Нижнехазарские (гюргянские) мезоплейстоценовые отложения в Кусаро-Дивичинском районе представлены глинами с прослойками песков и галечников, а местами (селения Хачмас, Худат) глинистыми ракушечниками с *Didacna nospes* Bog. и *Dreissena celekenica* Andr. На юге этого района террасы нижнехазарского (гюргянского) возраста сложены конгломератами, галечниками, известняками-ракушечниками, песчаниками, песками и глинами.

В восточной части Апшеронского полуострова для отложений нижнехазарского (гюргянского) горизонта характерны глины и ракушняки. В западной части полуострова и в юго-восточном Кобыстане гюргянский горизонт представлен галечниками и песками, слагающими высокие террасы (от 130 до 240 м).

В северной части Алято-Сальянского района развиты грубообломочные отложения этого возраста, а в южной части — песчано-глинистые.

На морском дне пока не удалось отделить нижнехазарский (гюргянский) горизонт от верхнехазарских отложений. Только ракушечные известняки, слагающие о. Бакланий Камень, образцы которых нами были переданы В. П. Федорову для определения фауны, можно с некоторым основанием относить к нижнехазарскому (гюргянскому) горизонту, поскольку среди форм, характерных для бакинского яруса (*Didacna catillus* Eichw., *D. parvula* Nal., *Dreissena rostriformis* Desh., *D. polymorpha* (Pall.) и т. д.), встречаются плохо определимые обломки раковин более молодого облика, чем фауна бакинского возраста.

Верхнехазарские отложения в Дивичинском и Прикаспийском районах слагают поверхности террас, находящихся на высотах от 150 до 250 м.

В пределах Апшеронского полуострова среди галечников содержатся глинистые известняки-ракушечники с верхнехазарской фауной *Didacna surachanica* Andrus., *D. crassa* Eichw., *D. posearditoides* Nal. и др. Верхнехазарские отложения в западной части полуострова сохранились небольшими участками на высотах 88—108 м над уровнем Каспия.

На морском дне Приапшеронского района и района Бакинского архипелага среди четвертичных (древнекаспийских) отложений, вскрытых бурением, представляется возможным выделить только хазарские отложения без подразделения их на нижне- и верхнехазарский горизонты. Так, скв. № 3, заложенная на Мардакянском морском поднятии, прошла по бакинским и хазарским отложениям 185 м. В разрезе этой скважины отмечаются детритусовые известняки вверху с *Didacna surachanica* Nal. и *Dreissena polymorpha* (Pall.), ниже с *Didacna* sp., *Dreissena rostriformis* Desh., подстилаемые бакинскими отложениями с *Didacna parvula* Nal. На площади Гюргяны-море (к востоку от Апшеронского полуострова) хазарские отложения, подстилающие хвалынские, представлены гли-

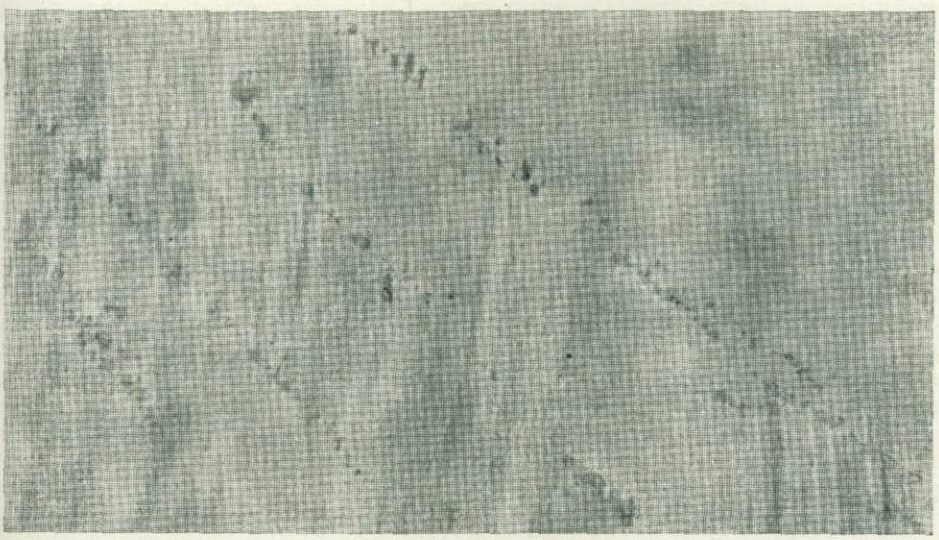


Рис. 37. Аэроснимок древнекаспийских известняков на морском дне (темные пятнистые полосы диагонального направления). М. 1 : 6200.

нисто-песчаными образованиями и детритусовыми известняками с *Didacna surachanica* Nal.

В пределах Бакинского архипелага хазарские отложения вскрыты всеми скважинами, пробуренными на островах. Они выражены здесь серыми глинами с прослойками мелкозернистых песков с битой ракушей, а также плотных песчаников, конгломератов и известняков. Кроме того, для них характерно наличие прослоев сопочной брекчии.

Выходы на морском дне мезоплейстоценовых (хазарских) осадков, представленных известняками, очень немногочисленны, и литологически они мало отличаются от эоплейстоценовых (бакинских). Поэтому изображения их на снимках не различимы. По крайней мере в настоящее время мы еще не имеем твердо установленных признаков дешифрирования, по которым можно было бы уверенно разделить по фотоизображению эти разновозрастные образования.

В тех местах, где древнекаспийские известняки (хазарские, гюргянские и бакинские) выходят на морском дне, как например в районе о. Бакланий Камень, наблюдаются цепочки отдельных подводных камней, вытянутых в определенном направлении (рис. 37), что и отличает их от более древних отложений, образующих четко выраженные подводные гряды (апшеронских, сарматских, меловых). Это различие в характере выходов указанных отложений хорошо отображается на аэроснимках.

Отложения верхнего яруса четвертичной системы подразделяются на нижнехвалынские с *Didacna praetrigonoides* Nal. и верхнехвалынские, в которых указанная форма замещается *D. trigonoides* Pall. Однако в связи с тем, что на морском дне не представляется возможным выделить среди неоплейстоценовых отложений эти два горизонта, мы приведем краткое описание нерасчлененных хвалынских отложений.

В Дагестане хвалынские отложения выражены песчанистыми глинами с галькой, галечниками, конгломератами и детритусовыми известняками. Они слагают террасы, располагаясь на высотах от —20 до +75 м над ур. м. В Кусаро-Дивичинском районе (Шолларская наклонная равнина) хвалынские отложения представлены аллювиальными и прибрежно-морскими галечными образованиями. На Апшеронском полуострове и к югу от него хвалынские отложения, слагающие комплекс низких террас, выражены песками с прослоями гравия, галечниками и песчанистыми ракушняками.

В пределах Приапшеронского морского района хвалынские отложения обнаружены при буровых работах. Кроме того, характерные отложения этого возраста слагают многие небольшие островки (Алиев и Камладзе, 1948фб), а также обнажаются на морском дне (Шарков, Гурьева, 1958а). Они представляют крепко сцементированную песчано-известковистым цементом породу, состоящую из хорошо окатанных галек известняков, литологически аналогичных известнякам более низких горизонтов древнекаспийских отложений, известняков апшеронского возраста и песчаников продуктивной толщи. Цементирующая масса выражена песком средней крупности, среди которого в значительном количестве имеются обломки *Didacna*. Цвет цементирующей массы — бурый.

Характерным текстурным признаком этих конгломератов являются трещины отдельности. Трещины, как правило, открытые. Ширина их колеблется от нескольких до 50 и даже 100 см. Трещины разбивают конгломераты на огромные плиты до 10—15 м в длину и до 5—7 м в ширину. Толщина плит варьирует от 1 до 2 м. Наиболее хорошо выраженные трещины, определяющие заметную ориентированность глыб, простираются под азимутом 205—210°.

Указанная особенность хвалынских конгломератов распадаться на крупные глыбы отмечается всеми исследователями и для всех пунктов, где эта порода обнажается. Это позволяет легко отличать их в полевых условиях от пород другого возраста. Именно благодаря названным свойствам хвалынские конгломераты четко изображаются на аэроснимках. По снимкам, таким образом, можно определить районы распространения конгломератов, размеры и форму глыб, направление трещин и т. д. На рис. 38 изображены глыбы конгломератов на дне моря. Несмотря на сравнительно мелкий масштаб съемки и подводное расположение выходов, здесь хорошо видно их глыбовое строение.

Хвалынские конгломераты слагают южную часть о-вов Б. Плита. Подплиточный, острова в районе последнего, а также две подводные гряды, протягивающиеся от вышеуказанных островов к о. М. Подплиточный и по направлению к о. Гребень. Кроме того, в виде отдельных пятен они обнаружены на дне моря к северо-востоку от о. Песчаного (Мамедова), а также вдоль Дагестанского побережья. В подавляющем большинстве случаев отложения хвалынского возраста залегают горизонтально. На о-вах Б. Плита, М. Подплиточный и М. Плита они лежат на апшеронских известняках со стратиграфическим несогласием. Однако около о. Б. Подплиточный они падают на восток под углом 58—80°.

На площади Гюргянского морского поднятия (к югу от о. Артема) А. К. Алиев А. А. Камладзе (1948фб) к верхнему отделу древнекаспийских отложений относят пески и рыхлые детритусовые известняки с *Didacna trigonoides* (Pall.).

В этом же районе, а именно к северо-востоку от о. Песчаного, нами также собраны образцы детритусовых известняков, содержащих иногда значительное количество хорошо окатанных галек. На морском дне эти известняки прослеживаются в виде подводных камней, образующих прерывистую гряду. Последняя начинается у одной из буровых вышек к югу от о. Артема и протягивается в юго-восточном направлении до о. Песча-

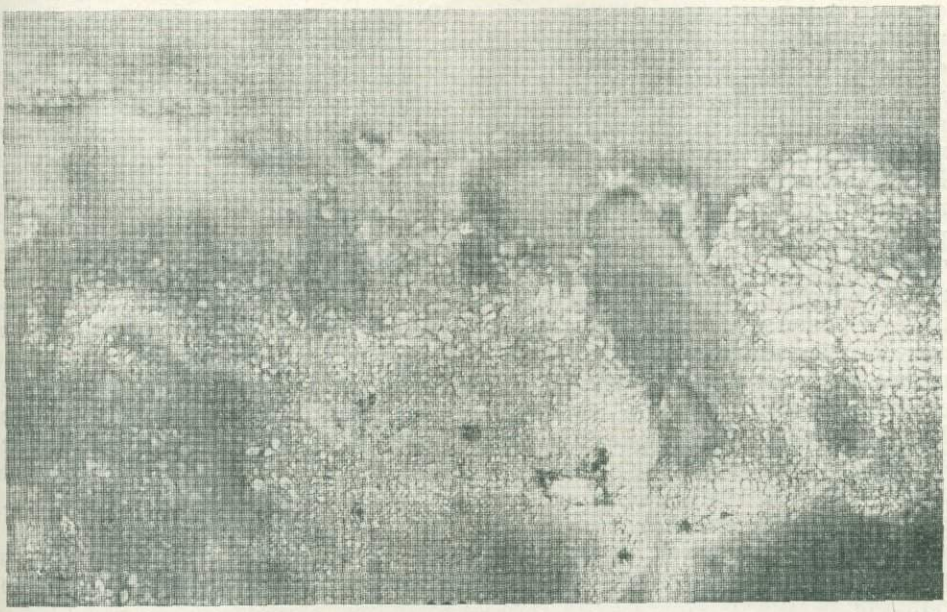


Рис. 38. Аэроснимок хвалынских конгломератов на морском дне. Белые пятна — надводные камни. Район о. Б. Плита. М. 1 : 11 400.

ного (Мамедова). Эта полоса подводных камней хорошо изобразилась на аэроснимках. Наличие в образцах известняков обломков *Didacna* и *Dreissena* позволило Е. Х. Гейвандовой определить возраст подводных выходов известняков как древнекаспийский. Некоторое литологическое сходство известняков (наличие хорошо окатанной гальки) с конгломератами хвалынского возраста дает некоторое основание отнести их к неоплейстоценовому ярусу.

Наконец, известняки хвалынского возраста были нами обнаружены на морском дне к западу от о. Бакланий Камень.

В пределах акватории Бакинского архипелага хвалынские отложения вскрыты на о-вах Булла, Глиняный, Лось, Обливной и Сара. Литологически они выражены здесь глинами серыми, слабо песчанистыми, с прослоями глин бурого цвета и серых мелкозернистых песков. Глины переслаиваются с сопочной брекчией.

Современные (голоценовые) отложения

Современные отложения начали отлагаться с послехвалынского времени и продолжают формироваться вплоть до настоящего момента. Этот период для Каспийского моря отличается значительными колебаниями

уровня бассейна. В послехвалынское время наблюдалась значительная регрессия, когда уровень моря падал по крайней мере на 40—50 м ниже современного. Затем регрессия сменяется новокаспийской трансгрессией, характеризующейся в свою очередь более мелкими изменениями уровня моря. Оставляя без рассмотрения эти колебания бассейна в историческое время, отметим, что среди новокаспийских осадков можно выделить три горизонта: 1) горизонт (слой) с *Cardium edule* L. var. *magna* Golub., 2) горизонт (слой) с *C. edule* L. и 3) горизонт с *Mytilaster lineatus* (Gmel.).

Горизонт (слой) с *Cardium edule* L. var. *magna* Golub. известен на о. Артема (Голубятников, 1908), в районе сел. Бузовны, в районе оз. Зых и в районе М. Бяндован. Осадки этого горизонта характеризуются вымершей формой *C. edule* L. var. *magna* Golub., которая отличается от ныне живущего *C. edule* L. более крупной и массивной раковиной. Принято считать, что *Cardium* эмигрировал из Черного моря в голоценовое время. Однако новые данные указывают на то, что, по-видимому, появление этой фауны в Каспийском море произошло значительно раньше. К. М. Султанов (1951) в кернах из скважины, заложенной в устье р. Куры, на глубине 250—300 м обнаружил вместе с типичной бакинской фауной редкие створки *C. edule* L., внешний вид которых свидетельствует о том, что моллюск находился в угнетенном состоянии. Створки отличаются малыми размерами и тонкостенностью, что позволяет думать о значительном опреснении бассейна, в котором в то время обитала эта форма. Вероятно, когда условия изменились в сторону большей солености, что могло иметь место в одну из регрессий Каспия, произошло широкое распространение этой формы в виде вариации *C. edule* L. var. *magna* Golub. В последующее время вновь изменившиеся условия в связи с трансгрессией моря и уменьшением солености, вероятно, привели к видоизменению этой формы и возникновению более поздней ее вариации *C. edule* L., продолжающей существовать в Каспии и в настоящее время.

Горизонт с *C. edule* L. слагает широко распространенную новокаспийскую террасу, сложенную песками, состоящими из битой ракуши и почти повсеместно перевеянными в дюны.

Горизонт (слой) с *Mytilaster lineatus* (Gmel.) продолжает формироваться и в настоящее время. Характерный для данных отложений моллюск *M. lineatus* (Gmel.) до первой мировой войны в Каспийском море не был известен. Предполагают, что он был завезен судами в Бакинскую бухту в 1917—1918 гг., когда нефтяные промыслы не работали и вода не была загрязнена нефтью (Арнольди, 1938). Отсюда он быстро распространился по всему Каспию. В настоящее время им покрыты почти все подводные скалы, причем плотность обрастания достигает до нескольких десятков тысяч особей на один квадратный метр. Суммарный вес раковин на одном квадратном метре местами достигает 7 кг (восточный берег Среднего Каспия). Поселения этого моллюска известны и на илах с ракушей, к которым он прикрепляется мощным биссусом. Таким образом, так как время появления *M. lineatus* (Gmel.) в Каспийском море можно считать точно установленным, то и все отложения, содержащие створки этого моллюска, имеют совершенно определенный возраст, т. е. они начали формироваться не раньше 1917—1918 гг.

На морском дне подразделить современные отложения на горизонты (слои) пока не удалось, поэтому ниже дана их общая характеристика.

Современные отложения морского дна в основном представлены рыхлыми образованиями, лежащими в ненарушенном состоянии. Кроме рыхлых образований, в Приапшеронском районе широким распространением пользуется корка современной цементации, имеющая своеобразный характер и потому хорошо отображающаяся на аэроснимках.

Вещественный состав современных отложений

Среди современных морских отложений по аэроснимкам можно опознать разнообразные ракушечно-песчаные отложения, илистые осадки и корку современной цементации.

Ракушечно-песчаные отложения имеют наиболее широкое распространение. По составу среди них выделяются ракушечные отложения, оолитовые пески с битой ракушей и кварцевые пески. К пескам в районах распространения выходов коренных пород всегда примешивается большее или меньшее количество гравия, гальки, а иногда и валунов.

Наибольшим распространением в пределах западного побережья Каспийского моря пользуются ракуша и ракушечные пески, состоящие из обломков и целых раковин *Dreissena*, *Theodoxus* с большой примесью раковин *Didacna*, *Cardium edule* L., *Mytilaster lineatus* (Gmel.), *Monodacna*, *Micromelania*, *Clessiniola*, *Adacna*, *Lythoglyphus* и т. д. Окраска песков изменяется от белой с желтоватым оттенком до светло-коричневой, а для ракуши, состоящей из раковин *Mytilaster*, до темно-коричневой.

Кварцевые и кварцево-полевошпатовые пески с небольшой примесью ракуши и ее обломков в пределах описываемой территории распространены чаще всего на участках морского дна с обнажениями коренных пород, представленных осадочным комплексом. Особенно это характерно для Приапшеронского района и района Бакинского архипелага, где отсутствуют сколько-нибудь крупные реки, а потому исключается принос обломочного материала с суши. Наличие здесь этих песков свидетельствует о близости выходов на морском дне коренных пород.

Оолитовые пески занимают незначительные площади; зато отдельные оолитовые зерна примешаны почти ко всем типам ракушечных песков. Размер отдельных зерен достигает 0.5—3.0 мм.

На аэроснимках песчаные и ракушечные отложения опознаются легко. Светлая окраска этих отложений обусловливает и светлые тона фотоизображения. Наряду с этим песчаные отложения обычно слагают определенные формы рельефа — мели, подводные косы, валы, имеющие характерные контуры, — по которым природа подводных образований устанавливается без особого труда. Больше того, по форме и по характеру зарастания песков можно судить о направлении, в котором происходит перемещение песчаного материала. На рис. 39 представлены ракушечно-песчаные мели, изобразившиеся в виде языков светлого цвета среди участков морского дна, заросших морской травой и имеющих более темный тон фотоизображения. Эти ракушечно-песчаные мели, как видно на приведенном аэроснимке, с юга очерчиваются резко выраженной границей. Напротив, северные границы их имеют расплывчатые и нечеткие очертания вследствие зарастания подводной растительностью. Зарастание песчаных образований морского дна, очевидно, возможно в тех случаях, когда имеется достаточное количество илистого материала и когда перемещение грунтов отсутствует или, если и происходит, то весьма незначительное. Учитывая это, можно прийти к заключению, что сравнительно легко перекатываемый течениями ракушечный материал из северных частей мелей удаляется, а остающийся песчано-илистый грунт подвергается зарастанию. На противоположном (южном) конце мелей перемещающийся ракушечный материал, перекрывая ранее сформировавшиеся образования, не успевает зарастать подводной растительностью, вследствие чего возникает резко выраженная граница мелей. Следовательно, анализируя данный аэроснимок, можно установить, что перемещение рыхлого материала здесь происходит с севера на юг.

Рис. 39. Аэроснимок ракушечных мелей (светлый тон рисунка) и песчано-илистых отложений, заросших морской травой (пестрый тон рисунка). М. 1 : 12 500.

Опознавание песчаных отложений на морском дне можно производить по наличию песчаных подводных валов, которые хорошо изображаются на аэроснимках (рис. 40), как например на банке Апшеронской. Относи-

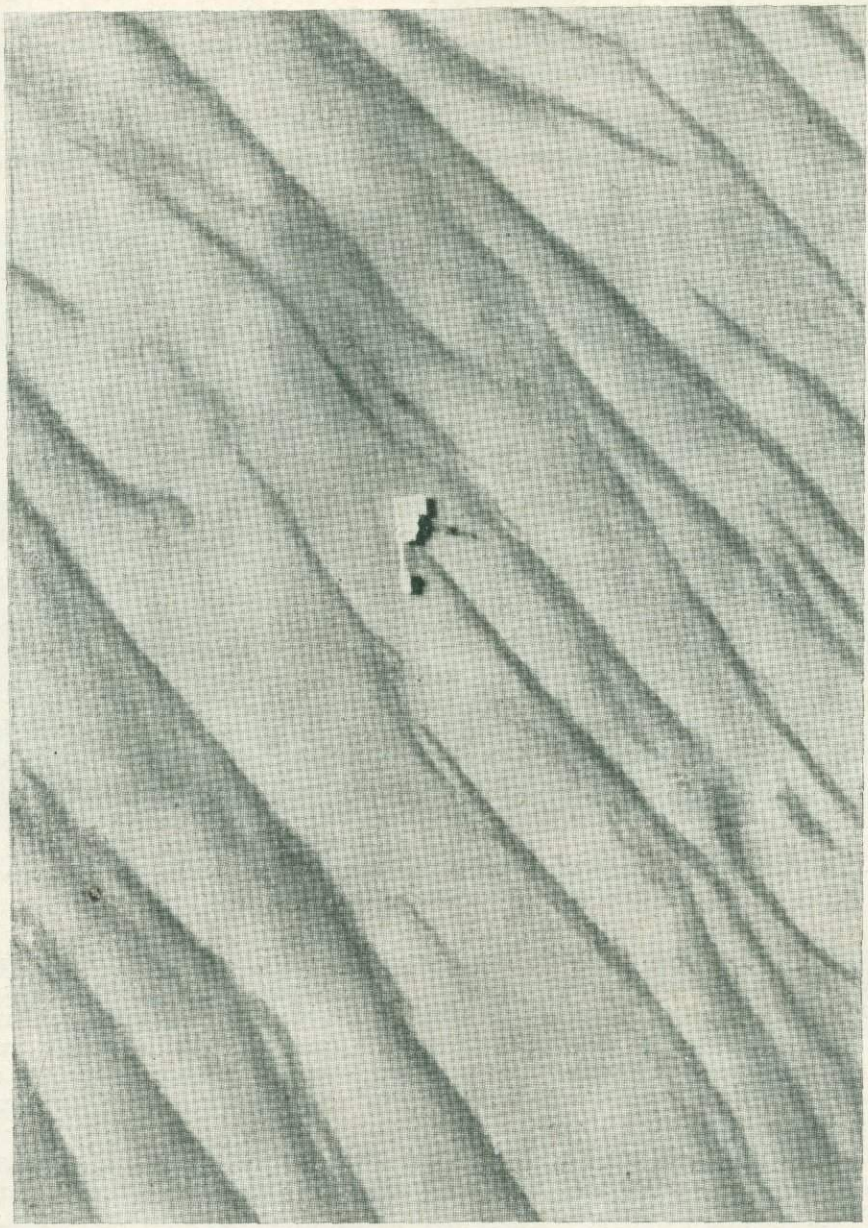


Рис. 40. Аэроснимок подводных песчано-ракушечных валов на банке Апшеронской. М. 1 : 12 500.

тельная высота подводных валов в районе банки Апшеронской колеблется от 0.5 до 1.5 м при ширине 100—900 м и длине 1.5—2.5 км.

Дополнительным признаком, позволяющим определять песчаные и ракушечные отложения на аэроснимках, являются более мелкие образования в виде ряби, осложняющей крупные формы скопления песков. Фо-

тоизображение их иногда имеет вид веерообразно расходящихся узких длинных полос темно-серого тона на более светлом фоне (рис. 39).

В других случаях песчаные отложения слагают крупную рябь, которую правильнее называть гидробарханами. Фотоизображение этих образований, имеющих распространение на морском дне к востоку от Апшеронского полуострова, можно видеть на рис. 41. Здесь гидробарханы сложены ракушечным песком и достигают 100 и более метров длины, 30 м ширины и 1.5 м высоты.

Произвести более подробное подразделение песчаных отложений, а также установить их минералогический состав по фотоизображению

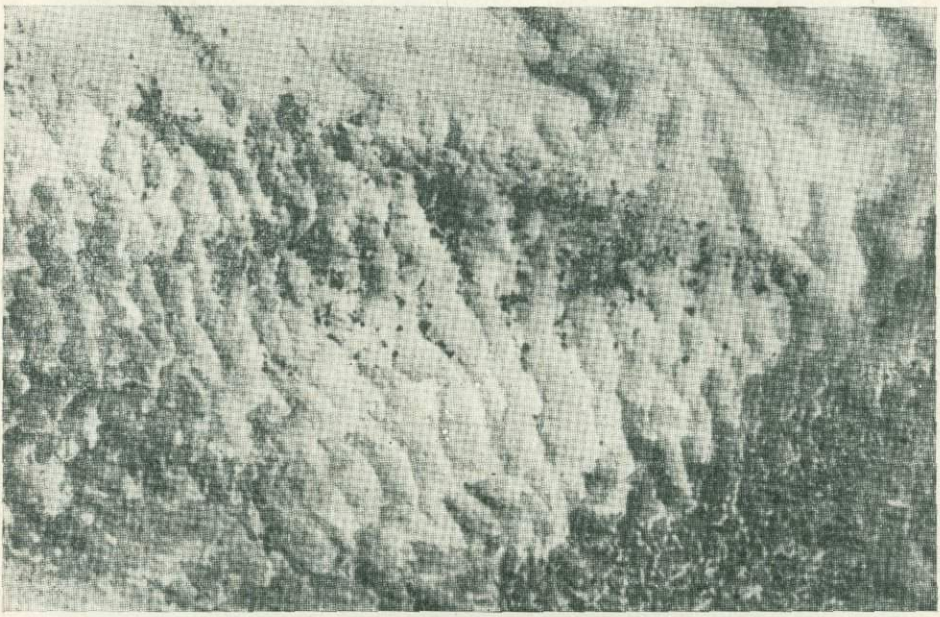


Рис. 41. Аэроснимок гидробарханов на морском дне к востоку от Апшеронского полуострова. М. 1 : 5700.

пока еще не удалось. Тем не менее аэроснимки значительно облегчают картирование песчаных образований. Действительно, на аэроснимках, как это ясно из приведенных иллюстраций, легко оконтуриваются площади распространения песчаных грунтов. Достаточно в пределах этих площадей достать дночерпателем или каким-либо другим способом несколько образцов, чтобы установить тип или состав песчаных отложений.

И л и с т ы е о с а д к и занимают пониженные участки морского дна или же приурочены к зонам слабого воздействия волн на дно. Относительно чистый ил в исследованном районе встречается редко. Обычно же он находится в смеси с большим или меньшим количеством ракуши. Песчанистый ил занимает относительно обширные площади. Он включает также значительное количество ракуши. Как ил, так и песчанистый ил имеют однообразную зеленовато-серую или серую окраску, в связи с чем их фотоизображению соответствует однообразный темный тон. Только на небольших участках и при незначительных глубинах на поверхности песчанистого ила можно наблюдать подводные заросли *Zostera nana* Roth. Это дает основание, по крайней мере для исследованной части Приапшеронского района и Бакинского архипелага, рассматривать заросли

Z. nana Roth. как косвенный признак, указывающий на присутствие в данном месте песчанистого или даже чистого ила [1].

Участки с зарослями морской травы характеризуются легко опознаваемым пестрым рисунком, который определяется тем, что среди подводной растительности темно-зеленого цвета имеются скопления ракуши светлой окраски. Темные и светлые пятна, образующие этот рисунок, не имеют правильных очертаний и характеризуются изрезанными краями (рис. 39 и 42).

По распространению *Z. nana* Roth. можно косвенным образом судить о глубинах моря. Поскольку морская трава встречается до глубины

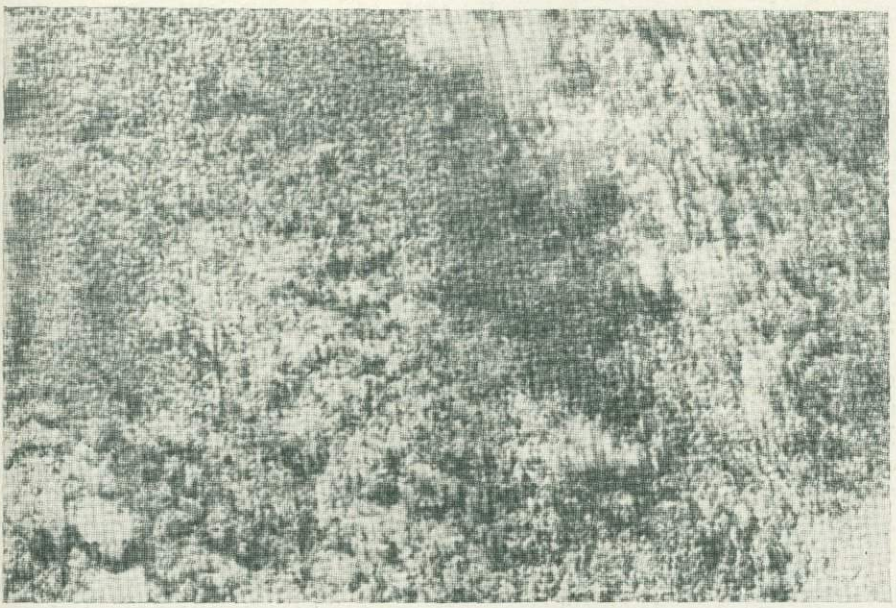


Рис. 42. Аэроснимок песчано-илистых грунтов, поросших морской травой *Zostera nana* Roth. М. 1 : 5600.

6—8 м, а оптимальные условия для ее произрастания на западном берегу Каспийского моря ограничиваются 4—5 м, то на участках ее распространения глубины моря не могут быть большими.

При глубинах порядка 10—20 м илы, как правило, лишены растительности и бедны бентосом, если исключить поселения *Mytilaster lineatus* (Gmel.) на илистых грунтах с ракушей, к которым приурочены и некоторые виды водорослей.

Корка современной цементации имеет широкое развитие в районе между Шаховой косой и о. Жилым, а также в прибрежных частях последнего как к северу (Ракушечный залив), так и к югу. Кроме того, она встречается к югу от Апшеронского полуострова и между мысами Сангачал и Алят. Она состоит из сцементированных пелитоморфным карбонатом обломков раковин, а также оолитовых и кварцевых зерен. Обломки раковин всегда резко преобладают. Иногда содержатся мелкая, хорошо окатанная галька и обломки пород. Окраска корки современной цементации светло-серая с желтоватым оттенком. Мощность ее незначительна и колеблется от 3—4 до 6—7 см, но покрывает она значительные

[1] Помимо песчанистого ила, нам приходилось наблюдать густые заросли *Zostera*, приуроченные к чистым, без примеси песка, илистым образованиям.

площади сплошным покровом в виде плиты. Иногда наблюдаются два и даже три слоя сцементированной ракуши, разделенных рыхлым песком.

Обычно на основном сплошном слое корки современной цементации встречаются отдельные небольшие плитки такой же корки цементации диаметром в 50—75 и толщиной до 5—7 см. Нижняя поверхность таких плиток, как правило, неровная и покрыта густой щеткой живущего моллюска *M. lineatus* (Gmel.). Иногда этот моллюск покрывает и поверхность плиток корки современной цементации, что придает пятнистый характер аэрофотоизображению данных участков морского дна.

Входящие в состав корки современной цементации раковины относятся к формам самого последнего времени. Наиболее часто здесь наблюдаются створки *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Theodoxus pallasi* L., *Didacna baeri* Gr., *Cardium edule* L. Кроме того, в нескольких пунктах в составе корки современной цементации мы наблюдали створки *Mytilaster lineatus* Gmel., поэтому можно с уверенностью установить, что формирование корки современной цементации происходило совсем недавно и продолжается в настоящее время.

Иногда на поверхности корки современной цементации наблюдаются небольшие понижения, представляющие собой, вероятно, первоначальные неровности, возникшие в процессе осадкообразования. Эти понижения заполняются маломощными (в несколько сантиметров) рыхлыми илистыми осадками. Этого уже оказывается достаточно, чтобы в таких местах развилась подводная растительность *Zostera nana* Roth. Наличие последней обусловливает темные пятна среди светлого поля корки современной цементации или ракушечного песка, который иногда покрывает ее тонким слоем.

К востоку от Апшеронского полуострова, на значительной площади от о. Песчаного до Бакланьего Камня на морском дне наблюдается чередование светло- и темно-серых полос. Ширина их колеблется от 25—30 до 50—60 м при длине порядка 5—6 км. В плане полосы плавно выгибаются к востоку, повторяя очертания восточного берега о. Песчаного (Мамедова), лежащих к северу и югу от него мелей, а также очертания восточного берега Апшеронского полуострова. Наблюдениями с катера, сбором проб грунтов дночерпателем, а также при водолазных спусках было установлено, что светлые полосы сложены битой ракушей, главным образом *Dreissena*, *Didacna* и др., при этом ракуша лежит на корке современной цементации слоем всего в несколько сантиметров. Светлая окраска этих полос связана с большой отражательной способностью ракушнякового песка, тоже имеющего светлую окраску. Темно-серые полосы представляют собой корку цементации, на сплошном покрове которой лежат многочисленные плитки той же корки. Пространство между плитками заполнено песком или тонким слоем ила серо-коричневого цвета, имеющего мощность в несколько сантиметров. К участкам скопления ила приурочена морская трава *Zostera nana* Roth. Сами плитки покрыты щетками *Mytilaster lineatus* (Gmel.) или водорослями. Таким образом, темно-серый тон этих полос обусловлен как серым тоном илистого налета, так и наличием растительности и щеток *M. lineatus* (Gmel.).

Область развития корки современной цементации в рассматриваемом районе отличается выравненной поверхностью и отсутствием значительных гряд. Вышеупомянутая полосчатость фотоизображения, независимо от ее происхождения, позволяет по аэроснимкам установить площади развития корки современной цементации (рис. 43).

Местами корка современной цементации почти совершенно лишена покрывающего ее слоя рыхлых современных осадков, как это имеет место к западу от п-ова Урунос. На этом участке для корки современной цементации характерны трещины, образующие иногда гигантские полиго-

нальные формы растрескивания, достигающие в поперечнике до 3—4 м. Местами отдельные трещины прослеживаются в длину на несколько сотен метров (до 500 м). При водолазных наблюдениях Ю. Д. Шариковым было установлено, что такие трещины на морском дне имеют ширину до 0.5 м. Они обычно заполняются илом и зарастают морской травой, поэтому на общем светлом фоне фотоизображения корки современной цементации хорошо выделяются в виде четких, черных линий (рис. 44).

Корка цементации обычно наблюдается в прибрежных, закрытых от сильных волнений участках морского дна, на глубинах до 5 м.

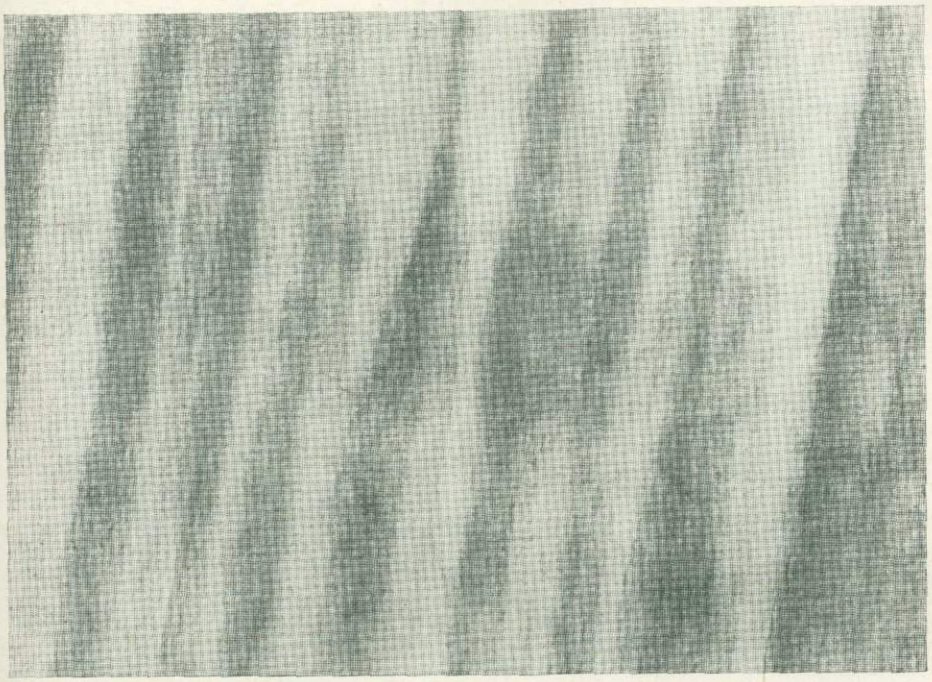


Рис. 43. Фотоизображение полосчатости, приуроченной к участкам распространения на морском дне корки современной цементации. М. 1 : 6200.

Условия образования корки современной цементации в Приапшеронском районе выявлены В. Ф. Соловьевым (1956в), который пришел к выводу, что она формируется в условиях интенсивного осаждения $CaCO_3$ при средней гидродинамической активности, обусловленной главным образом течениями, а также в зонах с высокой гидродинамической активностью, вызванной в основном волнением.

Распространение различных литологических типов современных отложений зависит от рельефа дна и гидродинамических условий.

В Кусаро-Дивичинском и Джейранкечмесском районах, а также на площадях открытых к морю синклиналей, где рельеф дна выровнен, а площади подводного склона не защищены от волн открытого моря, наблюдается постепенная смена грубозернистых осадков у берега илистыми при увеличении глубин.

В Дагестанском, Прикаспийско-Приапшеронском районах и в районе Бакинского архипелага, отличающихся пересеченным рельефом, распространение современных осадков мозаичное. Объясняется это тем, что

подводные гряды вызывают разрушение волн или создают волновую тень, в связи с чем илистые осадки могут аккумулироваться на относительно мелководных участках и, напротив, грубые — в зоне бурунов на значительных глубинах.

Только в самом общем виде можно отметить, что песчаные осадки преимущественно наблюдаются до глубины 5—6 м, ракушечные — 14—20 м, илистые — с 20—25 м и глубже.

Некоторым своеобразием отличаются Дагестанский район и район Бакинского архипелага. В первом, мористее илистых грунтов, на глу-

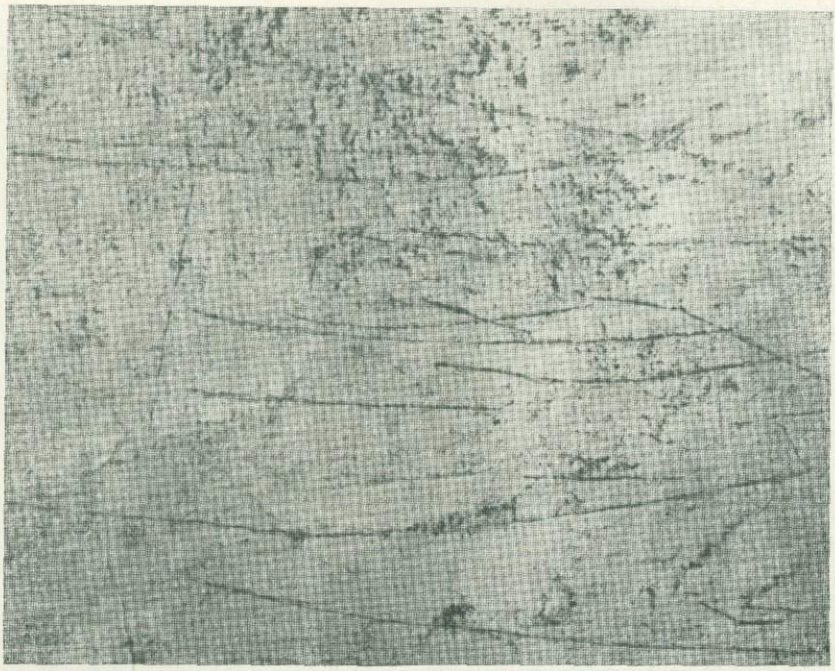


Рис. 44. Фотоизображение темных линий, указывающих на наличие на морском дне корки современной цементации. М. 1 : 5000.

бинах 30—50 м прослежена полоса тонкозернистых кварцево-полевошпатовых песков с ракушей (Скорнякова, 1955б). В тяжелой фракции этих песков всегда присутствуют дистен, ставролит, силлиманит, т. е. минералы, характерные для волжского аллювия. Эти пески сплошной полосой прослеживаются от г. Махачкала до устья р. Уллу-чай, а южнее в виде пятен встречаются среди илов. Появление здесь песчаных отложений объясняется наличием южного течения, которое переместило волжский аллювий на 400—450 км.

В районе Бакинского архипелага в осадках дна большое участие принимает сопочная брекчия грязевых вулканов. Современные извержения подводных грязевых вулканов определяют наличие на морском дне полей глыб, вымытых из сопочной брекчии.

Мощность четвертичных отложений в пределах прибрежных участков суши и на подводном склоне значительно варьирует.

В Дагестанском районе мощности современных отложений на побережье изменяются от нуля до нескольких десятков метров. Обычно все террасы здесь цокольные. В прибрежной полосе морского дна наблюдаются многочисленные выходы неогеновых пород, между которыми современные

отложения имеют мощность до нескольких метров. Только местами, в тектонических мульдах, она, вероятно, увеличивается до нескольких десятков метров.

В Кусаро-Дивичинском районе мощность четвертичных отложений значительно возрастает. Выходы дочетвертичных пород в прибрежных частях суши совсем отсутствуют. Здесь широким распространением пользуются верхнехвалынские и новокаспийские отложения. Дно моря покрыто современными осадками. По данным бурения, мощность четвертичных отложений в районе ст. Дивичи равна 500 м. На морских площадях она, по-видимому, еще больше.

Прикаспийско-Приапшеронский район также характеризуется частыми обнажениями древних пород. Даже в синклинальных участках в целом ряде пунктов грунтовой трубкой удается достать образцы дочетвертичных коренных глин. На банке Апшеронской наряду с обнажениями плиоценовых пород современные осадки достигают мощности 27 м. Мощность четвертичных отложений на крыльях Мардакянского морского поднятия возрастает до 185 м, тогда как на своде она равна нулю. На площади Гюргяны-море мощность четвертичных отложений колеблется от нескольких метров на своде до 243 м в краевых частях.

Значительной мощности четвертичные отложения достигают в морском Джейранкечмесском районе. По данным геофизических исследований, их мощность составляет 1800 м. На северном склоне депрессии, в районе банки Макарова, буровая скважина глубиной 1200 м не вышла из отложений бакинского возраста.

В пределах Бакинского архипелага вновь появляются многочисленные выходы дочетвертичных пород. Обнажения последних наблюдаются в районе о. Дуванного, на Алятском мелководье, около о. Погорелая Плита, на площади Хамамдаг-море, вблизи о. Свиного и в районе о. Камень Персиянина. В противоположность этому в синклинальных зонах и на погруженных частях антиклиналей она достигает нескольких сотен метров (на о. Глиняном 465 м, на о. Обливном 607 м, на о. Сара 720 м, на Кызыл-Агачском участке 700 м и т. п.).

Таким образом, в пределах описываемой территории наблюдаются значительные колебания мощностей четвертичных отложений (от 0 до 1800 м). При этом минимальные мощности совпадают с областями антиклинориев, антиклинальных линий и отдельных антиклинальных складок, а максимальные — приурочены к синклинориям, синклиналям и погружающимся частям антиклинальных линий.

Так, например, минимальные мощности четвертичных отложений в море совпадают с северо-восточным крылом Восточной антиклинальной линии Дагестана, с морским продолжением погружающейся сводовой части мегантиклинория Главного Кавказского хребта и со складками Бакинского архипелага. Максимальные мощности отмечаются в Кусаро-Дивичинском и Джейранкечмесском синклинориях. Наряду с этим наблюдаются локальные колебания мощностей современных отложений, связанные с отдельными складками.

Приведенные данные свидетельствуют об унаследованных новейших и современных тектонических движениях и об очень интенсивном росте отдельных антиклинальных складок в четвертичное время.

Глава IV

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В тектоническом отношении подводный склон западного берега Каспийского моря в исследованных границах приурочен к трем крупным структурным элементам восточной части Кавказского перешейка: на севере — к южному геосинклинальному склону Терско-Каспийского прогиба (Предкавказскому мегасинклинорию), в центральной части — к юго-*восточному продолжению мегантиклинория Большого Кавказа, на юге* — к продолжению мегасинклинория Куринской впадины.

Перечисленные структурные единицы высшего порядка состоят из ряда антиклинориев и синклинориев, которые в свою очередь осложняются антиклинальными и синклинальными зонами, состоящими из отдельных антиклинальных и синклинальных складок.

В подавляющем большинстве случаев структурные элементы суши *без существенных изменений продолжаются в пределы подводного склона* и даже в глубоководные части моря, как это особенно ярко проявляется для Южной Каспийской котловины. Приступая к характеристике геологического строения рассматриваемой нами акватории, мы считали необходимым увязать его с хорошо изученными структурными элементами суши. Это позволяет полнее понять тектоническое строение морских площадей, как увидим ниже, имеющее решающее значение для формирования рельефа морского дна.

ДАГЕСТАНСКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН

Подводный склон Каспийского моря, примыкающий к Дагестанскому побережью, приурочен к северо-восточному крылу антиклинальной зоны, известной в литературе под названием Восточной антиклинальной зоны Дагестана. Последняя располагается в пределах северо-восточного крыла мегантиклинория Большого Кавказа или иначе южного крыла Терско-Каспийского прогиба, являющегося восточной частью обширного Предкавказского мегасинклинория. Юго-восточная часть этого мегасинклинория простирается в Среднекаспийскую котловину, занимая ее глубоководную впадину, известную под названием Дербентской котловины. Геофизические (гравиметрические и сейсмические) работы, проведенные в последние десятилетия, отчетливо установили, что в Терско-Каспийском прогибе выделяются более обширный (восточный) платформенный и более узкий (западный) геосинклинальный склоны. Рассматриваемая часть Дагестанского морского района приурочена к геосинклинальному склону прогиба. Одновременно она является и частью зоны кайнозойской складчатости Дагестана. Как известно, последняя окаймляет северный *склон горного сооружения Большого Кавказа, образуя его передовые*

хребты, низкие предгорья, прибрежную равнину и подводный склон Дагестана.

В пределах кайнозойской складчатости выделяются три области: Терско-Сунженская, располагающаяся к северу от территории наших работ; область Дагестанского клина, находящаяся в полосе между рр. Аксай и Манас и характеризующаяся выходами и приближением к поверхности мезозойских (меловых) пород; и, наконец, область Южного Дагестана.

В Терско-Сунженской области простирание складчатости субширотное, а в восточной части Дагестанского клина и в Южном Дагестане оно меняется на юго-восточное, параллельное современному берегу.

В пределах юго-восточной части Дагестанского клина и Южного Дагестана отчетливо выделяются две антиклинальные зоны, получившие название Западной и Восточной. Антиклинальные зоны разделены широкими и плоскими синклиналями: на севере Каранайаульской, на юге — Бильгадинской.

Синклинали выполнены отложениями верхнего сармата и плиоцена. Антиклинальные зоны характеризуются относительно неглубоким залеганием мезозойских отложений, перекрытых палеогеновыми и неогеновыми образованиями.[1]

Каждая из антиклинальных зон осложняется рядом складок. Западная антиклинальная зона на севере начинается Эльдамской складкой, расположенной еще в области Дагестанского клина. К юго-востоку от нее располагаются Салтабакская, Байкенезская (Гашинская), Селлинская, Балхасхунукская, Экендильская и Аджиноурская складки (рис. 45, см. вкладку).

Восточная антиклинальная зона начинается также в пределах Дагестанского клина Кукурттауской антиклиналью, восточное крыло которой осложнено Махачкалинской брахиантиклиналью. Южнее располагаются Ачисинская, Избербашская, Инчхе-море, Каякентская, Берикейская, Дузлакская, Огнинская, Рукельская, Хошмензилская складки. Кроме того, складки иногда осложняются структурными террасами: Таркинской, Манасской, террасой на юго-восточной периклинали Кукурттауской складки и Дербентской структурной террасой. Часть северо-восточного крыла Восточной антиклинальной зоны в настоящее время затоплена водами Каспийского моря.

Участок подводного склона и береговой полосы суши от г. Махачкала до устья р. Количи

Махачкалинская брахиантиклиналь является осложнением далекого северо-восточного крыла Кукурттауской антиклинали, располагающейся в пределах Дагестанского клина. От собственно Кукурттауской антиклинали Махачкалинская брахиантиклиналь отделяется Таркитауской синклиналью, образующей в окрестностях г. Махачкала обращенный синклинальный хребет — плато Тарки-Тау (725 м абс. высоты).

Махачкалинская складка в основном располагается на суше. Она представляет брахиантиклиналь, вытянутую с северо-запада на юго-восток по верхнесарматским отложениям (ахгельским известнякам) на 8 км при максимальной ширине 2 км. Наиболее приподнятая сводовая часть складки сложена нижней глинистой пачкой верхнесарматских отложений. Крылья образованы более высокими горизонтами этого яруса. Складка имеет очень пологий свод, осложненный сбросом, амплитуда которого достигает 30—40 м. Падение пород на юго-западном крыле

[1] В некоторых пунктах мезозойские отложения вскрыты буровыми скважинами (Берикейская складка и др.).

складки 30°, на северо-восточном — 10—15°. Амплитуда поднятия складки оценивается в 275—315 м (Куприн, 1958).

Таркинская и Манасская структурные террасы являются осложнениями южной части северо-восточного крыла и юго-восточной периклинали Кукурттауской складки. Они сложены с поверхности сарматскими отложениями. В море террасы переходят в моноклиналь с увеличением углов падения пластов сарматских отложений до 15—18°.

Ачисинская складка располагается южнее р. Манасозень и отделяется от Кукурттауской антиклинали (Манасской структурной террасы) поперечным прогибом. В своде складки обнажаются чокракские отложения; крылья сложены караганским и конкским горизонтами и отложениями сарматского яруса. Складка асимметрична с крутым юго-западным и пологим северо-восточным крыльями. Юго-западное крыло ее осложнено нарушением с амплитудой до 800 м. Породы северо-восточного крыла вблизи свода падают под углом 50°, а на крыльях (у берега моря) углы падения уменьшаются до 20—25°.

В море здесь обнажаются сарматские отложения с моноклинальным падением пластов, которые при удалении от береговой линии постепенно выполаживаются.

Подводный склон от широты г. Махачкала до устья р. Количи впервые был исследован О. К. Леонтьевым, В. И. Финько и Д. М. Ибрагимовым (1952ф). Изучение подводного склона проводилось методом измерения глубин лотом. Обнаруженные при этом подводные гряды, сложенные древними породами, подвергались более детальному исследованию при погружениях на морское дно в водолазных аппаратах. Кроме того, собирались образцы с помощью приборов. Все это позволило установить распространение на морском дне сарматских пород и более молодых отложений, а также выявить характер рельефа.

В районе г. Махачкала и пос. Редукторного у берега моря прослеживаются подводные гряды, сложенные известняками аджарской серии верхнего сармата. Они очерчивают северо-восточное крыло Махачкалинской складки.

Юго-восточнее пос. Редукторного от берега в море отходит полоса гряд, образующая дугу большого радиуса, которая вновь подходит к берегу севернее г. Каспийска. Эти гряды, очерчивающие Таркинскую структурную террасу, хорошо изобразились на аэроснимках (рис. 46). Для них характерно наличие многочисленных небольших поперечных разломов, из которых наиболее крупные по измерениям на аэроснимках имеют амплитуду в 25 м.

Подводные выходы аджарской свиты верхнего сармата образуют относительно узкую полосу, шириной от нескольких десятков или сотен метров до 1 км на участке, расположенном около устья р. Черкес-озень. Мористее поверхность подводного склона образована современными отложениями, но в 3—3.5 км от берега наблюдается вытянутая с северо-запада на юго-восток банка с пологими склонами. С поверхности эта банка также сложена современными осадками, но ее форма и характер рельефа, по аналогии с другими участками подводного склона, позволили О. К. Леонтьеву и др. (Леонтьев, Финько, Ибрагимов, 1952ф) высказать предположение, что наличие банки определяется приближением к поверхности древних пород, вероятно, апшеронского возраста. Последнее допущение находит подтверждение в том, что на продолжении этой банки, напротив устья р. Манас-озень вдали от берега отмечена длинная гряда, сложенная ракушняками — известняками апшеронского возраста.

В 2—2.5 км от берега, напротив рыбного промысла Турали № 7 на дне обнажены меотические отложения.

Непосредственно к югу от устья р. Манас-озень зона выходов известняков аджарской свиты заменяется нагромождением глыб конгломератов верхнехазарского возраста, наблюдаемых на берегу в виде прослоев в основании уступа хвалынской террасы. Южнее Ачисинских рыбных промыслов прибрежная часть подводного склона вновь характеризуется многочисленными выходами известняков аджарской свиты (рис. 98), прослеживающихся до Буйнакского мыса. К востоку-северо-востоку от этих выходов морское дно на протяжении около 3 км сложено глинистыми отложениями верхнего сармата, обусловившими понижение в рельефе морского дна, в котором произошла аккумуляция современных отложений. В 3—3.5 км от берега на морском дне наблюдается узкое возвышение (банка), протягивающееся от южной оконечности Туралинской отмели до мыса Буйнак. В пределах этого возвышения О. К. Леонтьев и др. (1952ф), а позже и мы отметили наличие гряд, сложенных известняками верхней известняковой свиты верхнего сармата.

Приведенные, правда, пока немногочисленные материалы свидетельствуют о том, что на данном участке подводный склон приурочен к северо-восточным крыльям Махачкалинской складки, Таркинской и Манасской структурных террас и Ачисинской складки, образующим моноклиналь с падением пород к северо-востоку. Эта моноклиналь последовательно сложена нижней известковистой (аджарской), верхней глинистой и верхней известковистой свитами верхнего сармата, а также акчагыльскими и апшеронскими отложениями.

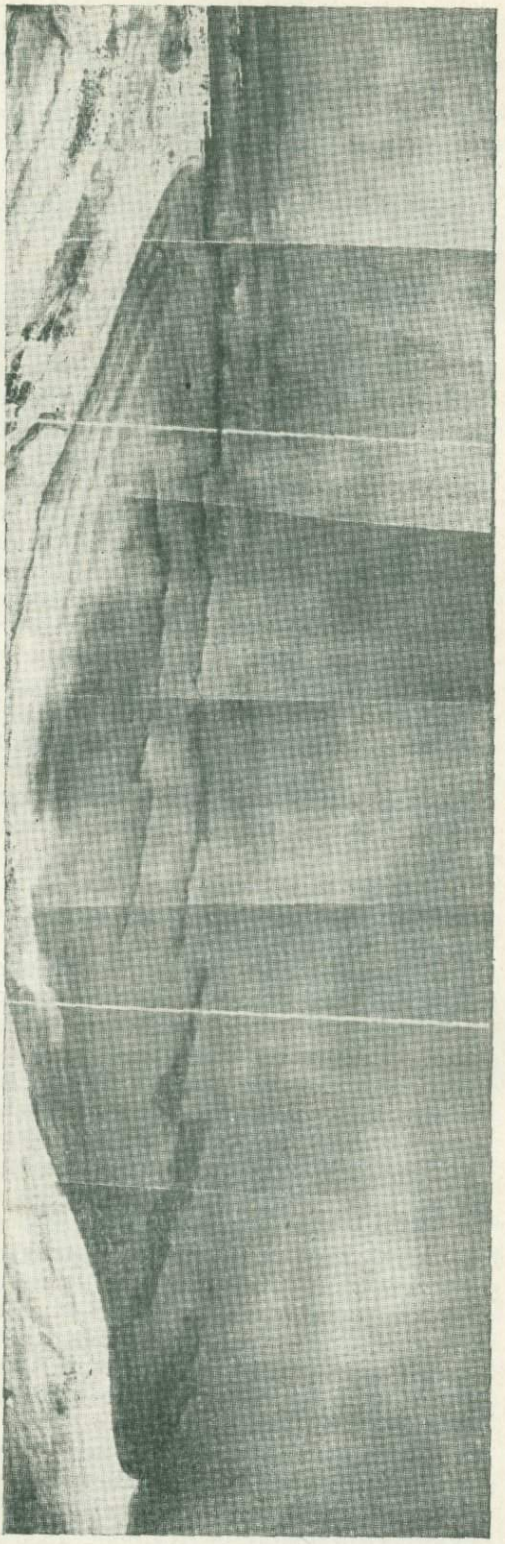


Рис. 46. Аэроснимок подводных гряд, очерчивающих Таркинскую структурную террасу. Хорошо видны небольшие поперечные разломы. М. 1 : 22 900.

Изложенные представления о геологическом строении рассматриваемого участка морского дна были полностью подтверждены сейсморазведочными работами. Согласно сейсмическим данным, на севере и северо-востоке моноклиналь выполаживается вплоть до горизонтального залегания пластов. Горизонтальное или почти горизонтальное залегание пластов отмечается в районе г. Махачкала на расстоянии 12 км, у мыса Турали в 8 км, а в районе мыса Буйнак в 17 км от берега.

Участок подводного склона и береговой полосы суши от мыса Бурун до г. Дербента

Избербашская брахиантиклиналь и поднятие Инчхе-море

Этот район в большей части располагается в пределах подводного склона. Некоторые авторы (Куприн, 1958) рассматривают поднятие Инчхе-море как часть Избербашской складки.

Избербашская складка впервые была описана В. Д. Голубятниковым в 1929 г., который полагал, что она является результатом осложнения крыла Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана. Впоследствии эта складка привлекает внимание известного исследователя третичных отложений Дагестана И. О. Брода (1930а, 1930б, 1937а). С 1932 г. на площади Избербашской складки проводится структурно-поисковое и разведочное бурение. Открытие здесь нефтяных залежей повлекло за собой очень интенсивное изучение этой складки различными методами.

В 1948—1951 гг. подводный склон Южного Дагестана подвергается детальной геолого-геоморфологической съемке, выполненной под руководством О. К. Леонтьева (Леонтьев, 1949ф, 1950ф; Леонтьев и др., 1952ф). В результате этих работ было установлено, что северо-восточное крыло Избербашской складки хорошо оконтурено в море грядками верхнесарматских известняков. Это позволило получить представление о конфигурации Избербашской складки и о характере рельефа подводного склона.

С 1950 по 1953 г. на Избербашской площади проводятся геофизические исследования с применением сейсморазведочных и электрометрических методов.

В 1952—1953 гг. Каспийской экспедицией Лаборатории аэрометодов АН СССР была выполнена аэросъемка морского дна вдоль Дагестанского побережья от мыса Буйнак до мыса Башлы. В результате геолого-геоморфологического дешифрирования аэроснимков было установлено точное расположение на дне гряд, сложенных сарматскими известняками и песчаниками, а также выявлено наличие двух пережимов в складке, что дало возможность выделить, кроме собственно Избербашской складки, складку Инчхе-море, существование которой также предполагалось на основании данных бурения и геофизики.

Материалы аэрофотосъемки для площади Инчхе-море хорошо совпали с результатами электрометрических работ, наметивших положение сарматских гряд на морском дне по разнице удельного сопротивления пород.

Анализ материалов аэросъемки позволил установить наличие на северо-восточном крыле Избербашской складки и складки Инчхе-море крупного нарушения, а также положение седла, отделяющего поднятие Инчхе-море от расположенной к югу Каякентской брахиантиклинали (Шарков, 1958б).

В период 1951—1952 гг. под руководством П. Н. Куприна в прибрежной полосе проводилась инструментальная геолого-структурная съемка участков сочленения Избербашской складки с Каякентской и Ачисинской антиклиналями (Куприн, 1953ф, 1954, 1955ф). Наконец, на площади

Избербашского месторождения нефти трестом «Дагнефть» выполнен большой объем глубокого и мелкого картировочного бурения.

Сводка всех материалов по геологическому строению Избербашской складки и сопредельных с ней площадей приводится в работе П. Н. Куприна (1958).

Согласно представлениям П. Н. Куприна, Избербашская складка, куда он включает и поднятие Инчхе-море, является крупной сложно построенной структурой, вытянутой с юго-востока на северо-запад на расстояние около 24 км. Складка располагается в основном в море, за исключением северо-западной периклинали и далекого юго-западного крыла.

Свод складки сложен среднесарматскими, а крылья — верхнесарматскими отложениями. Складка имеет коробчатую форму с более крутым

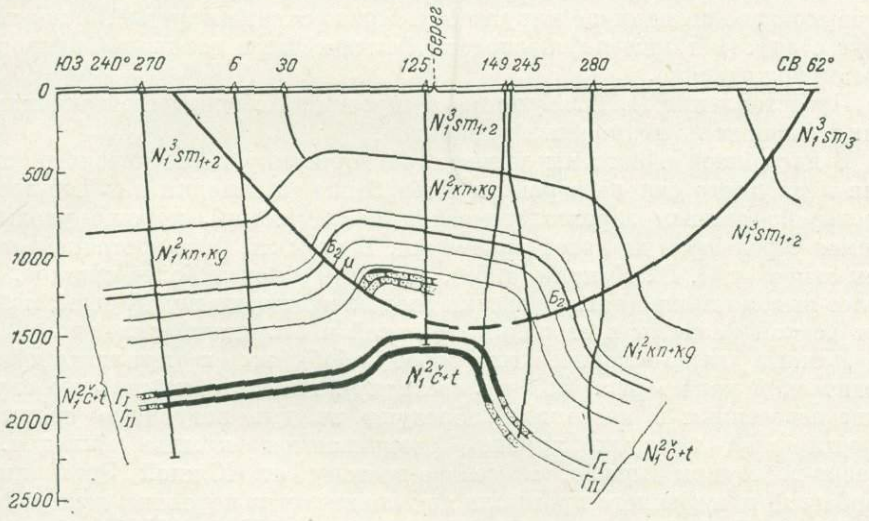


Рис. 47. Профильный разрез, пересекающий Избербашскую складку вкрест простирания. (По И. О. Броду и П. Н. Куприну, из работы П. Н. Куприна, 1958)

$N_1^3sm_3$ — верхнесарматский подъярус; $N_1^3sm_{1+2}$ — средне- и нижнесарматский подъярусы; N_1^2kn+kg — конкский и караганский горизонты; N_1^2c+t — чокракский и тарханский горизонты; $Г_I$ и $Г_{II}$ — залежи нефти.

северо-восточным крылом и более пологим юго-западным. Юго-западное крыло и центральная часть складки нарушены разрывом типа взброса, выраженного на поверхности в пределах суши тектонической ступенью. В северо-западной части этот взброс переходит через свод на северо-восточное крыло, отсекая значительную часть северо-западной периклинали. Поверхность разрыва на юго-западном крыле наклонена на северо-восток под углом 74—25°. Северо-восточное крыло осложнено еще одним разрывом, впервые установленным по данным наших аэрогеологических работ. Плоскость этого разрыва, как полагает П. Н. Куприн (1958), на северо-восточном крыле падает на юго-запад, т. е. навстречу разрыву юго-западного крыла. Оба эти разрыва пересекаются на морском дне примерно в 3 км от берега на широте ст. Инчхе и соединяются на глубине, образуя единую поверхность в виде чаши, охватывающей блок пород от свиты *б* чокракского горизонта и выше, имеющий форму челнока.

Вся серия пород, расположенных над поверхностью разрыва, образует вторичную брахиантиклиналь, возникшую в результате подворота пластов при движениях по плоскости взброса. Вследствие этого крылья вто-

ричной брахиантиклинали характеризуются крутыми углами падения. Вновь образовавшаяся структурная форма (вторичная взбросовая брахиантиклиналь) располагается на месте первичного свода, но не следует простиранию последнего, а протягивается параллельно разрыву (рис. 47). В результате взбрасывания на северо-западе возникли два свода, разделенных прогибом: юго-западный, представляющий не затронутую разрывом часть основного свода, и северо-восточный, являющийся вторичной брахиантиклиналью. В юго-восточном направлении оба свода сливаются.

Эти взгляды разделяются далеко не всеми исследователями, так как фактический материал допускает и иное представление о структуре данной складки. В частности, буровые скважины в море не обнаружили разрыва. Правда, П. Н. Куприн объясняет это тем обстоятельством, что разрыв проходит в глинах свиты *в* чокракского горизонта, где не представляется возможным обнаружить повторение отдельных слоев, обычно указывающее на наличие нарушения. Продолжение нарушений навстречу друг с другом также не обосновано фактическими данными и проводится предположительно.

Представления П. Н. Куприна о строении Избербашской складки являются одним из возможных вариантов.

В настоящей работе мы дадим характеристику геологического строения подводного склона в районе Избербашской складки и к юго-востоку от нее по данным аэрогеологических исследований, хорошо увязывающимся с рельефом дна этой акватории. В морской (юго-восточной) части, как отмечает П. Н. Куприн (1958), строение складки более простое. Наиболее высоко приподнятые участки свода лежат один под другим, поэтому нет резкой разницы в строении основной и вторичной складок.

Данные аэрогеологических работ обобщены в прилагаемой геологической карте (рис. 48, см. вкладку). На карте видно, что сарматские известняки и песчаники образуют на дне подводные гряды, по простиранию которых хорошо очерчиваются крылья складок. На северо-восточном крыле, к северо-востоку от Южной Эстакады Избербашского нефтяного промысла явно намечается пережим, осложненный разломом. Это дало нам основание (Шарков, 1953ф, 1958б) установить, что Избербашская складка фактически состоит из двух складок, которые вначале мы предложили назвать собственно Избербашской и Южно-Избербашской брахиантиклиналями. Независимо от наших материалов, к таким же выводам привели данные сейсморазведочных и буровых работ, на основании которых примерно в том же месте, где мы наметили Южно-Избербашскую брахиантиклинальную складку, была выделена новая структура, названная складкой Инчхе-море. Так как последнее название нам кажется более удачным, в последующем мы стали называть Южно-Избербашскую складку складкой Инчхе-море, а расположенную к северу от нее — Избербашской.

Юго-восточная периклиналь складки Инчхе-море также хорошо намечается изгибом подводных гряд северо-восточного крыла, образующих на широте рыбного промысла Каякент № 3 дугу, обращенную выпуклостью на запад.

В пределах суши к западу от рыбного промысла Каякент № 2 сарматские известняки юго-западного крыла образуют резко изгибающуюся дугу, выпуклую к востоку (рис. 49). Таким образом, в данном районе как на северо-восточном, так и на юго-западном крыльях изгибы пластов сарматских известняков хорошо намечают положение синклинального седла, разделяющего складку Инчхе-море и Каякентскую брахиантиклиналь.

Сбор образцов с морского дна, определение палеонтологических остатков и изучение вещественного состава позволили наметить границы между средне- и верхнесарматскими отложениями.

Рис. 49. Аэроснимок, на котором видно изменение простирания сарматских известняков (*А*) северного на западное, пляж с небольшими береговыми валами (*Б*), гряды дюн (*В*) и уступы хвалынских террас (*Г* и *Д*). М. 1 : 11 400.

По изображению подводных гряд также хорошо намечаются и юго-западные крылья Избербашской складки и складки Инчхе-море (рис. 48).

Таким образом, аэрогеологические исследования позволили наметить основные особенности геологического строения подводного склона от мыса Бурун до г. Дербента, которые и будут изложены ниже.

Избербашская складка отделяется пережимом от складки Инчхе-море примерно на широте горы Избер-Тау. Юго-западное крыло седла в пределах суши очерчивается достаточно ясно грядками среднесарматских известняков; северо-восточное крыло намечается также достаточно четко подводными грядами, сложенными верхне- и среднесарматскими известняками. Правда, нарушение на северо-восточном крыле складки несколько затушевывает наличие пережима. Больше того, П. Н. Куприн (1958) считает, что сам пережим возник в результате нарушения, хотя и не рассматривает, каким образом нарушение могло создать подобное изменение простирания гряд известняков.

Северо-западная периклиналь складки образована замыканием пластов верхнего сармата в пределах прибрежной части суши. На юго-восточной периклинали, находящейся в море, пласты верхнего сармата образуют вышеотмеченный пережим (седло), но не замыкаются, что свидетельствует о незначительном погружении здесь шарнира складки. Вследствие этого Избербашская складка до последнего времени протягивалась на юго-восток до Каякентской антиклинали. Сложена складка в своде среднесарматскими, а на крыльях — верхнесарматскими отложениями.

Длина складки по кровле среднесарматских отложений достигает 10 км, наибольшая ширина — 5 км. Вся юго-восточная часть складки располагается в море. Складка осложнена взбросом, по которому северо-восточное крыло и свод надвинуты на юго-западное крыло. Это нарушение продолжается далее в море и, по-видимому, пересекает складку Инчхе-море на северо-восточном крыле, где переходит в сброс, следы которого ясно устанавливаются на аэроснимках по смещению сарматских гряд вдоль прямой линии (рис. 48). Если считать, что здесь имеется нормальный сброс, то, вероятно, учитывая смещение пород и угол падения пластов, амплитуда сброса достигает 70—73 м.

Складка Инчхе-море в основном располагается в море и только верхнесарматские отложения юго-западного крыла слагают прибрежную часть суши.

Складка имеет дугообразную форму, выпуклую на северо-восток, т. е. породы юго-западного крыла простираются почти параллельно породам северо-восточного крыла. Это хорошо наблюдается как по грядкам верхнесарматских известняков, расположенным в прибрежной части суши, так и по подводным грядкам известняков этого же возраста, положение которых в море достаточно достоверно установлено по фотоснимкам. Складка Инчхе-море, как и Избербашская, сложена в своде среднесарматскими, а на крыльях — верхнесарматскими отложениями. Она имеет асимметричное строение с пологим юго-западным и крутым северо-восточным крыльями. Углы падения пластов на юго-западном крыле колеблются от 6 до 12°, а на северо-восточном до 22—30°.

Длина складки, если судить по положению седел, отделяющих ее от Избербашской и Каякентской антиклиналей, достигает 12—13 км, ширина ее по кровле среднесарматских отложений около 5—6 км. Складка Инчхе-море лежит на одной антиклинальной линии с Избербашской и образована ундуляцией ее шарнира. Осевая линия в плане изгибается, образуя выпуклую к северо-востоку дугу.

Крупное нарушение в пределах северо-восточного крыла седла, отделяющего Избербашскую складку от складки Инчхе-море, возможно,

в юго-восточном направлении продолжается до нарушения, осложняющего юго-западное крыло Избербашской складки и свод складки Инчхеморе, как это предполагает П. Н. Куприн (1958).

Каякентская и Берикейская складки

Каякентская складка располагается между ст. Каякент и оз. Аджи. Она вытянута параллельно берегу и часть ее северо-восточного крыла находится в море. Свод складки с поверхности сложен чокракско-караганско-конкскими, а крылья сарматскими отложениями. Складка имеет коробчатую форму. Она осложнена продольным нарушением. Берикейская складка также вытянута вдоль берега и отделяется от Каякентской небольшим прогибом. В своде складки вдоль разлома обнажаются майкопские отложения.

В скважинах, заложенных на своде Берикейской складки, вскрыт разрез, начиная от чокракских отложений вплоть до мела. Кайнозойские отложения залегают на меловых несогласно. Складка асимметрична с крутым северо-восточным (до 50°) и более пологим юго-западным (20°) крыльями. Она осложнена нарушением, являющимся продолжением продольного нарушения Каякентской антиклинали. Плоскость этого нарушения падает в сторону моря.

Подводный склон в пределах северо-восточных крыльев обеих этих складок сложен породами караганского и конкского горизонтов и сарматскими отложениями.

Выходы караганских песчаников на суше вблизи береговой линии образуют грядки и развалы глыб (рис. 21).

В море северо-восточные крылья Каякентской и Берикейской складок хорошо оконтуриваются грядами сарматских известняков, являющимися непосредственным продолжением гряд, расположенных на площади складки Инчхе-море.

Гряды сарматских известняков здесь образуют слабовыпуклые на северо-восток дуги, между которыми напротив рыбного промысла Каякент № 5 наблюдается слегка выраженный изгиб на юго-запад. Этот последний изгиб, вероятно, намечает пережим пластов (седло) между Каякентской и Берикейской складками. В пределах северо-восточного крыла Берикейской складки эта полоса гряд в общем простирается параллельно берегу в 1.5—2 км от него. В 2 км к югу от устья р. Дерби-чай гряды выходят на берег и скрываются под плащом четвертичных отложений.

Дузлакская складка и складка Дагестанские огни

Эти складки располагаются в пределах суши, первая в 2.5 км, вторая в 4 км от берега. Они имеют форму асимметричных куполов с крутыми северо-восточными (40—50°) и более пологими юго-западными (17—18°) крыльями.

В сводовых частях этих складок выведены на поверхность майкопские и чокракские отложения, а крылья сложены караганскими и сарматскими породами. Складки осложнены нарушениями.

Подводный склон от Берикейского до Дербентского участков в структурном отношении охватывает далекие восточные крылья рассматриваемых складок. Для морского дна этой акватории фотоизображение получить не удалось, поэтому единственные сведения о его строении содержатся только в материалах, полученных О. К. Леонтьевым (1950ф) в процессе подводных геолого-геоморфологических работ. По его данным, на указанном участке подводного склона выходы коренных пород отсутствуют

и значительным распространением пользуются современные отложения. Однако наличие грядообразных подводных банок относительной высотой до 4 м позволяет предполагать здесь под сравнительно маломощной толщей современных отложений присутствие коренных пород. Одна из таких банок, расположенная на широте пос. Дузлак, имеет серповидную форму и возвышается над дном на 4 м. Возможно, эта банка маркирует восточную границу Дузлакской брахиантиклинали. Другая банка, продолжающаяся к юго-востоку на Дербентский участок, имеет относительную высоту в 4—4.5 м. Местами над этой банкой лот попадает в скальный грунт.

Исходя из общих представлений этот участок акватории сложен сарматскими отложениями, вероятно, образующими пологую моноклиналь или даже залегающими горизонтально, что, по-видимому, и определяет относительно выравненный рельеф и благоприятные условия для аккумуляции современных отложений.

Дербентская структурная терраса

Эта терраса является северо-восточным осложнением Рукельского поднятия, расположенного на суше в 8 км к юго-западу от г. Дербента. С. Э. Муссаев (цит. по: Леонтьев, 1950ф) рассматривает Дербентскую структуру как сундучную складку с очень пологими склонами. Восточное крыло ее продолжается в море. На севере и западе она ограничена взбросом. Дербентская структурная терраса с поверхности сложена сарматскими детритусовыми известняками, имеющими очень пологое падение от 2 до 5° на северо-восток.

На подводном склоне этого участка, кроме сарматских отложений, обнаружены акчагыльские и древнекаспийские. Верхнесарматские известняки обнажаются на значительной площади до глубины 20 м. Для них характерна система трещин, простирающихся под азимутом 40—45°. Акчагыльские отложения имеют ограниченное распространение на морском дне. Они представлены детритусовыми известняками, вытянутыми неширокой полосой с северо-запада на юго-восток в районе 75 рыбного промысла (в 7—8 км к северо-востоку от г. Дербента), в 1.5—1.7 км от берега.

Этими материалами пока и ограничиваются сведения о геологическом строении рассматриваемого участка подводного склона Дагестанского побережья. Из них следует, что подводный склон здесь приурочен к северо-восточному крылу Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана. На большей части он характеризуется моноклинальным залеганием пород с падением к северо-востоку. На расстоянии 8—20 км от берега происходит выполаживание наклона пластов, и, если судить по данным сейсморазведочных работ, дальше в море наблюдается почти горизонтальное залегание. Более сложно построен участок в районе Избербашских нефтяных промыслов, где на подводном склоне располагается большая часть Избербашской складки и почти вся складка Инчхе-море.

Несмотря на значительный объем выполненных работ, вопрос о соотношении отдельных антиклинальных складок Восточной антиклинальной зоны Дагестана остается до последнего времени дискуссионным. Высказываются три точки зрения.

Сторонники первой (Вассоевич, 1951ф, и др.) полагают, что отдельные складки располагаются кулисообразно и не связаны между собой в определенные зоны. Так, например, В. Д. Голубятников (1940) считает, что Избербашская складка располагается кулисообразно как по отношению к Ачисинской, находящейся севернее, так и по отношению к Восточной антиклинали, состоящей, по мнению этого автора, из Каякентской, Бе-

рикейской, Дузлакской, Огнинской и Рукельской (Джалганской) складок. Кулисообразно располагается и Хошмензилская складка по отношению к Восточной антиклинали. Такое же кулисообразное сочленение складок этот автор отмечает и для Западной антиклинальной зоны.

В противоположность этому И. О. Брод (1937а), Н. Ю. Успенская (1934) и П. Н. Куприн (1958) отстаивают взгляд, согласно которому все складки находятся на протяжении одного и того же шарнира, ундуляция которого вызывает появление отдельных брахиантиклиналей. Некоторое смещение отдельных складок в сторону, как например Избербашской к северо-востоку от Каякентской и Ачисинской, объясняется вторичным осложнением структур, существенно изменившим и затушевавшим первоначальную простую форму складок. Эти изменения затрагивают, по мнению П. Н. Куприна и Д. В. Несмеянова (Куприн, 1958; Несмеянов, 1958), лишь сводовые части складок и развиваются только в толще кайнозойских отложений (от майкопских до сарматских включительно), имея характер послеэрозионных разрывов и диапировидных выжимов. «Вследствие этого третичные породы в сводах оказались сорванными со спокойно залегающего мезозойского ложа и смятыми в складки, имеющие несколько отличное простирание от мезозойского, что и создает видимость кулисообразного сочленения структурных форм, представленных по третичным отложениям» (стр. 431). Кайнозойские отложения от олигоценовых до сарматских, в свою очередь, трансгрессивно и с большим угловым несогласием перекрываются породами акчагыльского, апшеронского и четвертичного возрастов. Эти отложения, имея в общем спокойное залегание, все же отражают основные структурные элементы складчатости нижележащей толщи.

Из этих данных следует, что, несмотря на структурные отличия мезозойского, кайнозойского (в интервале от майкопа до сармата) и мэотис-четвертичного этажей, складки имели унаследованное развитие, по крайней мере, с палеогена до четвертичного времени.

Согласно третьей точке зрения, развиваемой В. Е. Хаиным и Ф. С. Ахмедбейли (1957), кроме ранее выделявшихся двух антиклинальных зон — Западной и Восточной, имеется третья — Приморская зона. Указанные авторы полагают, что все три известные в Чечено-Ингушской АССР антиклинальные зоны продолжаются и в Южный Дагестан. Две из них переходят в Западную и Восточную антиклинальные зоны. На продолжении третьей зоны располагаются Махачкалинская и Дербентская складки, а за пределами Дагестана, в границах Кусаро-Дивичинского синклинория — погребенная Яламинская складка.

Самостоятельность Приморской антиклинальной линии пока не нашла подтверждения, поскольку Махачкалинскую и Дербентскую складки можно рассматривать как осложнение северо-восточных крыльев Кукурттауского и Рукельского поднятий, а выделившиеся в эту зону Избербашская складка и складка Инчхе-море, согласно последней работе П. Н. Куприна (1958), относятся к Восточной антиклинальной зоне.

Тем не менее В. Е. Хаин и Ф. С. Ахмедбейли не считают окончательно решенным вопрос об отсутствии Приморской антиклинальной зоны. Они отмечают, что полоса между городами Махачкала и Дербентом еще слабо изучена сейсморазведкой и, кроме того, здесь вдоль берега имеют место участки отсутствия отражений сейсмических волн. Поэтому не исключена возможность, что в будущем будут обнаружены новые антиклинальные складки, лежащие в Приморской зоне. Возможно, что на некоторых участках данная антиклинальная зона совершенно сглаживается по крайней мере в верхних горизонтах.

В пределах Восточной антиклинальной зоны, помимо ундуляции шарнира, определяющей наличие вышеперечисленных отдельных скла-

док, выделяются три крупных поперечных подъема, характеризующиеся наиболее высоким положением шарнира всей зоны. Самый северо-западный из них — Кукурттауский — расположен в пределах Дагестанского клина; Дузлакский и Хошмензилский подъемы располагаются в области предгорий Южного Дагестана. Далее на юг происходит погружение и погребение Дагестанских третичных антиклинальных зон под мощный неоген-четвертичный комплекс осадков Кусаро-Дивичинского синклинория.

КУСАРО-ДИВИЧИНСКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН

Подводный склон Кусаро-Дивичинского района приурочен к продолжению с суши синклинория того же названия, который широко раскрывается в Среднекаспийскую котловину и, по мнению В. Е. Хаина (1950), является крайним южным заливом Терско-Каспийского прогиба.

В историческом плане синклинорий стал заливом Терско-Каспийского прогиба только с акчагыльского времени, так как до этого на месте глубоководной части Среднего Каспия располагалась суша. Только в южной части современного синклинория в доакчагыльский период наблюдался прогиб, простиравшийся, как мы полагали, севернее Апшеронского порога вплоть до Красноводского залива. Последние сейсморазведочные работы показали, что на этом участке Среднекаспийской котловины располагается обширная мульда, ограниченная на востоке Карабогазским сводом, а на юге Апшеронским подводным порогом. На существование этой мульды указывают нарастание мощностей пород всех свит от мела до среднего плиоцена включительно в восточном направлении и наличие интенсивного гравиметрического максимума к северу от Апшеронского порога.

Геологические и геофизические работы последних десятков лет выявили относительно простое поверхностное и сложное на глубине геологическое строение синклинория.

Северная граница синклинория выражена нечетко и может быть условно намечена в пунктах, где происходит погружение третичных складок Дагестана под плиоценово-антропогеновый покров синклинория. У берега моря она проходит где-то в устье р. Рубас-чай. В этом районе исчезают выходы среднесарматских известняков, наблюдаемые севернее в приурезовой части берега в виде небольших гряд, среди современных, преимущественно ракушечных, отложений. К югу от устья р. Рубас-чай вплоть до мыса Амия прибрежная часть суши сложена антропогеновыми отложениями.

В пределах суши южный борт синклинория ограничен Тенгинско-Бешбармакским антиклинорием передового Кавказского хребта, северо-восточная граница которого подходит к берегу моря около мыса Амия. Южный борт синклинория построен довольно сложно. От Тенгинско-Бешбармакского антиклинория на юго-востоке он отделен крупной зоной нарушения (сиазанским надвигом). Кайнозойские отложения (майкопские, миоценовые и нижнеплиоценовые) образуют Третичную моноклиналь с падением пластов на север и северо-восток. Эта моноклиналь продолжается и на подводный склон.

Вблизи Тенгинско-Бешбармакского антиклинория пласты майкопских пород *имеют крутое, а иногда и опрокинутое залегание.* К *северу* происходит выполаживание пластов и появление в разрезе более молодых отложений вплоть до средне- и верхнеплиоценовых (продуктивной толщи и акчагыла), образующих синклинальный прогиб. Последний отделяет Третичную моноклиналь от крупной Кайнарджинской антиклинальной зоны, состоящей из нескольких антиклинальных поднятий, среди которых в рельефе суши выражены Талбинская и Кайнарджинская складки,

К юго-востоку от последней на основании наличия относительного максимума силы тяжести, интерпретируемого как результат приближения к поверхности плотных мезозойских пород, выделяется Кызылбурунская антиклиналь (Цимельзон, 1957). Эта антиклиналь продолжается в море, поскольку, по сейсмическим данным, в плиоценовых отложениях отмечается антиклинальный перегиб слоев.

Еще дальше в море также намечается антиклинальный перегиб слоев в районе о. Дальний Камень, а по глубоким условным сейсмическим горизонтам и около Среднего Камня из группы Наружных Камней (Цимельзон, 1957).

Геофизические исследования, отмечающие приуроченность положительных аномалий силы тяжести к складкам, образованным плиоценовыми отложениями, позволяют прийти к заключению, что в пределах Кайнарджинской антиклинальной зоны структурный план мезозойских и кайнозойских пород в общих чертах остается одинаковым, если не считать некоторого смещения сводов, которое не служит признаком кардинальной перестройки структур. Это свидетельствует о длительном унаследованном развитии поднятий, тем более, что Б. А. Будагову (1959) удалось доказать продолжающийся рост складок и в настоящее время.

К северо-востоку от Кайнарджинской антиклинальной зоны поверхность синклинория сложена верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями. В отличие от южного борта синклинория здесь наблюдается ряд погребенных структур, не выраженных в молодых отложениях. Так, например, в районе селений Хазры и Кусары намечается погребенное Кусарское поднятие, где буровая скважина, пройдя комплекс пород от апшерона до сармата включительно, на глубине 2400 м непосредственно вошла в отложения средней юры. Отмечаются также погребенные поднятия в районе Хачмаса и Худата, в которых В. Е. Хаин и Ф. С. Ахмедбейли видят продолжение Западной и Восточной антиклинальных зон Дагестана, а пологое погребенное Яламинское поднятие они считают продолжением третьей — Приморской антиклинальной зоны. Однако данные сейсмических работ как будто бы свидетельствуют о расположении Яламинского и Худатского поднятий в одной зоне (Цимельзон, 1957). Кроме того, отмечаются погребенные поднятия Магарамкентское, Бориспольское, Сарванское и т. д.

И. О. Цимельзон (1957) для некоторых погребенных структур отмечает, что глубокий сейсмический горизонт «. . . повторяет в целом схему строения по мелкому сейсмическому горизонту, что говорит о совпадении в данном случае структурных форм верхнетретичных, нижнетретичных и верхнемеловых отложений» (стр. 22). В связи с этим, быть может, вопрос о наложенном характере синклинория следует рассматривать только в том разрезе, что в верхнем кайнозое общий темп погружения синклинория превосходит темп унаследованного роста отдельных складок, поэтому последние погребаются под толщей молодых осадков.

Более молодые плиоценово-четвертичные осадки в структуре синклинория образуют моноклиналь с падением пород на северо-восток. Такое падение отражается и в рельефе синклинория в виде наклонной Кусарской равнины. Последняя в предгорной (западной) части синклинория сложена мощной толщей галечников и конгломератов верхнеапшеронского возраста, являющихся, вероятно, флювиогляциальными отложениями, как это полагают П. Е. Воларович (1904), А. Л. Рейнгард (1932), И. Ф. Пустовалов (1936) и др.

Апшеронские отложения перекрыты нижнечетвертичными галечниками и мощной толщей суглинков с двумя-тремя горизонтами погребенных почв. Восточнее располагается Приморская (Шолларская) равнина, сложенная аллювиально-пролювиальными отложениями. Здесь отчет-

ливо выделяются плоские конусы выноса рр. Самура, Кусар-чай и др.

Некоторые исследователи считают (Федоров, 1957), что хвалынские и хазарские террасовые отложения, если исключить юго-западный борт синклинория, размыты. Нам представляется наиболее вероятным, что террасы и их отложения в Приморской низменности перекрываются более молодыми отложениями. В некоторых скважинах, пробуренных Самур-Кусарчайской гидрогеологической партией Азербайджанского геологического управления в 1956—1957 гг., древнекаспийские отложения, по данным А. П. Попова и А. Х. Бабаева (устное сообщение), встречены на глубине 80 м. Эти же геологи отмечают, что в устье р. Кубу-Мураб сохранился уступ террасы, из отложений которой была собрана фауна, определенная Е. Х. Гейвандовой как хвалынская. Бровка этой террасы располагается на —20.9 м абсолютной высоты или всего на 7 м над современным уровнем моря.

В 1959 г. благодаря любезному разрешению главного геолога Самур-Кусарчайской гидрогеологической партии А. П. Попова нами была отобрана фауна из керна скважины, заложенной у закраины новокаспийской террасы около рыбного промысла Худат № 4.

В прослое ракуши на глубине 151 м О. И. Петрова определила следующие формы: *Didacna* ex gr. *ebersini* Ted., *D.* cf. *subcatillus* Andr., *Dreissena rostriformis* Desh.

Таким образом, данная скважина на глубине примерно 145—146 м ниже современного уровня моря вскрыла нижнехвалынский горизонт. Из этой же скважины с глубины 251 м, т. е. на 245—246 м ниже уровня Каспия, определена фауна *Dreissena rostriformis* Desh., *Didacna* (?) sp. (fragm.). свидетельствующая о наличии здесь четвертичных отложений. Эти данные подтверждают предположение, что древнекаспийские террасы в центральной части синклинория не размыты, а перекрыты более поздними отложениями.

Вдоль самого берега моря в полосе шириной от 10 до 200—250 м распространены отложения новокаспийского и современного возраста. Первые представлены галечниками и перевеянными ракушечными песками; вторые — ракушечными песками и ракушей. Характерной особенностью современной ракуши этого района является резкое изменение видового состава раковин по сравнению с ракушей Дагестанского и Прикаспийско-Приапшеронского районов. Если в последних районах среди ракуши преобладающее значение имели створки *Dreissena*, а подчиненное — створки *Didacna* и *Cardium*, то в рассматриваемом районе *Dreissena* имеет резко подчиненное значение. Напротив, в составе танатоценоза заметную роль начинают играть *Cardium edule* L., *Didacna trigonoides* (Pallas), *Adacna vitrea* (?) Eichw. Такое изменение видового состава фауны в современных отложениях свидетельствует о различных экологических условиях в этих районах и в первую очередь о наличии разных типов грунтов.

В пределах Приморской низменности выходы дочетвертичных пород неизвестны. Мощность четвертичных отложений возрастает до нескольких сотен метров. Так, например, в скважинах, заложенных на погребенных антиклинальных поднятиях в районе Ялама-Худат, их мощность изменяется от 535 до 620 м (скв. №№ 5 и 6).

Подводный склон данного района изучался И. И. Месяцевым, Б. А. Антоновым, Н. С. Скорняковой. В 1959 г. в этом районе нами проложено девять профилей, часть из которых охватила акваторию с глубинами до 50 м. Кроме того, здесь проведено несколько сейсморазведочных профилей (Рапопорт, Гоберман, Яштайкина, 1959ф).

Все выполненные работы однозначно показали, что в пределах подводного склона, как и в Приморской низменности Кусаро-Дивичинского синклинория, дочетвертичные породы не обнажаются.

О глубинном строении морской части синклинория можно судить только по данным редких сейсмических профилей. На морском дне к северо-востоку от ст. Кызыл-Бурун по плиоценовым породам отмечается северо-восточное крыло складки, относящейся, по-видимому, к известной Кайнарджинской антиклинальной зоне, располагающейся в юго-западном борту синклинория. Вероятно, эта складка соответствует по плиоценовым отложениям Кызылбурунскому поднятию мезозойских пород, наличие которого предполагается по данным гравиразведки (Цимельзон, 1957). На поверхности дна периклиналь этого поднятия никак не выражается.

Несколько сейсмических профилей, проложенных севернее, показывает, что плиоценовые слои здесь залегают очень полого, почти горизонтально, с углами падения от 0 до 3°. Тектонические зоны Южного Дагестана и Прикаспийского района в море не продолжаются. Только вблизи берега у пристани Низовой наблюдается почти горизонтальное залегание слоев, а затем в северо-восточном направлении отмечается очень пологое их воздымание. На профиле 791 в районе Худата также намечается весьма пологий антиклинальный перегиб с амплитудой в его средней части 100—350 м. В северо-восточной части этого профиля слои постепенно погружаются. На профиле, проложенном к северу от широты ст. Ялама, наблюдается очень пологое погружение слоев почти от самого берега до его северо-восточного конца.

В пределах подводного склона Кусаро-Дивичинского района современные отложения залегают в определенной последовательности.

На участке Яламинских рыбных промыслов, где к берегу моря близко подходит ныне отмерший, а местами и активный абразионный уступ, сложенный аллювиально-морскими галечниками, конгломератами и суглинками, вдоль берега протягивается неширокая полоса галечно-валунно-песчаных отложений. Эти грубообломочные отложения, занимающие между рыбными промыслами Ялама № 1 и Ялама № 4 полосу шириной от 500—800 до 1300 м, являются результатом абразии древних, вероятно, хвалынских аллювиально-морских отложений, а также выноса галек и песка реками, размывающими в устьевых частях хвалынские отложения.

На остальных участках прибрежная полоса подводного склона Кусаро-Дивичинского района сложена темно-серыми песками с большой примесью детритусового материала, оолитовых зерен и створок целых раковин. Детритусовый и ракушечный материал иногда количественно преобладает над неорганическими зернами. Ширина полосы песчаных отложений достигает 2.5 км. Пески распространены до глубины 12—13 м, а илистые пески даже до 16—18 м.

Глубже 12—13 м пески сменяются песчаными илами и илами, которые наблюдаются до глубины 30 м. Местами в приустьевых участках рек илы и даже глинистые илы отмечаются на аномально небольших глубинах, что связано с выносом пелитового материала реками. В илах почти всегда наблюдается большее или меньшее количество обычно целых створок раковин. На участке подводного склона Яламинских и Худатских промыслов на глубинах свыше 30 м количество включений створок целых и битых раковин увеличивается вплоть до образования ракуши и ракушечных песков. Наличие ракушечных песков и ракуши на значительных глубинах, вероятно, нужно объяснять сильными южными течениями, способными вымывать пелитовые частицы, в результате чего происходит обогащение осадков створками раковин. Среди ракуши преобладают: *Dreissena grimmi* Andrs., *D. caspia* Eichw., *D. distincta* Andrs., *Didacna* ex. gr. *catillus* (Eichw.), *D.* aff. *baeri* (Grimm), *D.* aff *longipes* (Grimm), *D. protracta* (Eichw.), *D. barbot-de-marny*; (Grimm), *D.* ex. gr. *trigonoides* (Pall.), *Monodacna* aff. *caspia* Eichw., *M. edentula* (Pall.), *Adacna*

vitrea (?) (Eichw.). Из ныне живущих моллюсков часто встречаются *Cardium*, *Didacna*.

Минералогический состав прибрежных песков подводного склона был исследован Е. Н. Невесским (1954), который установил, что они относятся к авгит-эпидотовой провинции, минеральная ассоциация которой характерна для твердого стока р. Самура.

Кроме эпидота и авгита, в тяжелой фракции песков в большом количестве содержатся обломки пиритизированных глинистых минералов, амфибол и пирит. В легкой фракции встречаются обломки глинистых сланцев, эффузивов и зерна полевого шпата. Этот комплекс минералов от устья р. Самура прослеживается на юг до мыса Килязинской косы, а в северном направлении резко убывает. На основании этого Е. Н. Невесский здесь устанавливает, в противоположность Дагестанскому району, преобладающее направление потока береговых наносов с севера на юг, связывая это с экранирующей ролью Апшеронского порога, предохраняющего данную акваторию от сильных волн, вызываемых юго-восточными ветрами. Разгон же волн от северо-восточных ветров в данном районе значительный, чем и объясняется результирующее движение береговых наносов с севера на юг.

ПРИКАСПИЙСКО-ПРИАПШЕРОНСКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН

Прикаспийско-Приапшеронский морской район приурочен к юго-восточному погружению осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа, продолжающегося в море в виде Апшеронского подводного вала (порога), генетическая связь западной части которого с Кавказским горным сооружением не вызывает сомнения. Продолжение мегантиклинория Большого Кавказа прослежено почти до средней части порога, где в последние годы сейсморазведкой были открыты антиклинальные складки, «28 апреля», «26 Бакинских комиссаров» (складка Апшеронского порога) и Промежуточная. Непосредственно к востоку от этих складок начинается Прибалханская антиклинальная зона. К ней приурочены банки Ливанова, Лаборатории аэрометодов, Губкина и Жданова, образование которых предопределено подводными грязевыми вулканами, осложняющими брахиантиклинали. Еще далее на восток, уже в пределах Западно-Туркменской низменности, Прибалханская зона проходит через Челекенскую структуру, складки Котуртепе, Нефте-даг, Монжуклы, Худай-даг и Айдино-Перевальную гряду. Последняя является осложнением Малобалханской складки. Таким образом, мегантиклинорий Большого Кавказа непосредственно связан с северной виргацией Копет-Дагских горных сооружений.

Осевая зона восточной части мегантиклинория Большого Кавказа имеет сложное тектоническое строение. Она обнимает антиклинории Главного и Бокового хребтов, депрессию их отделяющую и часть интенсивно дислоцированного южного склона Большого Кавказа.

Обычно в центральной зоне погружения Большого Кавказа выделяют несколько складчатых поясов, сложенных мезозойскими и палеогеновыми породами, перекрытыми восточнее, на Апшеронском полуострове и примыкающих к нему морских площадях, миоцен-плиоценово-четвертичными отложениями. На подводном склоне широкое распространение имеют миоцен-плиоценовые отложения.

Исходя из географических и геологических материалов, северную границу центральной области мегантиклинория Большого Кавказа можно провести к северу от Тенгинско-Бешмармакского антиклинория, юго-восточным звеном которого на суше является Советабадская антиклиналь, и далее в море к северо-востоку от складок Камни Два Брата, банки Апшеронской, банки Андриевского и «40-летия Азербайджана». Южную

границу этой области проводят примерно по южному берегу Апшеронского полуострова и к югу от складки Нефтяных Камней и складок, расположенных восточнее последней.

В указанных границах в эту область входит Апшеронский полуостров и Апшеронский архипелаг.

Как известно, Апшеронский полуостров и примыкающая к нему акватория располагаются в области регионального интенсивного минимума силы тяжести, однако к северу от Апшеронского порога и к югу от о. Жилого располагаются другие интенсивные гравиметрические минимумы. В связи с этим Апшеронский полуостров следует рассматривать как область относительно повышенных аномалий силы тяжести, осевая линия которой проходит к северу от полуострова (Куликов, Хенкина, 1956ф). Этот относительный максимум силы тяжести лежит на продолжении Дибрарского относительного максимума, который в свою очередь рассматривается как восточная часть Куткашенского гравиметрического максимума.

По В. В. Веберу и В. В. Федынскому (1947), Дибрарский максимум и расположенный южнее его Закатальский, возникшие на фоне гравиметрической депрессии, характерной для всего Кавказского горного сооружения, относятся к присводовой части Главного Кавказского хребта. Наличие Куткашенско-Дибрарского гравитационного максимума интерпретируется как результат приближения к поверхности кристаллического ложа и плотных мезозойских пород. Переход к более низким значениям силы тяжести на востоке (Апшеронский архипелаг) указывает на увеличение в этом направлении мощности кайнозойских малоуплотненных пород. Однако относительное повышенное значение силы тяжести в пределах западной части Апшеронского порога следует рассматривать как результат сравнительно близкого от поверхности расположения более плотных по сравнению с плиоценовыми отложениями мезозойских пород. Это находит подтверждение в данных бурения и сейсморазведки. Так, например, на складке банки Цюрупы под осадками продуктивной толщи бурением обнаружены верхнемеловые породы.

Интенсивные гравиметрические минимумы к северу от Апшеронского полуострова и к югу от о. Жилого, напротив, указывают на огромное нарастание мощностей легких пород плиоцен-антропогенового возраста.

Следовательно, в структурном отношении область Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага по мезозою является крупной положительной тектонической структурной формой, лежащей на продолжении осевой части Большого Кавказа.

К такому же выводу приводит и анализ данных по более молодым формациям и, в частности, по четвертичным отложениям. В полосе Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага по крайней мере в северной ее части антропогеновые осадки имеют минимальные мощности, а на сводах многих складок они совсем отсутствуют.

К северу от линии Советабадская антиклиналь — банка Апшеронская и к югу от современного южного берега Апшеронского полуострова при сейсморазведочных работах наблюдается быстрое уменьшение средних скоростей сейсмических волн, что объясняется А. М. Хенкиной распространением здесь мощной толщи неуплотненных четвертичных осадков.

В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, В. Ф. Соловьев и Б. В. Григорьянц (1955), принимая во внимание увеличение мощностей четвертичных пород к северо-западу от Апшеронского полуострова (близ сел. Дивичи) и в южной его части (сел. Зыря) до 400—500 м, оценивали ожидаемую мощность отложений этого возраста в гравиметрических депрессиях до 1000 м. В действительности же, как мы сейчас знаем, мощность четвертичных отложений на банке Макарова составляет около 1700 м, а в морской

части Джейранкечмесского синклинория до 1800 м. По данным сейсморазведочных работ, проведенных в последние годы, в обширной мульде к северу от Апшеронского порога мощность осадочных отложений достигает до 20 км, а мощность верхнеплиоценовых и антропогеновых доходит до 4 км (Агаев, Адонц, Савельева, 1961ф).

В пределах рассматриваемого района мы выделяем два подрайона: Прикаспийский и Приапшеронский. Оба они, как и Дагестанский район, характеризуются частыми обнажениями на дне дочетвертичных пород, причем в первом районе обнажаются в основном миоценовые и реже меловые и плиоценовые отложения, во втором — преимущественно плиоценовые и в меньшей степени миоценовые породы.

Прикаспийский подрайон

Подводный склон Прикаспийского подрайона нами исследован на участке от мыса Амия до мыса Килязинская коса включительно.

Этот участок до наших работ геологически был изучен чрезвычайно слабо. Фактически для него имелось лишь описание прибрежной полосы и нескольких небольших островков.

Первая попытка осветить геологию подводного склона данного участка принадлежит С. К. Квитка (1896). К сожалению, он имел мало исходных данных, к тому же частично неверных. Ему было известно наличие надводных камней к юго-востоку от мыса Амия (Чандагар), называемых теперь Наружными Камнями. С этих камней В. П. Горн доставил для С. К. Квитка образцы известняков, которые были отнесены к древним арало-каспийским (древнекаспийским) отложениям. Базируясь на сведениях моряков, С. К. Квитка считал, что небольшие островки — Камни Два Брата, располагающиеся в море в 20 км от берега напротив сел. Пиршаги, — также сложены известняками древнего арало-каспийского возраста, падающими на северо-восток. Сопоставляя эти данные с материалами из района мыса Амбуранского, где известняки, аналогичные известнякам с Наружных Камней, падают на юго-запад, С. К. Квитка пришел к выводу о наличии в море крупной антиклинальной складки, северо-восточное крыло которой намечается островками в районе мыса Амия (Чандагар) и Камнями Два Брата, а юго-западное — известняками мыса Амбуранского. В соответствии с этим ось этой складки, названной С. К. Квитка Хидырзиндинской, располагалась между последними двумя пунктами.

В настоящее время твердо установлено (Соловьев, 1951ф), что Камни Два Брата сложены песчаниками продуктивной толщи. Породы здесь падают не к северо-востоку, а к юго-западу. Таким образом, основные представления С. К. Квитка оказались ошибочными. Интересным остается его указание на то, что на оси предполагавшейся им складки между Камнями Два Брата и мысом Амбуранским в 1893 г. со дна моря появились островки, которые вскоре были размыты. Грязевулканические проявления, с которыми, по-видимому, следует связывать возникновение островков, здесь весьма возможны, поскольку к юго-востоку известен периодически энергично извергающийся подводный вулкан — Бузовнинская сопка, а к северо-западу в 1953 г. нами отмечено интенсивное выделение газов в 13 км от берега к юго-востоку от сел. Кызыл-Бурун.

В работе Е. Я. Дмитриева, А. Г. Поминова и Б. П. Ясенева (1934) описаны островки древних пород напротив устья р. Туг-чай (Тек-чай), названные нами островками Каменными.

Позднее В. Ф. Соловьев (1951ф), описавший о-ва Наружные Камни, расположенные в районе мыса Амия, отметил, что все три острова сложены апшеронскими ракушечными известняками. Исходя из располо-

жения этих островов и угла падения обнажающихся на них пород, В. Ф. Соловьев полагал, что мощность апшеронских отложений в данном месте достигает 2250 м. На приложенной к работе В. Ф. Соловьева карте в пределах подводного склона в районе мыса Амия и Наружных Камней показаны майкоп, миоценовые отложения моложе майкопской свиты, продуктивная толща и апшеронские образования. В той же работе В. Ф. Соловьевым дано первое описание о. Яшмы, где он отмечает выходы продуктивной толщи и сланцев понтического возраста или диатомовой свиты (караган — меотис).

В 1952—1955 гг. подводный склон данного участка был охвачен нашими аэрогеологическими исследованиями, результаты которых будут изложены ниже.

В 1955 г. здесь были проведены сейсморазведочные работы. В 5—6 км северо-восточнее береговой линии на структурной сейсмической схеме вырисовывается моноклинальное падение пластов к северо-востоку, отражающее северо-восточное крыло Бешбармакского антиклинория.

В 1957—1958 гг. на подводном склоне данной акватории трестом «Азморнефтеразведка» проведено картировочное бурение, в результате которого были выделены отложения меловой системы, палеоген-миоценового комплекса, понтического яруса, продуктивной толщи, акчагыльского яруса и апшеронского яруса.

Значительно лучше изучена береговая полоса суши от мыса Килязинская коса до мыса Амия. Среди многочисленных трудов, посвященных геологическому строению этого района, следует отметить работы С. К. Квитка (1896, 1899, 1905а, 1905б), Е. М. Юшкина (1897, 1898, 1899), Н. М. Лебедева (1902), К. И. Богдановича (1906), Д. В. Голубятникова (1912, 1929), В. В. Богачева (1926), А. И. Месропяна (1928), В. Д. Голубятникова (1930), А. И. Сорокина (1930), М. Ф. Мирчинка (1933б, 1934, 1935, 1939), Е. Я. Дмитриева, А. Г. Поминова и Б. П. Ясенева (1934), А. А. Али-заде (1935, 1936, 1945), О. Т. Шек-Овсепяна (1935), В. Е. Хаина (1936, 1939, 1947а, 1948, 1950), Н. Б. Вассоевича (1936, 1940), А. И. Спиридонова (1937), А. А. Али-заде и О. Т. Шек-Овсепяна (1938), В. В. Вебера (1952), В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1957), В. Ф. Соловьева (1951ф), А. Н. Шарданова (1953фа, 1953фб), Б. В. Григорьянца (1953ф), В. М. Мурадяна (1953ф, 1954ф, 1955ф, 1956ф), В. В. Шаркова и З. И. Гурьевой (1954ф, 1955ф, 1956ф, 1958б).

В результате работ этих исследователей в настоящее время в общих чертах сложились следующие представления о геологическом строении прибрежной полосы суши Прикаспийского района и частично северо-западной части Приапшеронского района.

Северо-западный участок Прикаспийского района в пределах исследованной территории образован третичной моноклиналью, представляющей собой западный борт Кусаро-Дивичинского синклинория. Третичная моноклиналь вблизи береговой линии сложена майкопскими и миоценовыми отложениями, залегающими выше майкопской свиты.

Юго-западнее третичной моноклинали располагается Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, который протягивается к юго-востоку до Килязинской косы включительно. В пределах площади Килязинской косы установлено наличие антиклинальной складки, сложенной меловыми отложениями от халчайской свиты (баррем) в своде до агбурунской свиты (верхний кампан—маастрихт) на крыльях. Эта антиклинальная складка имеет различные названия: Советабадская, Шураабадская, или антиклиналь Килязинской косы. Форма ее удлиненная, вытянутая в северо-западном направлении параллельно береговой линии моря.

На юго-западном крыле Советабадской антиклинали меловые породы по крупному нарушению сбросового характера соприкасаются с палеоге-

новыми отложениями (майкопской свиты и чокракско-спириалисового горизонта), принимающими участие в строении северо-восточного крыла крупной Советабадской (Шураабадской) синклинали.

На северо-западе меловые породы Тенгинско-Бешбармакского антиклинория по крупной зоне нарушений надвинуты на палеоген-неогеновые отложения Кусаро-Дивичинского синклинория. К юго-западу от Тенгинско-Бешбармакского антиклинория располагается Хизинский синклинорий, восточная часть которого характеризуется наличием брахисинклиналей и антиклиналей, располагающихся поясами. К юго-восточной части Тенгинско-Бешбармакского антиклинория непосредственно примыкает Ак-Сиазань-Советабадский синклинальный пояс, начинающийся у берега моря Советабадской синклиналью, выполненной третичными отложениями.

В пределах равнины Прикаспийского района и частично в северо-западной части Приапшеронского района, юго-западнее Советабадской синклинали располагается Ситалчайская антиклиналь, лежащая на продолжении Бегимдагской антиклинальной линии. Ситалчайская антиклиналь отделена от расположенной юго-западнее Гядысуйской антиклинальной складки Гермианской синклиналью, осложненной серией разрывов.

Юго-западнее Гядысуйской антиклинали располагается Чаркишлакская мульда, которая отделяет последнюю от Куркачидагской антиклинальной складки, находящейся на оси Алтыагачского антиклинория.

В пределах подводного склона Прикаспийского подрайона можно выделить два участка. Один из них тяготеет к побережью от устья р. Туг-чай до мыса Амия, второй примыкает к Килязинской косе и в основном приурочен к северо-восточному крылу Советабадской антиклинали.

Подводный склон от мыса Амия до устья р. Туг-чай

При анализе фотоизображения морского дна на участке от мыса Амия до устья р. Туг-чай можно видеть изображение подводных гряд, сложенных коренными породами. Эти гряды нанесены на составленную нами схематическую геологическую карту особым значком, отражающим простирание пластов, изобразившихся на аэроснимках (рис. 50, см. вкладку). Как видно на этой карте, многие из гряд непосредственно подходят к побережью, где вещественный состав слагающих их пород, а равно и их возраст устанавливался путем непосредственных наблюдений.

Анализируя аэроснимки или составленную по ним геологическую карту, можно заметить, что к северо-западу от широты устья р. Туг-чай пласты коренных пород, слагающих этот участок подводного склона, очерчивают явно выраженные дуги, обращенные выпуклыми частями на северо-восток, т. е. в сторону открытого моря. Эти пласты образуют подводные гряды, концы которых на юго-востоке подходят к береговой линии моря около устья р. Туг-чай и несколько южнее его, а на северо-западе — в 2—2.5 км к северо-западу от рыбного промысла Килязи № 1.

Подводные гряды, сложенные известняками, хорошо прослеживаются на морском дне на протяжении 8 км. В межгрядовых понижениях обнажаются плотные, серого цвета, жирные глины. Изредка среди этих отложений содержатся прослои конгломератов. Аналогичные известняки были описаны Е. Я. Дмитриевым, А. Г. Поминовым и Б. П. Ясеневым (1934) в прибрежной части суши к северу от устья р. Туг-чай. Они отнесли их к породам хизинской или кемчинской свиты (верхний турон—коньяк).

Н. Б. Вассоевич (1936) в породах, обнажающихся на берегу моря против ж. д. ст. Килязи, отметил наличие *Orbitella* и *Lepidorbitoides socialis*. На основании этих находок он отнес данные отложения к верхнему

сенону. В. Е. Хаин (1938ф) также считает эти образования сенонскими или точнее агбурунскими (верхний кампан—маастрихт).

По литологическим признакам отложения как в береговой части суши, так и в море очень напоминают верхнемеловые. Однако в образцах этих пород в целом ряде случаев была обнаружена микрофауна палеогенового возраста. Это заставило нас на основании микропалеонтологических данных наметить на карте границу между верхнемеловыми и палеогеновыми породами, хотя по литологическим признакам это сделать невозможно.

Микрофауна третичного возраста была встречена в образцах глин, залегающих между пластами известняков в прибрежной части моря вблизи устья р. Туг-чай. Здесь Г. К. Касимова обнаружила следующую микрофауну: *Globotruncana arca* (Cushm.), *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *C. lobatulus* (Walk. et Jac.), *Flabellina rugosa* d'Orb., *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *G. micra* Cole, *Globigerina cretacea* d'Orb., *G. triloculinoides* Plumm., *G. bulloides* d'Orb., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Haplophragmoides* sp., *Gümbelina globifera* (Reuss), *Bulimina elegans* d'Orb. На основании комплекса определенной микрофауны Г. К. Касимова относит эти отложения к сумгаитской свите. Встречающиеся здесь меловые формы она считает находящимися во вторичном залегании.

В образце известняка, обнажающегося в русле р. Туг-чай, в 300 м от береговой линии, С. А. Кулиева обнаружила обильную микрофауну, среди которой присутствуют характерные для агбурунской свиты формы: *Globigerina* ex gr. *cretacea* d'Orb., *Globotruncana rosetta* (Gars.).

На основании анализов микрофауны, произведенных Г. К. Касимовой и С. А. Кулиевой, следует сделать заключение, что в узкой прибрежной полосе суши на протяжении 3.5 км к северо-западу от устья р. Туг-чай обнажаются палеогеновые породы и только северо-западнее последних вдоль береговой полосы наблюдаются выходы отложений верхнего мела, которые в 2.5 км северо-западнее рыбного промысла Килязи № 1 снова сменяются палеогеновыми отложениями.

К северо-востоку от выходов палеогеновых отложений в море обнажаются миоценовые породы.

К сожалению, выходы дочетвертичных пород в прибрежной части суши ограничиваются только узкой полосой, шириной 250—350 м, а в русле р. Туг-чай в 1 км. Вся остальная часть прибрежной равнины покрыта толщей террасовых отложений хвалынского возраста мощностью до 16 м.

Дугообразное изгибание подводных гряд в море, а также смена молодых пород более древними в сторону берега позволили нам в 1953 г. прийти к выводу, что в данном пункте подводного склона располагается северо-восточное крыло какой-то складки, сводовая часть и юго-западное крыло которой находятся в пределах суши. Эту новую складку, лежащую на продолжении Тенгинско-Бешбармакского антиклинория и несколько кулисообразно смещенную относительно Советабадской антиклинали, мы назвали Тугчайской (Шарков и Гурьева, 1958б). В отчете, составленном в 1953 г., А. Н. Шарданов на основании его исследований в прибрежной части суши и данных ручного бурения также пришел к заключению, что к северо-западу от р. Туг-чай (Тек-чай) располагается самостоятельное поднятие, названное им Текчайским. Он полагал, что это поднятие располагается на оси Тенгинско-Бешбармакского антиклинория между Бешбармакской и Советабадской антиклиналями.

Встреченная в кернах скважин ручного бурения, заложенных по профилю между ст. Килязи и берегом, микрофауна позволила А. Н. Шарданову установить, что свод складки сложен юнусдагской свитой, а ее юго-западное крыло агбурунской и майкопской свитами. Близкое распо-

ложение последних свит друг к другу дало основание предполагать наличие нарушения, осложняющего юго-западное крыло антиклинали.

После работ В. М. Мурадяна (1956ф), выполнившего картировочное бурение на Тугчайской площади, изложенные представления о строении Тугчайской складки претерпели изменения.

В. М. Мурадян (1956ф), проводивший картировочное бурение в Прикаспийском подрайоне, вначале приходит к заключению, что свод Тугчайской складки сложен широко распространенными нижнемеловыми отложениями, а сама складка лежит в одной антиклинальной зоне не с Советабадской, а с Ситалчайской брахиантиклиналью.

В связи с этими исследованиями меняет свои первоначальные взгляды и А. Н. Шарданов, который в совместной работе с В. Е. Хаиным (Хаин

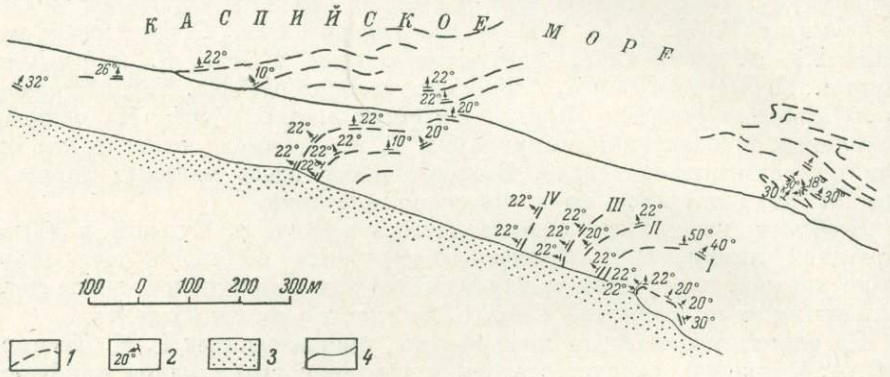


Рис. 51. Схема замыкания пластов северо-западной периклинали Тугчайской складки. В море видна мелкая складчатость, осложняющая северо-восточное крыло складки.

1 — пласты известняков, образующие гряды; *2* — падение пластов; *3* — отложения береговых валов; *4* — береговая линия.

и Шарданов, 1957) отмечает, что Тугчайский (Текчайский) участок является северным крылом Бегимдаг-Ситалчайского поднятия, которое в устье р. Туг-чай вплотную подходит к Тенгинско-Бешбармакскому антиклинорию, разобщая Заратскую и Советабадскую мульды.

Однако, как видно на геологической карте (рис. 50), составленной нами, и схеме (рис. 51), пласты третичных отложений в пределах подводного склона и меловых пород в прибрежной части суши, в 2—2.5 км к северо-западу от рыбного промысла Килязи № 1, плавно изменяют свое простирание с северо-западного на западное, чем намечается северо-западное замыкание складки по породам мелового возраста в пределах узкой прибрежной полосы. Более молодые пласты палеоген-неогенового возраста, подходя к береговой линии, не отклоняются к западу, а простираются вдоль берега, намечая тем самым северо-восточное крыло синклинального седла, отделяющего Тугчайскую складку от Бешбармакской антиклинали.

Наличие изгиба пластов меловых пород носит характер периклинального их замыкания, поэтому существование на Тугчайской площади обособленной антиклинальной складки, отделенной от Бегимдаг-Ситалчайского поднятия узкой синклиналью, весьма вероятно.

О положении юго-восточной периклинали Тугчайской складки до некоторой степени можно судить по тому, что к югу от устья р. Туг-чай пласты полеогеновых пород на подводном склоне плавно поворачивают к берегу, меняя юго-восточное простирание на южное. Намеченное положе-

ние периклиналей позволяет установить, что Тугчайская складка вытянута с северо-запада на юго-восток. По выходам меловых пород ее длина достигает 7—8 км.

К таким же выводам в последнем для данного района отчете приходит и В. М. Мурадян (1960ф). Он отмечает, что Тугчайская (Текчайская) складка протягивается узкой полосой вдоль берега. Складка сложена верхнемеловыми осадками и только в самом своде выступают нижнемеловые отложения. Ширина складки составляет 1—1.5 м. От Бегимдагской структуры она отделяется узкой (менее 1 км) синклиналью, сложенной осадками юнусдагской свиты (сантон—нижний кампан).

Углы падения пластов в пределах северо-восточного крыла колеблются в палеогеновых породах от 15 до 30°, а в меловых они становятся значительно круче, достигая 50—60°. Резкое изменение углов падения наблюдается в устьевой части р. Туг-чай, на что обратили внимание еще Е. Я. Дмитриев, А. Г. Поминов и Б. П. Ясенев (1934). В расчистке на правом берегу этой реки они обнаружили, что спокойно падающие на северо-восток под углом 27° слои на протяжении 80—100 м вверх по течению увеличивают углы падения до 60°. Еще дальше наблюдалась 6-метровая круто, почти вертикально стоящая толща сильно раздробленных красно-бурых глин. Эти факты позволили указанным авторам прийти к выводу, что в устье р. Туг-чай имеется нарушение, которое они считают продолжением надвига, установленного в пределах Советабадской антиклинальной складки.

Продольное нарушение с амплитудой 500 м, по которому породы сумгаитской (палеоцен) свиты контактируют с отложениями юнусдагской (сантон—нижний кампан) свиты, отмечается на северо-восточном крыле складки и В. М. Мурадяном.

Для северо-восточного крыла Тугчайской антиклинали в его обнаженной части характерно наличие более мелкой вторичной складчатости, которая хорошо выявляется на аэроснимках. Например, к северу от амбара рыбного промысла Килязи № 1 у самой береговой линии в море можно видеть центриклиналь небольшой синклинали, а в 0.7—0.8 км к северо-западу от того же амбара, вблизи береговой черты в море располагается антиклинальная складка тоже небольших размеров.

В северо-западной периклинальной части Тугчайской складки, на ее северо-восточном крыле, приуроченном к подводному склону, наблюдается несколько поперечных разломов, хорошо изобразившихся на аэроснимках в виде прямых линий, по обе стороны от которых произошло видимое смещение относительно друг друга одних и тех же горных пород. В наиболее крупном разломе, простирающемся почти меридионально, видимое горизонтальное смещение достигает 300 м. Если считать, что здесь имеется нормальный сброс, то при угле падения пород в 22° амплитуда по вертикали достигает 120 м, причем опущенным является западный блок.

В районе отмеченных разломов на поверхности моря нами наблюдались выделения газа в виде поднимающихся пузырьков, а также пленки нефти.

Подводный склон в пределах северо-восточного крыла Тугчайской складки, а также на участках к северо-западу и к юго-востоку от нее сложен палеогеновыми, миоценовыми и плиоценовыми осадками. К сожалению, выделить среди этих отложений отдельные свиты представляется возможным только в исключительных случаях, хотя отдельные образцы, поднятые со дна моря, позволяют установить на подводном склоне этой акватории наличие отложений сумгаитской, коунской и майкопской свит, чокракско-спириалисового горизонта, отложений диатомовой свиты, продуктивной толщи и апшеронского яруса.

Более уверенно можно говорить о распространении на подводном склоне отложений чокракско-спириалисового горизонта.

Чокракско-спириалисовые брекчированные доломиты обнажаются на берегу, в 2.9 км к северо-западу от рыбного промысла Зарат и в 4 км к юго-востоку от мыса Амия (Чандагар). Здесь в некоторых прослойках брекчированных доломитов в изобилии содержатся раковины *Spirialis*. Гряда, сложенная этими доломитами, под азимутом 115—120° уходит в море, где продолжается в виде подводных выходов далеко на юго-восток. Подводная гряда хорошо изобразилась на аэроснимках, поэтому не представляет труда проследить и нанести на карту распространение пород этого возраста. Анализируя фоторисунок, можно убедиться в том, что по простиранию гряда чокракско-спириалисовых отложений испытывает некоторое изгибание. Отходя от берега, она сначала образует несколько выпуклую в сторону моря дугу. Затем напротив залива, на берегу которого располагается рыбный промысел Килязи, она изгибается в сторону суши и, следуя параллельно береговой линии, очерчивает северо-восточное крыло синклинального седла, отделяющего Тугчайскую складку от Бешбармакской. Эта гряда прослеживается без перерыва до зоны поперечных разломов, осложняющих северо-восточное крыло в северо-западной периклинальной части Тугчайской антиклинальной складки. К северо-востоку от гряды, сложенной чокракско-спириалисовыми доломитами, обнажаются глины, в которых встречена микрофауна караганского возраста.

В полосе вышеотмеченных поперечных нарушений изображение гряды чокракско-спириалисовых доломитов исчезает, но юго-восточнее на аэроснимках вновь отчетливо изображается гряда, прослеживающаяся до о-вов Каменных, расположенных к востоку от устья р. Туг-чай. О-ва Каменные состоят из пяти надводных камней, венчающих эту подводную гряду. Самый крупный из них имеет высоту в 2—2.5 м над ур. м. Островки сложены тонкозернистыми брекчированными доломитами. Вся порода разбита на мелкие угловатые кусочки многочисленными трещинами, заполненными кальцитом.

Как макроскопически, так и под микроскопом порода очень напоминает брекчированные доломиты, обнажающиеся в 4 км к юго-востоку от мыса Амия. Правда, здесь не обнаружены раковины *Spirialis*, но и в пределах выходов на берегу они приурочены только к определенным пропласткам, в то время как значительная часть породы лишена их.

Подобные породы наблюдаются в виде надводных и подводных камней и дальше к востоку и юго-востоку на площади северо-восточного крыла Советабадской антиклинали.

Таким образом, брекчированные доломиты чокракско-спириалисового возраста удалось проследить по аэроснимкам на морском дне на большом протяжении от района Чандагарского пляжа до юго-восточной части Советабадской складки.

К юго-западу от чокракско-спириалисовых отложений морское дно сложено сумгаитскими, коунскими и майкопскими отложениями, которые показаны на карте единым комплексом.

К северо-востоку от чокракско-спириалисовых отложений на морском дне обнажаются сланцеватые аргиллиты караганского возраста, в образцах которых С. А. Кулиева обнаружила *Otolites* (*Rhombus*) *karagaensis* Kul. in litt, *Pelecypoda* indet.

На северо-западе рассматриваемой акватории, вероятно, некоторая часть морского дна сложена и конкскими отложениями. В пределах суши В. В. Вебер (1952) предположительно относит к конкским отложениям пачку листоватых сланцев мощностью 8—15 м, описанных еще Е. Я. Дмитриевым, А. Г. Поминовым и Б. П. Ясеневым (1934).

Среди отложений береговых валов на всем протяжении от мыса Амия до Килязинской косы в большом количестве содержатся угловатые обломки и плохо окатанные гальки листоватых сланцев с многочисленными рыбными остатками. Это свидетельствует о том, что подобные же породы должны быть широко распространены и в пределах подводного склона.

К юго-востоку от мыса Амия на подводном склоне хорошо прослеживаются и сарматские отложения, образующие ряд подводных гряд, изображение которых наблюдается на аэроснимках. Кое-где поднимающиеся над водой камни сложены известковистыми песчаниками и известняками, в которых была обнаружена нижнесарматская микрофауна.

Среди миоценовых отложений, залегающих выше пород чокракско-спириалисового горизонта, как и для отложений, подстилающих последние, не удается провести границы между отдельными горизонтами и ярусами, поэтому эти осадки на нашей геологической карте также показаны единым комплексом.

Картировочным бурением зафиксированы выходы понтических глин, простирающихся узкой полосой на северо-запад. Понтические отложения, не доходя 2.5 км до о. Ближний Камень, выклиниваются.

Несколько восточнее о-вов Каменных на морском дне обнажаются кварцевые песчаники, типичные для продуктивной толщи Апшеронского полуострова.

На аэроснимках морского дна, в 3.5 км к северо-востоку от устья р. Туг-чай, хорошо изобразились две параллельные подводные гряды, имеющие относительную высоту до 6 м. Гряды асимметричны с пологим северо-восточным и крутым юго-западным склонами. Они вытянуты в северо-западном направлении и в плане слегка изгибаются, грубо повторяя очертания юго-восточной части Тугчайской складки. Гряды сложены кварцевыми песчаниками.

В северо-западной части описываемой акватории имеется несколько групп надводных камней, носящих название Наружных Камней. Самая северная группа, расположенная в 5.5 км к юго-востоку от мыса Амия, состоящая из трех небольших островов, называется Дальним Камнем. В 6.5 км к юго-востоку от мыса Амия находится несколько островков Среднего Камня, а юго-западнее их над поверхностью моря возвышается Ближний Камень. Все эти камни сложены детритусовыми известняками с апшеронской фауной.

Известняки Среднего Камня изменяют элементы залегания. Так, на самом северном острове пласты падают на СВ 20° ∠30°; на среднем островке азимут падения изменяется от СВ 20° до СВ 70°, а углы падения от 20 до 60°; на южном островке азимут падения уже ВЮВ 100° и ∠50°.

Непосредственно к юго-западу от Средних Камней нами был поднят с морского дна образец глины, находящейся в коренном залегании. В этих глинах С. А. Кулиева обнаружила микрофауну нижнеапшеронского возраста: *Paracypris candida* Liv., *P. gracilis* Liv., *Loxoconcha eichwaldi* Liv., *Cythere andrussovi* Liv., *C. saljanica* var. *nostras* Liv., *Cytherideis apotoica* Schw., *Eucythere urticulata* Liv.

В створе Средних Камней и разъезда Зарат располагается Ближний Камень, находящийся в 4.5 км от Средних Камней и в 2 км от берега. Сложен остров известняками. В собранных нами образцах известняков Н. С. Волкова определила: *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dreissena* sp., *Hyrcania* sp., *Monodacna* sp., *Didacnomya caucasica* Andr., *Theodoxus* sp. Вышеприведенные формы позволяют отнести известняки к отложениям апшеронского возраста, что подтверждает данные В. Ф. Соловьева (1951ф). Учитывая положение Ближнего и Средних Камней, лежащих на линии, проведенной почти вкрест простирания пород, В. Ф. Соловьев,

как уже упоминалось, определил истинную мощность апшеронских отложений в 2250 м. По определению на аэроснимках, расстояние между этими островами достигает 4.6 км, что при среднем угле падения в 40° дает истинную мощность этих отложений даже в 2950 м. К юго-западу от Средних Камней (в 100 м) с морского дна были подняты глины, которые на основании содержащейся в них микрофауны должны быть отнесены к нижнему отделу апшеронского яруса. Поэтому вышеприведенная мощность должна характеризовать почти только нижний отдел апшеронского яруса. Такая огромная мощность апшерона вообще, а тем более его нижней части, для данного района мало вероятна. Мощность апшерона в центральной части рядом лежащего Кусаро-Дивичинского синклинория определена примерно в 800 м (Хаин, Ахмедбейли, 1957). Исходя из этого, можно говорить, что здесь, по-видимому, имеет место не моноклинальное залегание апшеронских (нижнеапшеронских) пород огромной мощности, а скорее всего более сложное строение.

Это находит подтверждение в том, что еще в 1953 г. в 200 м к северо-востоку от Ближнего Камня (в створе о-вов Ближний и Средний Камни) нами с морского дна был поднят образец глин, содержащих, по определению Г. К. Касимовой, миоценовую (сарматскую?) микрофауну: *Gümbelina tessera* Gushm., *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., *G. triloculinoides* Plumm., *Ovulites sarmaticus* Chal., *Nonion martkobi* Bogd., *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.), *Miliolidae*.

Таким образом, если данная микрофауна содержится в глинах не в переотложенном состоянии, то апшеронские отложения, слагающие Ближний и Средние Камни, отделены друг от друга полосой выходов миоценовых отложений.

Исходя из этого, в работе В. В. Шаркова и З. И. Гурьевой (1958б) было высказано предположение, точнее одно из предположений о том, что в данном районе моря миоцен-плиоценовые отложения образуют антиклинальный перегиб. Такое предположение казалось правдоподобным еще и потому, что сейсморазведкой здесь установлено антиклинальное строение в глубоко лежащих мезозойских отложениях. Однако в 1962 г. на этом участке моря нами проведено три геолокаторных профиля. На всех профилях отмечено моноклинальное падение пород на северо-восток. В связи с этим изгиб апшеронских пластов и наличие миоценовых отложений между Ближним и Средним Камнями должны найти другое объяснение, тем более, что выходы апшеронских известняков к северо-западу и юго-востоку от Ближнего Камня не обнаружены. В связи с этим Ближний Камень можно рассматривать как останец апшеронских известняков, лежавших несогласно на миоценовых отложениях и сохранившихся от размыва.

В ряде пунктов рассматриваемой акватории обнаружены горизонтально лежащие глины светло-коричневого цвета. В глинах содержится обильная фауна, по заключению Е. А. Хромой, бакинского возраста: из фораминифер — *Rotalia* ex gr. *beccarii* (Linne), из остракод — *Loxoconcha unodensa* Mand., *L. gibboides* Liv., *Leptocythere caspia* Liv., *L. bacuana* Liv., *Trochyleberis pseudoconvexa* Liv., *Cyprideis torosa-littoralis* (Brady), *Cytherissa* sp.

Подводный склон в районе Килязинской косы

В прибрежной части суши Килязинской косы располагается Советабадская антиклиналь, в своде которой обнажаются глины халчайской свиты нижнего мела (баррем). Ее северо-восточное крыло последовательно образовано комплексом пород от ханагинской (верхний апт) до агбурунской свиты (верхний кампан—маастрихт) включительно. Последняя слагает прибрежную часть суши и подводного склона. На юго-западном

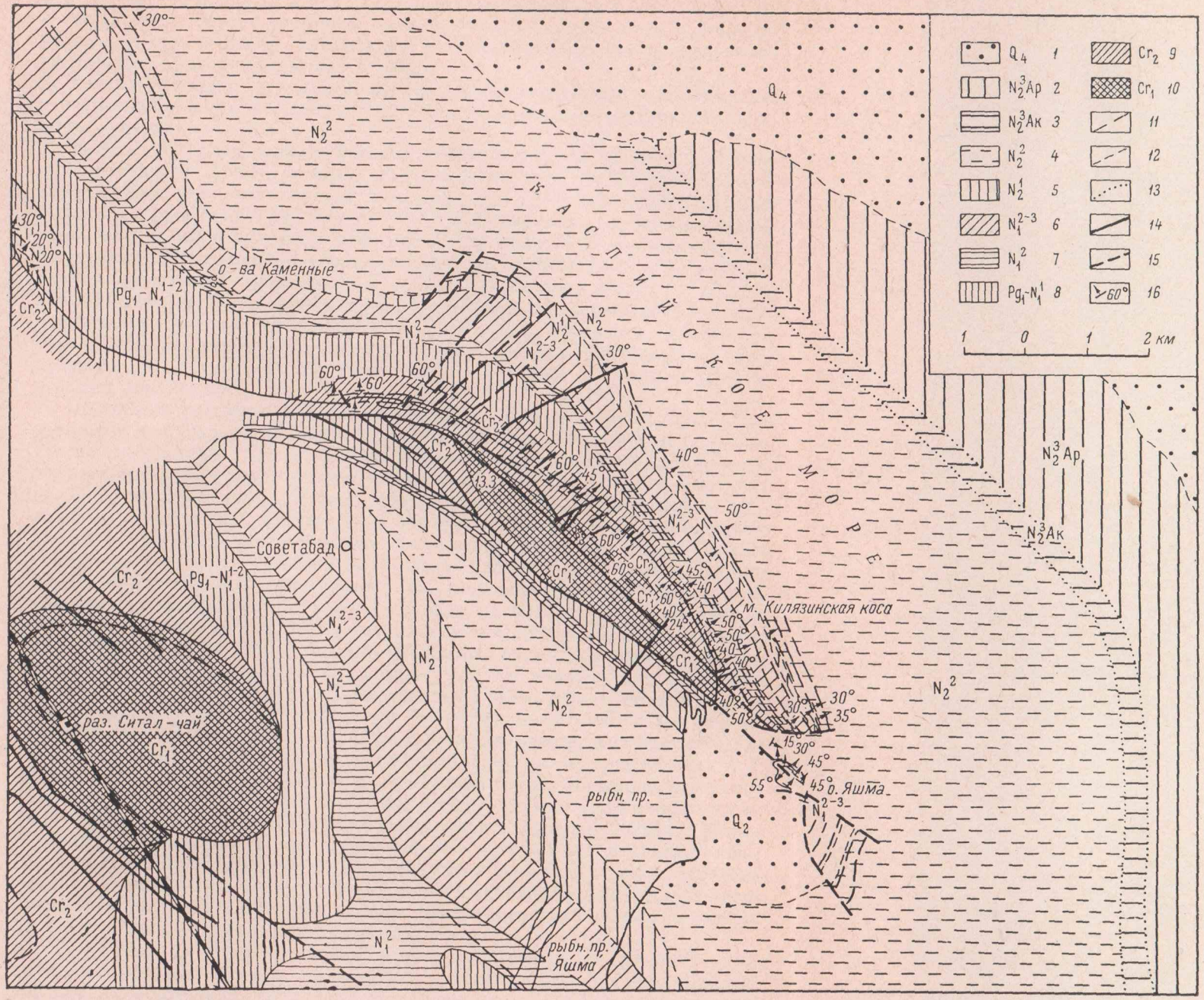


Рис. 52. Схематическая геологическая карта морского дна в районе Килязинской косы. Составили В. В. Шарков и З. И. Гурьева. При составлении карты учтены данные картировочного бурения Конторы геологоразведочных работ в море треста «Азморнефтеразведка».

Отложения: *1* — современные; *2* — апшеронские; *3* — акчагыльские; *4* — продуктивная толща (среднеплиоценовые); *5* — понтические; *6* — караганские, конкские, сарматские и меотические (диатомовая свита); *7* — чокракско-спириалисовые; *8* — сумгаитские, коунские и майкопские; *9* — верхнемеловые; *10* — нижнемеловые; *11* — простирание пород, заметное на аэроснимках; *12* — предполагаемые границы между свитами; *13* — границы, нанесенные по данным картировочного бурения; *14* — линии дизъюнктивных нарушений; *15* — предполагаемые линии дизъюнктивных нарушений; *16* — элементы залегания пород.

крыле антиклинали нижнемеловые породы по крупному продольному нарушению (с амплитудой в 500 м) приведены в контакт с палеогеновыми отложениями. Северо-восточное крыло также осложнено продольным разрывом, но меньшей амплитуды, и многочисленными поперечными разломами, продолжающимися в море.

Разрез складки характеризуется многочисленными перерывами в осадконакоплении и несогласиями между отдельными ярусами и даже подъярусами.

Подводный склон данного участка отличается исключительно хорошей обнаженностью дочетвертичных пород, отчетливо отобразившихся на аэроснимках. Это позволило по аэроснимкам с исчерпывающей полнотой выделить и проследить ряд маркирующих фоторисунков пород, установить изменение их простираний, а также наметить положение многочисленных разрывных нарушений. Особенно хорошо на аэроснимках отобразились пласты песчаников продуктивной толщи, диатомовые сланцы и верхнемеловые породы, положение которых в море было проверено многочисленными наблюдениями, сопровождавшимися сбором образцов. Таким образом, возраст пород, определивших маркирующие фоторисунки, был подтвержден изучением их вещественного состава и микрофаунистическими анализами.

Песчаники продуктивной толщи образуют ряд подводных гряд с отдельными надводными камнями, вытянутыми вдоль берега в виде цепочки. Гряды песчаников продуктивной толщи, хорошо прослеживающиеся на аэроснимках, продолжаются на рассматриваемый участок морского дна с Тугчайской площади (рис. 52). Небольшие надводные камни, сложенные песчаниками, наблюдаются на акватории около Шураабадского рыбного промысла. Прослеживая положение подводных гряд, можно убедиться в том, что пласты песчаников продуктивной толщи закономерно изменяют свое простирание. На подводном склоне Тугчайского участка они простираются с северо-запада на юго-восток; к востоку от островов Каменных (напротив устья р. Туг-чай) их простирание меняется на широтное; затем гряды, плавно изгибаясь, вновь приобретают направление с северо-запада на юго-восток, следуя параллельно береговой линии вплоть до широты мыса Килязинской косы. Гряды песчаников на северо-западе удалены от береговой линии на 2—2.5 км, а на юго-востоке на 1—1.5 км. Песчаники существенно кварцевые и содержат в тяжелой фракции значительное количество дистена и ставролита, т. е. являются типичными породами продуктивной толщи апшеронского типа. Наличие местами гравия, галек и включений черных кремневых частиц позволяет отнести нижние пласты песчаников к среднему отделу. Мористее гряд песчаников на дне распространены глины продуктивной толщи, перекрытые маломощным слоем современных осадков. В глинах встречена микрофауна. В 4.5—5 км от берега картировочным бурением, выполненным Объединением «Азнефть», в море обнаружены акчагыльские глины, а еще дальше апшеронские отложения.

К юго-западу от продуктивной толщи картировочным бурением установлено распространение понтических отложений, мощность которых весьма незначительна, поскольку на аэроснимках видно, что в непосредственной близости от фотоизображений продуктивной толщи распространены породы, определяющие типичный фоторисунок диатомовых сланцев (рис. 53). Диатомовые сланцы на морском дне представлены сланцеватыми глинами и аргиллитами с многочисленными рыбными остатками и прослоями мергелей. Видимая горизонтальная мощность диатомовых сланцев по измерениям на аэроснимках составляет 500 м. Учитывая, что углы падения пластов здесь достигают 40°, истинная мощность этих отложений, в пределах изобразившейся на снимках части, составляет 325 м.

За диатомовыми сланцами ближе к берегу на дне по аэроснимкам прослеживается гряда, сложенная плотными, местами брекчированными доломитами, сходными с чокракско-спириалисовыми доломитами. В связи с этим на нашей геологической карте мы считали возможным показать

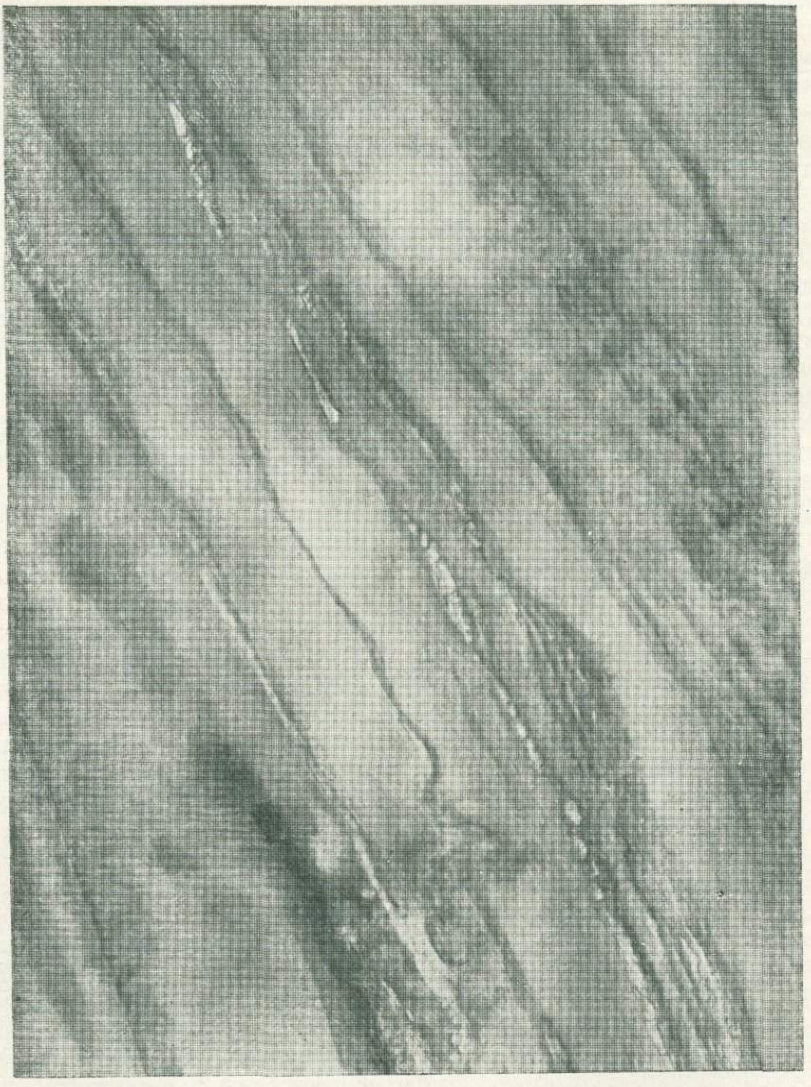


Рис. 53. Аэроснимок подводных выходов диатомовых сланцев в районе мыса Килязинская коса. М. 1 : 5600.

распространение последних. В северо-западной части площади между выходами чокракско-спириалисовых доломитов и меловых пород морское дно сложено нерасчлененным комплексом палеогеновых и нижнемиоценовых осадков. К юго-востоку этот комплекс постепенно выклинивается и начиная с широты сел. Советабад чокракско-спириалисовые породы лежат непосредственно на меловых. Все породы на дне залегают моноклинально с углами падения от 30 до 60°, причем, если отвлечься от частностей, как молодые, так и более древние отложения имеют одинаковое простирание.

Это свидетельствует об едином тектоническом плане мезозойских и кайнозойских пород вплоть до верхнеплиоценовых включительно. Следовательно, складка развивалась унаследованно, о чем свидетельствуют и многочисленные перерывы в осадконакоплении и несогласия в залегании отдельных свит, возникновение которых связано с тем, что в процессе роста складки ее поверхность поднималась выше уровня бассейна.

Одной из любопытных особенностей данного района является резкая смена фаций продуктивной толщи. На морском дне, как мы уже отмечали,

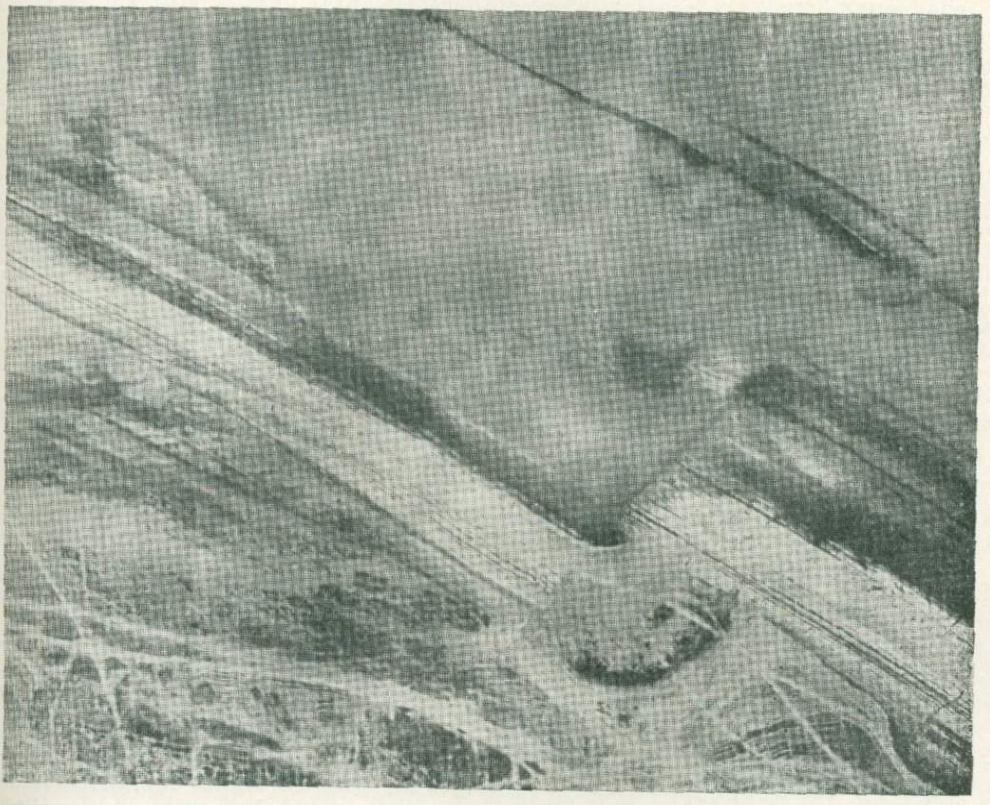


Рис. 54. Аэроснимок одного из поперечных разломов на северо-восточном крыле Советабадской антиклинали. М. 1 : 5700.

развита продуктивная толща апшеронского типа, а Советабадская синклиналь сложена не менее типичными осадками продуктивной толщи кызылбурунского типа. Столь резкое фациальное различие синхронных отложений, располагающихся друг от друга всего на расстоянии 2—4 км, могло возникнуть только в том случае, если бассейны их аккумуляции были частично или полностью изолированы друг от друга. В связи с этим нужно полагать, что в век продуктивной толщи на площади Советабадской антиклинали возвышалась суша, препятствовавшая поступлению материала, сносимого с Кавказа, в район, где формировалась продуктивная толща апшеронского типа, и, наоборот, приносу кварцевого материала с дистеном и ставролитом в район Советабадской синклинали.

Залегание песчаников среднего отдела непосредственно на понте или даже на диатомовой свите свидетельствует об отсутствии на рассматриваемом участке отложений всего нижнего отдела продуктивной толщи.

Северо-восточное крыло в пределах моря осложнено многочисленными поперечными разломами. Изображение одного из них можно видеть на рис. 54.

Юго-восточная периклиналь Советабадской складки, располагающаяся к югу от о. Яшмы, также осложнена многочисленными разломами. Сам о. Яшма сложен, как это отметил еще В. Ф. Соловьев, в северо-восточной части песчаниками и гравелитами среднего отдела продуктивной толщи, а на юго-западе диатомовыми сланцами. Контакт между этими породами тектонический. Вдоль него располагаются небольшие грязевулканические сальзы, а диатомовые сланцы поставлены на голову и сильно гофрированы. Указанное нарушение является продолжением продольного нарушения юго-западного крыла Советабадской складки, вдоль которого в прибрежной части материка, как на это обратил еще внимание В. Ф. Соловьев, располагаются две небольшие грязевые сальзы. На морском дне к юго-востоку это нарушение констатируется по резкому исчезновению фотоизображения песчаников продуктивной толщи и диатомовых сланцев. Такое же резкое исчезновение фотоизображений дочетвертичных пород (диатомовых сланцев и песчаников продуктивной толщи) отмечается и к юго-востоку от о. Яшмы, где мы предположительно наметили линию дизъюнктивного нарушения.

Наконец, к северу от о. Яшмы хорошее фотоизображение комплекса пород от мела до продуктивной толщи резко обрывается по прямой линии, что также, по нашему мнению, свидетельствует о наличии здесь разлома. Это подтверждается еще и тем обстоятельством, что диатомовая свита опущенного крыла, контактирует по этому разлому с меловыми и чокракско-спириалисовыми породами.

Приапшеронский подрайон

В настоящее время в пределах подводного склона Приапшеронского подрайона обнаружен ряд антиклинальных поднятий, часть которых оказалась нефтеносными.

Несмотря на то что еще до аэрогеологических работ, предпринятых Лабораторией аэрометодов АН СССР, были достигнуты значительные успехи по выяснению геологического строения подводного склона Приапшеронского района, все же некоторые вопросы оставались невыясненными, в частности для некоторых участков отсутствовали геологические карты, без которых разведочные и эксплуатационные работы на нефть затруднительны.

В процессе аэрофотосъемочных работ было получено хорошее фотоизображение морского дна следующих участков подводного склона Приапшеронской площади: 1) к северо-западу от широты ст. Насосной до о. Яшмы; 2) на участке, примыкающем к мысу Сарыгая-Баши; 3) на площади Мардакянского морского поднятия; 4) на участке акватории о. Камни Два Брата и банок Апшеронской и Цюруны; 5) в районе о. Артема, Гюргянского морского поднятия и банки Дарвина; 6) в районе о. Жилого и 7) в районе Нефтяных Камней.

Подводный склон к северо-западу от широты ст. Насосной до о. Яшмы

Геологическое изучение этого участка подводного склона Каспийского моря впервые было начато В. Ф. Соловьевым (1951ф), который произвел маршрутные исследования. Он описал выходы отложений диатомовой свиты в районе горы Кара-Тапа и к северо-западу от ст. Насосной.

К северу от широты ст. Насосной до южной оконечности горы Кара-Тапа на аэроснимках подводного склона четко изобразились гряды, сложенные древними породами. Гряды в плане образуют выпуклые к северо-востоку дуги. Это хорошо видно на схематической геологической карте (рис. 55), на которой простирание пород снято с аэроснимков. Концы многих из этих гряд подходят к береговой линии, где у уреза воды наблюдаются небольшие обнажения.

Прибрежная часть суши, примыкающая к рассматриваемому участку морского дна, представляет собой сравнительно неширокую пляжевую полосу, постепенно и незаметно переходящую в новейшую террасу. Последняя имеет ширину от 225 до 500 м. Сложена она в основном ракушей и детритусовым песком. Выходы дочетвертичных пород в пределах этой террасы наблюдаются только у подножья горы Кара-Тапа и кое-где у уреза воды.

Новейшая терраса с запада или, точнее, с запада-юго-запада ограничена крутым уступом, сложенным дочетвертичными породами, представленными в основном глинами. Этот резко выраженный уступ начинается на юге описываемого участка, в районе устьевой части р. Пирдагнасы, и заканчивается в 2.6 км к северу от горы Кара-Тапа. Он отличается исключительной прямолинейностью, расчленен короткими ложками и прорезается несколькими сухими долинами. Уступ ограничивает с востока-северо-востока древнекаспийскую террасу и в верхней части сложен детритусовыми песками и суглинками, залегающими на глинах дочетвертичного возраста.

Выходы древних пород у уреза воды начинаются на юге участка, приблизительно в 2.5—3 км к северо-западу от ст. Насосной. Они обычно образуют невысокие грядки, возвышающиеся над поверхностью пляжа на 0.2—0.5 м, которые продолжаются в море в виде подводных выходов. Грядки сложены рассланцованными аргиллитами зеленовато-серого цвета с прослойками крепкого, плотного мергеля. Аргиллиты характеризуются наличием большого количества рыбных остатков. Среди последних Л. С. Гликман определил скелеты рыб из семейства *Clupeidae* (сельдевые) — *Clupea vukotinovici* Kramberger, и из семейства *Sparidae* (*Chrysophrys*).

В этих же образцах С. А. Кулиева обнаружила следующие формы микрофауны: *Eponides* sp. (окатанный), *Ovulites sarmatica* Chal., *Radiolaria*, на основании чего аргиллиты должны быть отнесены к сарматским отложениям, т. е. к третьему горизонту ($Д_3$) диатомовых сланцев И. М. Губкина (1915). По фотоизображению диатомовые сланцы горизонта $Д_3$ хорошо прослеживаются на морском дне в виде дуги, выпуклой к востоку, т. е. в сторону моря, северо-западный конец которой подходит к берегу несколько севернее рыбного промысла Яшма № 3.

К северу от устья сухой долины р. Пирдагнасы вблизи уреза воды в море наблюдаются небольшие подводные камни, сложенные брекчированными доломитизированными мергелями.

В образцах этой породы местами наблюдаются в изобилии раковины *Spirialis*. В связи с этим данные отложения, несомненно подстилающие вышеописанные диатомовые сланцы, следует относить к чокракско-спириалисовым. Выходы плотных брекчированных доломитизированных мергелей вблизи береговой линии в море наблюдаются и далее к северо-западу. Они сильно перемяты и местами образуют мелкие складки.

Эти отложения слагают прибрежную полосу моря, образуя дугообразно изгибающиеся к северо-востоку подводные гряды, северные концы которых подходят к берегу в районе рыбного промысла Яшма № 3, а южные — несколько севернее устья р. Пирдагнасы. Наиболее удаленные в море

участки, сложенные породами этого возраста, находятся в 200 м от береговой линии.

Примерно в 500 м к северу от рыбного промысла Яшма № 3, около уреза воды, обнажаются рассланцованные аргиллиты с пропластками светлых мергелей, занимающие на морском дне значительную площадь. Их фотоизображение отличается от фотоизображений пород чокракско-спириалисового горизонта и описанных выше диатомовых сланцев горизонта $Д_3$ (сарматского яруса). При этом из анализа аэроснимка ясно, что описываемые породы лежат стратиграфически выше (дальше от свода складки), чем диатомовые сланцы горизонта $Д_3$, и должны быть отнесены к горизонту $Д_4$, т. е. к меотическому ярусу (рис. 24).

Диатомовые сланцы горизонта $Д_4$ на некотором расстоянии прослеживаются и на поверхности новейшей террасы вдоль подножия горы Кара-Тапа в виде едва поднимающихся грядок. Замеры элементов залегания пород убеждают в том (рис. 55), что здесь эти отложения образуют выпуклую к западу дугу, т. е. прямо в обратном направлении в сравнении с вышеописанными подводными грядами. Простирание пород здесь последовательно меняется. У уреза воды к северу от рыбного промысла Яшма № 3 сланцы простираются под азимутом СЗ 295° при падении пород на СВ 25° ∠50°; далее к северо-западу, уже в пределах суши, простирание пород меняется на СЗ 320° при азимуте падения СВ 50° ∠ 80°; еще дальше к северу, приблизительно напротив северного конца горы Кара-Тапа, у уреза воды от берега в море отходят гряды сланцев, простирающиеся на ССЗ 350° при падении ВСВ 80° ∠10°, и, наконец, еще севернее отходящие от берега в море гряды простираются сначала на север, а затем на ВСВ 80° при падении пород на ЮЮВ ∠ 30°.

Мористее выходов горизонта $Д_4$ диатомовых сланцев на подводном склоне обнажаются отложения продуктивной толщи. Поднятые с морского дна образцы из пункта, расположенного к юго-востоку от горы Кара-Тапа, представлены кварцевыми песчаниками, характерными для продуктивной толщи апшеронского типа. Кроме того, в 1958 г. по нашей просьбе Конторой треста морского бурения Объединения «Азнефть» была пробурена с катера мелкая скважина в море к юго-востоку от горы Кара-Тапа, в 3 км от берега. При этом был вскрыт следующий разрез:

0—3 м. По буримости вязкая глина.
3—6 м. Глина плотная, однородная, коричневато-бурого цвета.
6—12 м. Глина светло-коричневого цвета, песчанистая.
12—18 м. Глина коричневато-серая, слабо песчанистая, слоистая.

В глине с глубины от 6 до 12 м С. А. Кулиевой была обнаружена микрофауна: *Nonion* ex gr. *granosus* d'Orb., *N. punctatus* d'Orb. *Bolivina beyrichi* Reuss, *Eponides repandus* (Ficht et Moll), *Gyroidina exsculpta* (Reuss), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. triloculinoides* Plumm., на основании которой она считает возможным отнести эти глины к отложениям продуктивной толщи.

Таким образом, на морском дне между ст. Насосной и горой Кара-Тапа обнажаются отложения чокракско-спириалисового горизонта, диатомовой свиты и продуктивной толщи. Здесь они ясно очерчивают юго-восточное периклинальное замыкание какой-то складки.

Выше было отмечено, что новейшая терраса отделяется от более высокой резко выраженным крутым уступом, сложенным в основании дочетвертичными глинами. В уступе обнажаются в южной части района глины сумгаитской свиты, севернее — верхнемеловые породы, а в районе горы Кара-Тапа отложения от сумгаитской свиты до чокракско-спириалисового горизонта.

Меловые и палеогеновые породы, слагающие уступ, отделены от миоценово-плиоценовых отложений, обнажающихся на подводном склоне, полосой пляжа и новейшей террасой, сложенными ракушей. Непосредственный контакт этих отложений наблюдать не удалось, но если продолжить пласты миоценовых пород, обнажающихся вдоль береговой линии моря, до уступа, то они составят с меловыми и палеогеновыми породами угол близкий к 90°. Это может быть объяснено или тем, что между этими комплексами пород существует резко выраженное угловое и азимутальное несогласие, или тем, что они контактируют по разрыву со значительным опусканием морского блока.

Первое из этих предположений поддерживается В. Е. Хаиным, А. Н. Шардановым, В. Ф. Соловьевым и Б. В. Григорьянц (1955). Нам кажется, что это предположение в настоящий момент не подтверждено фактическим материалом. Действительно, если судить по геологической карте, составленной В. М. Мурадяном (1956ф) на основании картировочного бурения, чокракско-спириалисовые слои к западу от уступа лежат без резко выраженного углового и азимутального несогласия с майкопом и коуном, тогда как, по нашим материалам, в прибрежной полосе эти отложения должны контактировать непосредственно с верхнемеловыми, причем их простирание отличается от последних почти на 90°. Такое резкое несовпадение простираний разновозрастных пород только в определенном месте позволяет с большей вероятностью предположить здесь наличие тектонического контакта между меловыми и палеогеновыми отложениями, с одной стороны, и чокракско-спириалисовыми, с другой. О наличии разлома свидетельствует и геоморфология данного участка. Как мы уже подчеркивали, уступ, характеризующийся исключительной прямолинейностью, сложен меловыми и палеогеновыми глинами, в то время как рядом в море располагаются более плотные аргиллиты и доломитизированные мергели, образующие дугообразно изогнутые гряды. Казалось бы, в этом случае под действием абразии должна была возникнуть изрезанная древняя береговая линия, а не прямолинейный абразионный уступ.

Это обстоятельство наводит на мысль, что в данном случае мы имеем не просто абразионный уступ, а уступ, предопределенный тектоническим нарушением типа разлома. Несомненно, этот уступ несколько преобразован морской абразией, под действием которой он отступил в глубь побережья, но в основном сохранил первоначальные черты, обусловленные тектоникой.

Все это позволило вдоль подножья описываемого уступа предположительно наметить линию нарушения, наличие которой должно быть проверено специальными исследованиями с применением горных работ.

Кроме этого дизъюнктивного нарушения, на морском дне достоверно закартированы многочисленные поперечные и косые разломы. Для некоторых нарушений видимое горизонтальное смещение достигает 300 м.

Изложенные данные позволили нам (Шарков и Гурьева, 1954ф, 1955ф, 1958б) считать, что рассмотренные выше отложения, обнажающиеся на подводном склоне, образуют часть какой-то антиклинальной складки, лежащей на продолжении Алтыагач-Куркачидагского антиклинория. Нами, как и Б. В. Григорьянц (1953ф), высказывалось предположение, что это может быть самостоятельная складка, обособленная от Куркачидагской антиклинали. Проведенное в пределах этого района картировочное бурение позволило В. М. Мурадяну (1955ф, 1956ф) установить, что Куркачидагская складка протягивается непосредственно до берега моря. Следовательно, можно считать, что выявленная нами на морском дне часть антиклинальной складки является юго-восточной периклиналью Куркачидагской антиклинали.

Как уже отмечалось выше, пласты диатомовой свиты напротив горы Кара-Тапа на поверхности новейшей террасы образуют выпуклую к западу (в сторону гор) дугу. То же наблюдается в данном месте и на подводном склоне, причем уже в 300 м от береговой линии имеются выходы песчаников продуктивной толщи апшеронского типа.

Таким образом, здесь наблюдается изгиб пластов, намечающий, как увидим ниже, узкую гемисинклиналь, отделяющую Куркачидагскую складку от структур, расположенных северо-восточнее.

Для участка подводного склона, расположенного между широтами горы Кара-Тапа и рыбного промысла Яшма (непосредственно к югу от мыса Килязинская коса), получено исключительно четкое фотоизображение прибрежного участка подводного склона. Это позволило изучить и нанести на карту мельчайшие изменения простирания обнажающихся здесь горных пород (рис. 55). Во многих пунктах этого участка были замерены элементы их залегания и собраны со дна моря образцы пород.

Анализ аэроснимков показывает, что пласты диатомовой свиты, образующие вышеописанный изгиб, напротив северной оконечности горы Кара-Тапа отходят от берега в море в виде ряда подводных гряд. Вблизи берега гряды простираются с юго-запада на северо-восток, затем в море поворачивают на север и, наконец, после едва заметного изгиба в сторону берега поворачивают на северо-запад, очерчивая в общем плане дугу большого радиуса, выпуклую к востоку. Один конец этой дуги выходит к берегу около северной оконечности горы Кара-Тапа, другой — на севере, около рыбного промысла Яшма (колхоз). Хорда этой дуги подводных гряд по берегу равна 8 км.

На основании собранных образцов на побережье и с морского дна установлено, что изобразившиеся на аэрофотоснимках подводные гряды сложены сланцеватыми аргиллитами и глинами с пропластками мергелей. Породы падают на юго-восток, восток и северо-восток. Углы падения пород диатомовой свиты на наиболее удаленных грядах изменяются в пределах 20—40°.

Породы диатомовой свиты, слагающие рассматриваемый участок морского дна, как по литологическим особенностям, так и по фотоизображению должны быть отнесены к самому верхнему горизонту диатомовых сланцев $Д_4$. Это подтверждается тем, что непосредственно к востоку от распространения диатомовых сланцев при водолазных работах на морском дне были обнаружены выходы песчаников продуктивной толщи, отличающиеся и характерным фотоизображением.

Следовательно, с моря по направлению к суше здесь происходит смена песчаников продуктивной толщи диатомовыми сланцами, что позволяет предположить наличие на берегу антиклинальной складки. Однако в действительности строение этого участка оказывается более сложным.

На фотосхеме и составленной по ней геологической карте видно, что между этой внешней дугой подводных гряд и береговой линией на морском дне наблюдается еще несколько подводных гряд. Так, в 3—4 км к северу от горы Кара-Тапа от берега в море отходит ряд подводных гряд, простирающихся на северо-восток 40°. Аргиллиты и мергели, слагающие эти гряды, падают на юго-восток под углом 12°. Еще дальше к северо-западу, в 6 км от горы Кара-Тапа или в 2.5 км к юго-востоку от рыбного промысла Яшма (колхоз), отходящие от берега гряды сначала простираются с северо-запада на юго-восток, затем поворачивают на восток, как бы намечая юго-восточное крыло периклинали какой-то складки. Поднятые в этом месте с морского дна образцы уплотненных глин в изобилии содержат раковины *Spirialis*, поэтому породы, слагающие морское дно к юго-востоку от рыбного промысла Яшма, следует отнести к чокракско-спириалисовому

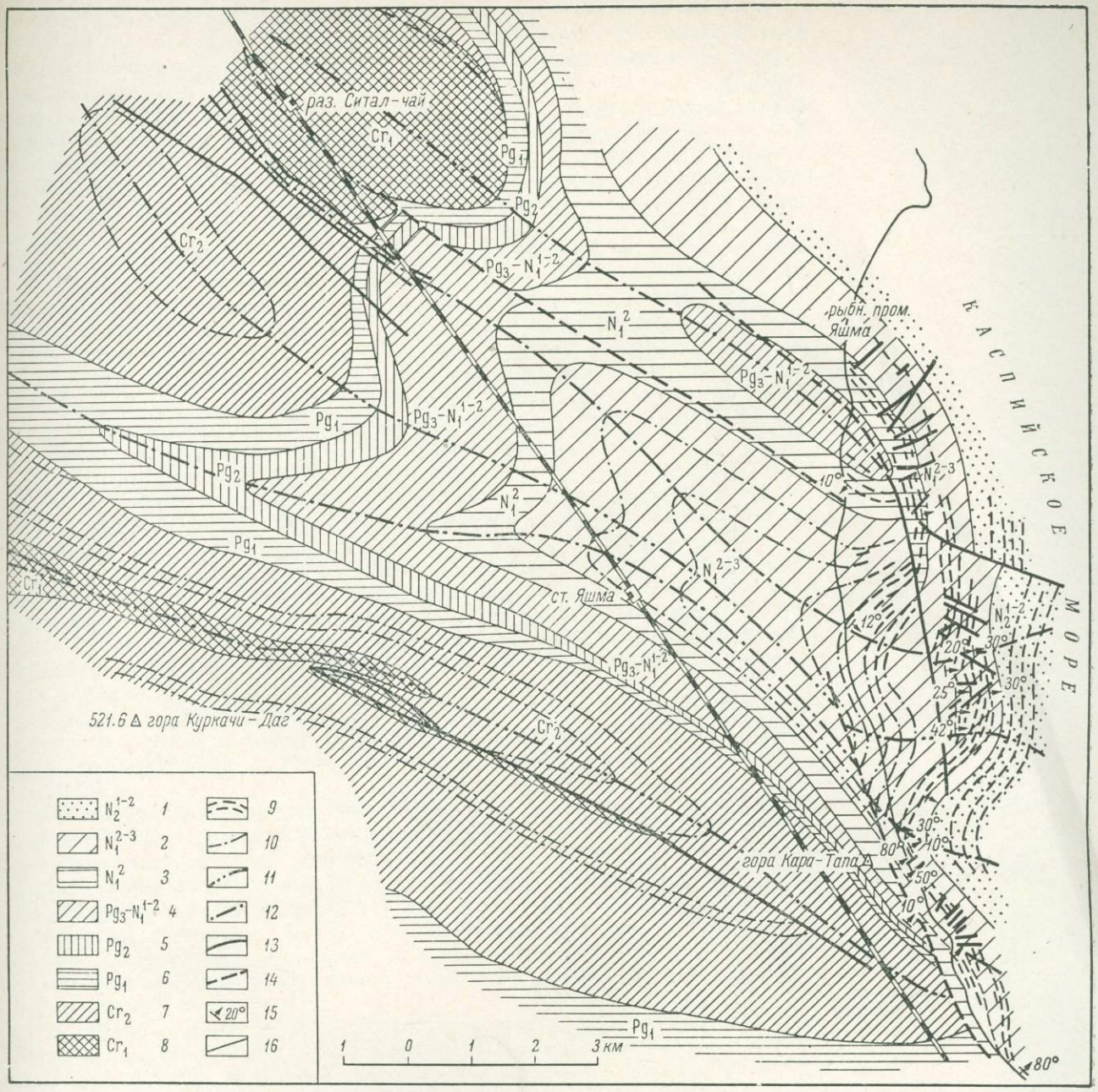


Рис. 55. Схематическая геологическая карта морского дна и береговой полосы в районе разъезда Ситал-чай—горы Кара-Тапа. Составили В. В. Шарков и З. И. Гурьева. Для суши использованы материалы В. М. Мурадян.

Отложения: *1* — понтический ярус и продуктивная толща; *2* — диатомовая свита; *3* —чокракско-спириалистовый горизонт; *4* — майкопская свита; *5* — коунская свита; *6* — сумгаитская свита; *7* — верхний мел; *8* — нижний мел; *9* — простирание пластов, изобразившихся на аэроснимках; *10* — предполагаемое простирание пластов; *11* — осевые линии антиклиналей; *12* — осевые линии синклиналей; *13* — линии дизъюнктивных нарушений; *14* — предполагаемые линии дизъюнктивных нарушений; *15* — элементы залегания пластов; *16* — береговая линия моря.

горизонту. Породы чокракско-спириалисового горизонта по направлению к горе Кара-Тапа сменяются отложениями диатомовой свиты.

Одной из характерных особенностей строения подводного склона рассматриваемого участка является то, что гряды, отходящие от берега, приблизительно в 1.25 км приходят в соприкосновение с подводными грядами вышеописанной внешней дуги. Последние гряды имеют почти меридиональное простирание с падением на восток-юго-восток, восток и восток-северо-восток, а подходящие к ним от берега гряды простираются на северо-восток и восток. Таким образом, угол, под которым встречаются гряды внешней дуги с грядами, отходящими от берега, составляет местами 90° (рис. 55 и 56).

Такое соотношение пород, несомненно, указывает на наличие крупного продольного разрывного нарушения. Вдоль линии этого разрыва на восточном крыле нарушения породы испытали вторичное смятие вплоть до мелкой плойчатости, отчетливо изобразившейся на фоторисунке (рис. 56). К югу разрыв затухает, так как напротив северного конца горы Кара-Тапа горные породы по обе стороны разлома имеют одинаковое простирание. Разрыв же сплошности пород здесь фиксируется незначительным смещением пластов относительно друг друга, причем видимое горизонтальное смещение, измеренное на аэроснимках, достигает всего 15—20 м. Исходя из этого, можно уверенно утверждать, что еще южнее разрыв совсем затухает. В северной части рассматриваемого участка нарушение, несомненно, имеет большую амплитуду, благодаря чему по линии разрыва приведены в контакт породы с резко различным простиранием.

В восточном, удаленном от берега блоке наблюдается большое количество небольших поперечных разрывов. По одному из таких разрывов произошло видимое горизонтальное смещение пластов относительно друг друга на 500 м (измерено на аэроснимках), что при нормальном сбросе и среднем угле падения пород в данном месте в 25° дает вертикальное смещение в 233 м.

Таковы основные особенности геологического строения подводного склона на участке к северу от ст. Насосной, которые в настоящее время могут быть увязаны с геологическим строением суши в окрестностях ст. Яшма.

Картировочное бурение, проведенное в последние годы на суше (Мурадян, 1956ф), показало наличие здесь под мощным чехлом четвертичных отложений четырех антиклинальных складок, разделенных синклиналями, а именно юго-восточного продолжения Куркачидагского поднятия, Гядысуйской, Ситалчайской и Советабадской антиклиналей (рис. 55).[1]

Мы уже отмечали, что на продолжении Куркачидагского поднятия в море обнаружены отложения чокракско-спириалисового горизонта, диатомовой свиты и продуктивной толщи, образующие его юго-восточную периклиналь.

К северо-востоку от Куркачидагского поднятия располагается Чаркишлакская синклиналь, отделяющая от него Гядысуйскую антиклинальную складку. К юго-востоку эта синклиналь, по мнению В. М. Мурадяна (1956ф), сильно расширяется и фактически сливается с узкой Гермианской синклиналью, разделяющей Гядысуйскую и Ситалчайскую антиклинали. В результате этого образуется широкая синклиналь, расположенная непосредственно к юго-востоку от Гядысуйской складки. По мнению указанного автора, еще далее к юго-востоку эта синклиналь раскрывается в море, сливаясь здесь с Советабадской синклиналью.

Изложенные выше материалы по подводному склону позволяют несколько иначе представить строение этого района.

[1] Последняя складка находится за пределами приложенной карты (рис. 52).

Прежде всего нельзя игнорировать того факта, что в районе горы Кара-Тапа пласты диатомовой свиты и продуктивной толщи ясно изгибаются к западу, намечая синклиналь, отделяющую Куркачидагскую складку от антиклинальных структур, располагающихся северо-восточ-

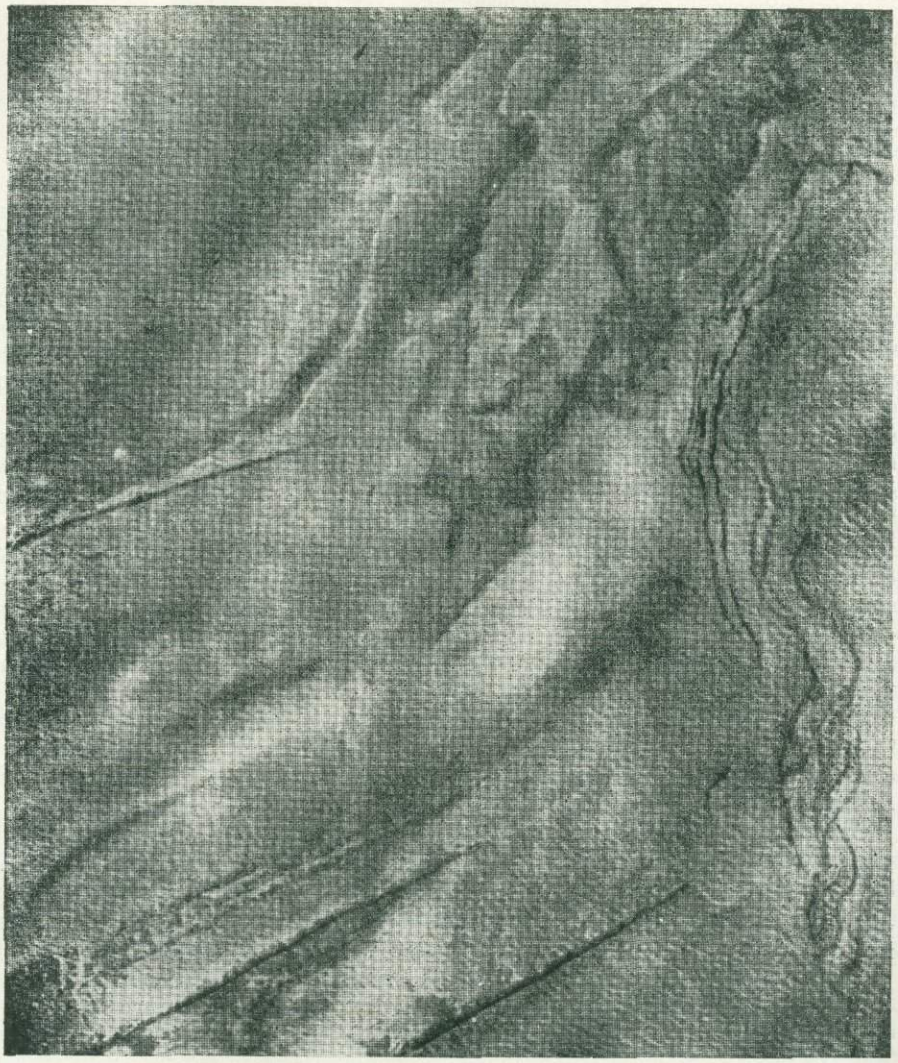


Рис. 56. Аэроснимок крупного дизъюнктивного нарушения. Видно различное простирание пород диатомовой свиты, пласты которых приведены в соприкосновение почти под прямым углом. М. 1 : 5600.

нее. Этот синклинальный или, точнее, гемисинклинальный изгиб пластов лежит на продолжении Чаркишлакской синклинали.

Севернее на морском дне, как мы уже отмечали, породы, изгибаясь, образуют выпуклую к востоку дугу, в пределах которой намечается слабо, но все же достаточно четко выраженный пережим, лежащий на далеком продолжении Гермианской синклинали. В результате между Чаркишлакской и Гермианской гемисинклиналями ясно вырисовывается структурный нос Гядысуйской складки. Не исключено, что более детальные работы с применением картировочного бурения в будущем могут открыть

на продолжении Гядысуйской складки под террасовыми отложениями и новое небольшое антиклинальное поднятие, так как иначе приходится допускать очень длинный структурный нос. То обстоятельство, что проведенное картировочное бурение не обнаружило такого структурного носа, возможно, объясняется сравнительно большими расстояниями между скважинами (от 500 до 1000 м). В то же время без вышеотмеченных допущений невозможно объяснить характер изобразившихся на аэроснимках изгибов пород в море, достоверность которых не подлежит сомнению.

Кроме того, антиклинальный перегиб слоев в этом месте был отмечен на одном из сейсмических профилей (№ 252) по неглубоким сейсмическим горизонтам (Требукова, 1953ф).

Картировочное бурение (Мурадян, 1956ф) подтвердило наличие в пределах суши предполагавшейся нами складки к юго-востоку от Ситалчайской антиклинали, хотя ее размеры и ориентировка оказались несколько иными, чем мы предполагали.

Две картировочные скважины, заложенные на берегу в 1.2—1.5 км к югу от рыбного промысла Яшма (колхоз), вскрыли майкопские отложения, а скважины, заложенные южнее Ситалчайской антиклинали, вскрыли чокракско-спириалисовые и караганские отложения. Майкопские отложения вблизи береговой линии отделены от палеогеновых и меловых отложений, слагающих Ситалчайскую складку, комплексом более молодых среднемиоценовых пород. Следовательно, к юго-востоку от Ситалчайской антиклинали имеется самостоятельное поднятие, свод которого сложен майкопскими отложениями. Это поднятие, названное В. М. Мурадяном Яшминским, продолжается и дальше в море, где отчетливо обрисовывается грядами чокракско-спириалисовых отложений, слагающих его юго-восточную периклиналь. В этой части складка осложнена продольным разломом.

Таким образом, под плащом террасовых отложений Прикаспийской равнины и на подводном склоне можно проследить основные тектонические линии юго-восточного Кавказа.

В свете этого вряд ли можно согласиться с мнением Б. В. Григорьянца (1956), который, основываясь на различной ориентировке меотических и мезозойско-палеогеновых отложений у ст. Насосной, считает, что на границе меотиса и палеогена произошла резкая перестройка структурного плана с образованием двух структурных этажей: домеотического и послемеотического. Однако меридиональную ориентировку к северу от ст. Насосной имеют не только меотические отложения, но и вся диатомовая свита и чокракско-спириалисовые осадки, лежащие в общем согласно с палеогеновыми породами (рис. 55). Резкое же несогласие этих отложений в прибрежной части объясняется наличием дизъюнктивного нарушения. Кроме того, структурные элементы древних пород, как было отмечено, отражаются и в более молодых по крайней мере вплоть до среднеплиоценовых включительно.

Сейсморазведочные и геологические работы показывают, что окончания Куркачидагской складки на морском дне вытянуто в сторону мыса Сарыгая-Баши, где располагается новая антиклинальная Сарыгаябашинская складка, лежащая в пределах Фатьмаи-Зыхской антиклинальной зоны. Последняя пересекает Апшеронский полуостров в меридиональном направлении и продолжается к югу от него к складке банки Макарова.

Акватория у мыса Сарыгая-Баши

В 1938 г. И. А. Меликов (1939ф) на основании замеров элементов залегания пород на берегу моря указал на наличие у мыса Сарыгая-Баши небольшой по контуру замкнутой куполовидной структуры, северное

крыло которой расположено в море. Позже в 1947 г. В. А. Горин также отметил здесь складку, которую он назвал Сумгаитским морским поднятием. О размерах этой складки, по его мнению, судить «крайне трудно, так как ее северо-западное продолжение скрыто под поверхностью моря

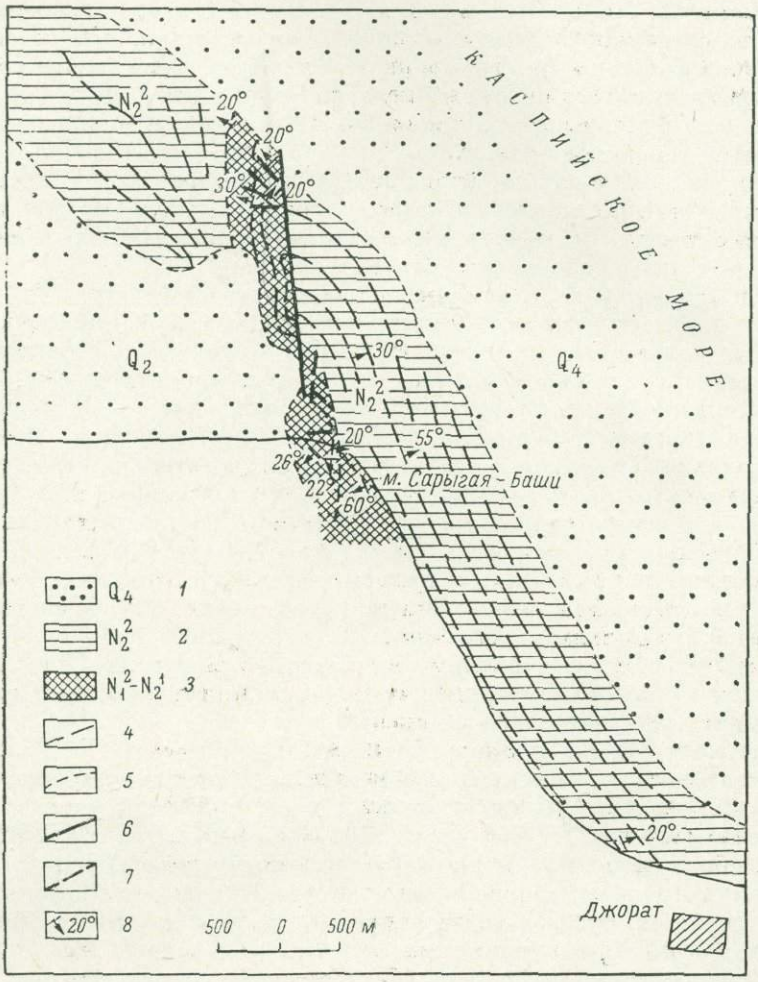


Рис. 57. Схематическая геологическая карта участка подводного склона в районе мыса Сарыгая-Баши.

1 — современные отложения; *2* — продуктивная толща; *3* — понтический ярус, диатомовая свита и чокракско-спириалисовый горизонт; *4* — простирание пород, заметное на аэроснимках; *5* — предполагаемые границы между свитами; *6* — линии дизъюнктивных нарушений; *7* — предполагаемые линии дизъюнктивных нарушений; *8* — элементы залегания пластов.

и может быть обследовано лишь при наличии плавучих средств» (Горин, 1947, стр. 5). При исследовании подводного склона в 1949—1950 гг. В. Ф. Соловьев (1951ф) высказал предположение, согласно которому на дне моря в районе мыса Сарыгая-Баши и горы Кара-Тапа располагается большое Сумгаитское поднятие, вытянутое в северо-западном направлении. Ось этого поднятия, по его представлениям, начинается у мыса Сарыгая-Баши и, плавно изгибаясь и повторяя очертания береговой линии, проходит южнее горы Кара-Тапа. Северо-западная периклиналь располо-

гается в районе последней, а юго-восточная — в районе мыса Сарыгая-Баши.

После проведенной в 1952—1953 гг. аэросъемки морского дна на этой акватории З. И. Гурьева (1958б) выполнила полевое дешифрирование аэроснимков, в результате которого были установлены основные черты строения этой складки.

Как и предшествующие исследователи, З. И. Гурьева отмечает, что в прибрежной полосе суши на мысе Сарыгая-Баши наблюдаются выходы мергелистых сланцев, образующих небольшой купол (рис. 57). В этих сланцах было собрано большое количество рыбных остатков, среди которых Л. С. Гликман определил отпечатки *Clupeonella vexata* Bog., характерной для понта. Однако в море, недалеко от береговой линии в аналогичных по вещественному составу сланцах были обнаружены в большом количестве раковины *Spirialis*, а на отдельных небольших островках среди остатков рыб Г. Л. Гликман определил в большом количестве *Clupeidae* (сельдевые), а также *Mugil* (кефаль). Один из отпечатков определен как *Chrysophrys brusinai* Kramb. — форма, характерная для рыб сарматского возраста, но встречающаяся и в меотических отложениях. В связи с тем, что в настоящее время среди этих литологически сходных пород выделить отложения различных ярусов и горизонтов не представляется возможным, они показаны на геологической карте нерасчлененным комплексом.

Этот комплекс полосой в 500—600 м прослеживается с берега в море почти в меридиональном направлении на протяжении минимум 3.5 км. Как видно на аэроснимке (рис. 58) и на геологической карте (рис. 57), мергелистые сланцы сильно перемяты. Кроме небольшого уже упомянутого купола, в прибрежной части суши в море в пределах распространения миоценовых пород также располагается небольшая складочка, восточное крыло которой срезано нарушением. Кроме того, наблюдается серия поперечных разломов небольшой амплитуды.

К востоку от миоценовых пород на морском дне обнажаются осадки продуктивной толщи, выходы которой сплошной полосой, шириной до 1—1.5 км, простираются параллельно береговой линии вплоть до сел. Джорат. Они представлены кварцевыми песчаниками типичными для продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Пласты песчаника образуют на дне многочисленные подводные грядки. Песчаники залегают моноклинально с падением пластов на СВ 50—60° ∠ 30—50°.

Как хорошо видно на рис. 58, и особенно при анализе перекрывающихся аэроснимков под стереоскопом, отложения диатомовой свиты (*А*) приведены в соприкосновение с песчаниками продуктивной толщи только что рассмотренной полосы (*Б*). Контакт этих отложений на эроснимках изобразился в виде прямой темной линии почти меридионального направления.

К востоку от этой линии песчаники падают на СВ 45° ∠ 30°, а миоценовые породы (диатомовые сланцы) к западу от нее имеют падение в северной части на СЗ 325° ∠ 20°, южнее падают на запад, а затем на юго-запад.

Такое соотношение пород различного возраста несомненно свидетельствует о наличии здесь крупного нарушения типа разлома (рис. 57). Кроме этого разлома, южнее и несколько восточнее его в море и на берегу предполагается еще несколько разломов меридионального направления, на основании установленного З. И. Гурьевой нормального залегания пород. Здесь же В. А. Горин (1947) отмечает наличие плотно сцементированной брекчированной породы, залегающей в контакте диатомовых сланцев с продуктивной толщей. Правда, он считает эту брекчию пластовой, в связи с чем полагает, что она свидетельствует о несогласном залегании пород. Тектони-

Рис. 58. Аэроснимок складки Сарыгая-Баши на морском дне.
А — диатомовые сланцы; *Б* — продуктивная толща. М. 1 : 10 000

ческий дизъюнктивный контакт, по его мнению, является менее вероятным.

В море в 300 м к западу от выходов миоценовых пород (диатомовых сланцев) и примерно в 2—2.5 км от берега на аэроснимках морского дна хорошо изобразилась гряда дочетвертичных пород, имеющая в южной части северное, а затем северо-восточное простирание. Эта гряда образует несколько, чуть возвышающихся над уровнем моря надводных камней, с которых были собраны образцы среднезернистых известковистых полевошпатово-кварцевых песчаников, аналогичных песчаникам продуктивной толщи, развитым на северо-восточном крыле этой складки. Песчаники падают на СЗ 295—300° ∠ 20°.

Данные песчаники, которые следует относить к продуктивной толще, образуют северо-западную периклиналь и юго-западное крыло антиклинальной складки, ядро которой размыто до отложений чокракско-спириалисового горизонта (на геологической карте показан комплекс пород, состоящий из чокракско-спириалисовых, диатомовых и понтических отложений).

Песчаники продуктивной толщи северо-западной периклинали и юго-западного крыла этой складки, развитые на морском дне, на аэроснимках дают фоторисунок, аналогичный фоторисунку, характерному для песчаников продуктивной толщи, образующих северо-восточное крыло этой складки восточнее мыса Сарыгая-Баши (рис. 58). По этому рисунку в северо-западной части складки также хорошо можно проследить простирание пород. Как видно на аэроснимке, к западу слои продуктивной толщи постепенно меняют простирание с северо-восточного на северо-западное.

Таким образом, в результате анализа аэроснимков и полевых исследований было выяснено, что на мысу Сарыгая-Баши и на морском дне к северу от него имеется небольшое самостоятельное антиклинальное поднятие, осложненное серией разломов различных направлений, причем уже в пределах этого участка в западном направлении наблюдается, с одной стороны, смена древних пород более молодыми, т. е. диатомовые сланцы сменяются песчаниками продуктивной толщи, с другой — изменение простирания пластов песчаников продуктивной толщи с северо-восточного на северо-западное (рис. 58).

Приведенные факты в совокупности несомненно свидетельствуют о наличии к северо-западу от мыса Сарыгая-Баши на морском дне синклинальной зоны. Это в некоторой степени подтверждается и характером береговой линии, очерчивающей залив.

На основании всего вышеизложенного мы считаем, что прежние представления о наличии на морском дне в районе мыса Сарыгая-Баши—р. Сумгаит—ст. Насосной—горы Кара-Тапа крупного Сумгаитского морского поднятия ошибочны. Морская антиклинальная складка в районе мыса Сарыгая-Баши занимает значительно меньшую площадь, и поэтому ее следует называть складкой Сарыгая-Баши.

К северо-востоку от периклинальных окончаний Советабадской, Яшминской, Куркачидагской и Сарыгаябашинской складок, занимающих прибрежную полосу подводного склона шириной от 3 до 7 км и протягивающуюся от мыса Килязинской косы до мыса Сарыгая-Баши, дальше в море сейсморазведкой выявлено моноклинальное падение пород. Моноклиналь переходит в Сумгаитскую синклиналь, вытянутую с юго-востока на северо-запад и открывающуюся в северо-западном направлении. Эта синклиналь отделяет вышеуказанные периклинальные окончания складок от антиклинальной зоны, начинающейся складкой Камни Два Брата и простирающейся дальше на восток-юго-восток через складки банок Апшеронской, Цюрупы, Андриевского.

Юго-восточная центриклиналь Сумгаитской синклинали по сейсмическим данным располагается к югу от о. Камни Два Брата примерно на широте горы Кара-Тапа.

Акватория Мардакянского побережья

В 1929 г. Д. В. Голубятников (1933), основываясь на элементах залегания известняков верхнего и среднего отделов апшеронского яруса, обнажающихся на побережье от мыса Амбуранского (Бильгя) до мыса Шоулан, высказал предположение о наличии в данном районе антиклинальной структуры, благоприятной для скопления нефти. По его представлениям, на этом участке можно «на фоне общей крупной антиклинали выделить три обособленных куполовидных поднятия меньшего размера: 1) *Кегня-бильгинское на севере*; 2) *Бузовнинское посередине бузовнинского побережья* и 3) собственно Мардакянское» (стр. 66—67).

В последующие годы на основании электроразведочных, сейсмических *работ, крелиусного и глубокого бурения, проведенных как в прибрежной* части суши, так и в море к северу от Мардакянского пляжа, было установлено следующее.

1. К востоку от участка берега мыс Амбуранский—Мардакянский пляж располагается в основном в море большая брахиантиклинальная структура, получившая название Мардакянского морского поднятия. Юго-восточная периклиналь его находится на суше в пределах Мардакянского пляжа. Здесь наблюдаются грядки среднеапшеронских известняков, из которых одна очерчивает полукруг радиусом в 1 км. Северо-западное погружение этого поднятия находится в море к северу от Бузовнинской грязевой сопки и приблизительно в 3 км к востоку от мыса Амбуранского.

2. Крылья Мардакянского поднятия сложены апшеронскими известняками и глинами, акчагыльскими отложениями и породами верхнего отдела продуктивной толщи. В своде, по данным А. А. Камладзе (1947), складка размыта до отложений нижнего отдела продуктивной толщи, точнее до верхов надкирмакинской глинистой свиты.

3. По *выходам акчагыла на морском дне складка имеет в длину* 9, в ширину 4 км. Вытянута она в направлении с северо-запада на юго-восток. Ось складки протягивается под азимутом 120—160°, а за пределами *южного погружения плавно изменяет направление под азимутом* от 130 до 110°.

4. В границах закартированной площади Мардакянское морское поднятие вырисовывается в виде единой вытянутой брахиантиклинали с крутым юго-западным крылом и более пологим северо-восточным. При этом углы падения пластов увеличиваются к своду складки для юго-западного крыла от 12—13 до 35—40 и даже 45°, а для северо-восточного от 12—14 до 24—27°. В настоящий момент еще нет достаточно убедительных фактов, которые позволили бы установить в пределах Мардакянского морского поднятия наличие трех самостоятельных куполов, как это предполагал Д. В. Голубятников (1933).

5. Брахиантиклинальная складка осложнена тектоническими нарушениями сбросового характера. Одно из таких нарушений с амплитудой в 100 м протягивается в широтном направлении севернее Бузовнинской грязевой сопки, т. е. в пределах северо-западного погружения пластов. Юго-восточная периклиналь также осложнена большим количеством дизъюнктивных нарушений поперечного и продольного направлений.

6. *Мардакянское морское поднятие лежит на одной антиклинальной* линии с западным ответвлением структуры о. Артема (Южной складкой о. Артема). Смыкание структур происходит через седловину в районе *мыса Шоулан.*

По более ранним представлениям С. Я. Литвинова и А. Н. Корнева, Мардакянское морское поднятие располагается на одной оси с Калинской антиклиналью. Видимое смещение осевых линий складок Кала и Мардакяны объяснялось наличием между ними крупного сдвига в широтном направлении.

М. Ф. Мирчинк (1935), основываясь на геоморфологическом строении береговой полосы, высказал предположение, что «начиная от мыса Кегна (Кегня)—Бильгя и кончая Шаховой косой, вдоль берега протягивается самостоятельное от о. Артема антиклинальное поднятие» (стр. 34). В связи с этим он также предполагал, что Бильгя-Мардакянское поднятие продолжается на юго-восток независимо от структуры о. Артема вдоль берега Апшеронского полуострова вплоть до Шаховой косы. Эти взгляды возрождены в схеме Б. В. Григорьянца (1956).

В работе 1939 г. вышеизложенные представления М. Ф. Мирчинка претерпели изменения и он, вслед за другими авторами, поместил Мардакянское поднятие на одну антиклинальную линию со структурой о. Артема.

Таковы в самых общих чертах современные представления о геологическом строении района Мардакянского морского поднятия.

В 1951 г. Каспийская экспедиция провела аэрофотосъемочные работы, в процессе которых было заснято морское дно вдоль побережья от мыса Шоулана до мыса Амбуранского. Несмотря на неудачные условия съемки, аэроснимки позволили уточнить геологическую структуру данного участка.

На акватории к северу от Мардакянского пляжа и к востоку от береговой линии между мысом Амбуранским и сел. Бузовны хорошо изобразилась северо-западная периклиналь Мардакянского морского поднятия в виде ряда вытянутых овалов с пестрым рисунком фотоизображения (рис. 59). Такой рисунок, как нами установлено, характерен для низов балаханской свиты и среднего отдела. В самой сводовой части рисунок фотоизображения отличается однородным тоном, характерным для выходов на дне моря свит с преобладающим глинистым составом отложений. На основании этого мы предполагаем, что изобразившаяся северо-западная часть рассматриваемой брахиантиклинали сложена низами балаханской свиты и средним отделом, а свод — надкирмакинской глинистой свитой. Собранные с островов и морского дна образцы подтверждают правильность вышеизложенной интерпретации фотоизображения Мардакянского морского поднятия.

Четкое фотоизображение морского дна на этом участке позволило составить геологическую карту, на которой схематически выделены отдельные свиты продуктивной толщи.

Общая форма изобразившейся сводовой части Мардакянской брахиантиклинали отличается несколько асимметричным строением. Юго-западное крыло слабо вогнуто к своду, северо-восточное обращено выпуклой стороной к востоку, что подтверждает уже известный факт более крутого залегания пластов на юго-западном крыле по сравнению с северо-восточным.

Если судить по фотоизображению, северо-западное замыкание пластов балаханской свиты располагается в море на расстоянии 3—4 км от береговой линии (рис. 60).

Кроме сводовой части Мардакянской антиклинали, в пределах моря на аэроснимках хорошо изобразилась гряда апшеронских известняков, оконтуривающая юго-западное крыло этой структуры. Эта подводная гряда начинается от самого берега севернее сел. Бузовны. Она имеет правильную дугообразную форму, причем выпуклая ее часть обращена к побережью. Простирание апшеронских известняков здесь меняется

По более ранним представлениям С. Я. Литвинова и А. Н. Корнева, Мардакянское морское поднятие располагается на одной оси с Калинской антиклиналью. Видимое смещение осевых линий складок Кала и Мардакяны объяснялось наличием между ними крупного сдвига в широтном направлении.

М. Ф. Мирчинк (1935), основываясь на геоморфологическом строении береговой полосы, высказал предположение, что «начиная от мыса Кегна (Кегня)—Бильгя и кончая Шаховой косой, вдоль берега протягивается самостоятельное от о. Артема антиклинальное поднятие» (стр. 34). В связи с этим он также предполагал, что Бильгя-Мардакянское поднятие продолжается на юго-восток независимо от структуры о. Артема вдоль берега Апшеронского полуострова вплоть до Шаховой косы. Эти взгляды возрождены в схеме Б. В. Григорьянца (1956).

В работе 1939 г. вышеизложенные представления М. Ф. Мирчинка претерпели изменения и он, вслед за другими авторами, поместил Мардакянское поднятие на одну антиклинальную линию со структурой о. Артема.

Таковы в самых общих чертах современные представления о геологическом строении района Мардакянского морского поднятия.

В 1951 г. Каспийская экспедиция провела аэрофотосъемочные работы, в процессе которых было заснято морское дно вдоль побережья от мыса Шоулана до мыса Амбуранского. Несмотря на неудачные условия съемки, аэроснимки позволили уточнить геологическую структуру данного участка.

На акватории к северу от Мардакянского пляжа и к востоку от береговой линии между мысом Амбуранским и сел. Бузовны хорошо изобразилась северо-западная периклиналь Мардакянского морского поднятия в виде ряда вытянутых овалов с пестрым рисунком фотоизображения (рис. 59). Такой рисунок, как нами установлено, характерен для низов балаханской свиты и среднего отдела. В самой сводовой части рисунок фотоизображения отличается однородным тоном, характерным для выходов на дне моря свит с преобладающим глинистым составом отложений. На основании этого мы предполагаем, что изобразившаяся северо-западная часть рассматриваемой брахиантиклинали сложена низами балаханской свиты и средним отделом, а свод — надкирмакинской глинистой свитой. Собранные с островов и морского дна образцы подтверждают правильность вышеизложенной интерпретации фотоизображения Мардакянского морского поднятия.

Четкое фотоизображение морского дна на этом участке позволило составить геологическую карту, на которой схематически выделены отдельные свиты продуктивной толщи.

Общая форма изобразившейся сводовой части Мардакянской брахиантиклинали отличается несколько асимметричным строением. Юго-западное крыло слабо вогнуто к своду, северо-восточное обращено выпуклой стороной к востоку, что подтверждает уже известный факт более крутого залегания пластов на юго-западном крыле по сравнению с северо-восточным.

Если судить по фотоизображению, северо-западное замыкание пластов балаханской свиты располагается в море на расстоянии 3—4 км от береговой линии (рис. 60).

Кроме сводовой части Мардакянской антиклинали, в пределах моря на аэроснимках хорошо изобразилась гряда апшеронских известняков, оконтуривающая юго-западное крыло этой структуры. Эта подводная гряда начинается от самого берега севернее сел. Бузовны. Она имеет правильную дугообразную форму, причем выпуклая ее часть обращена к побережью. Простирание апшеронских известняков здесь меняется

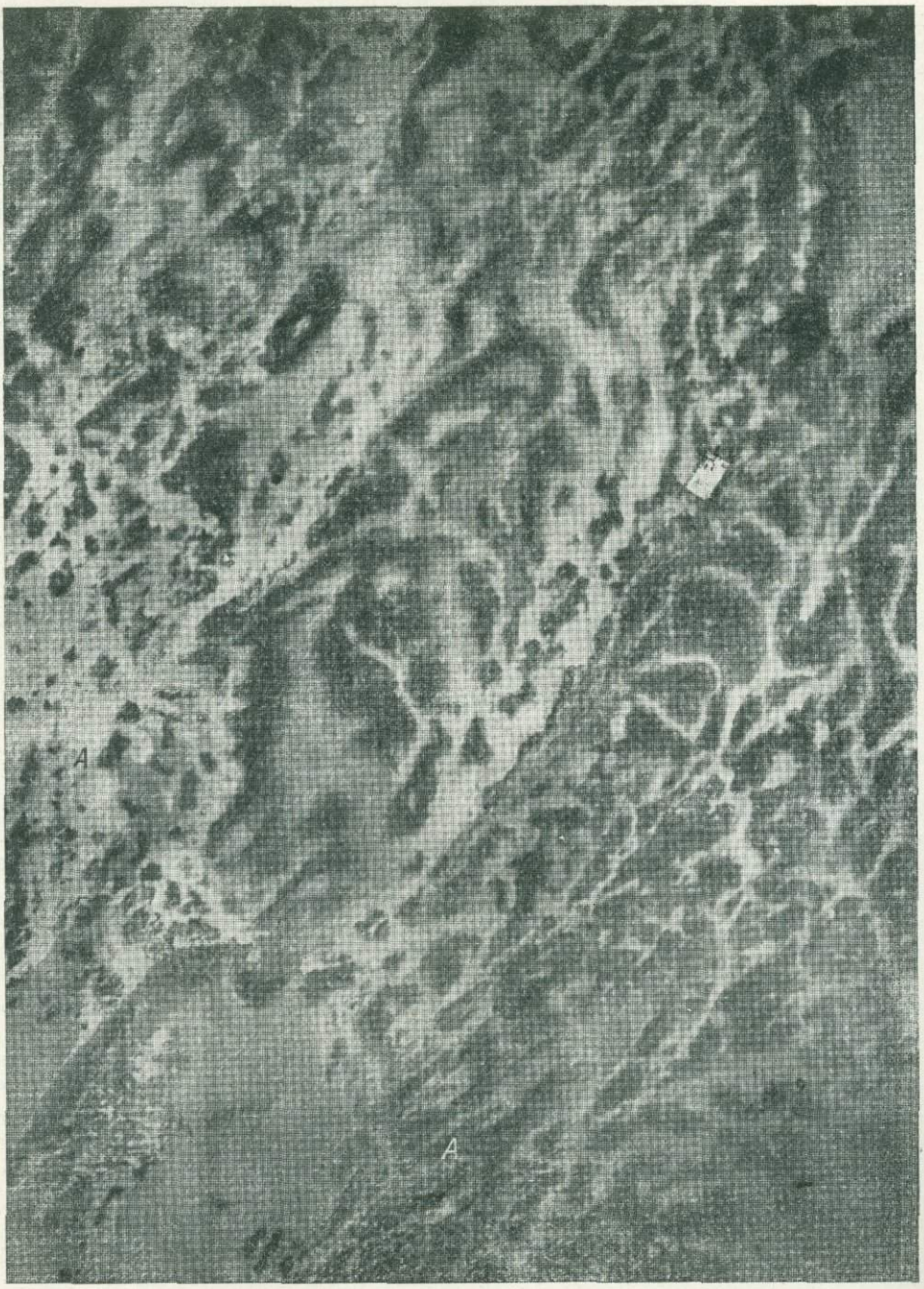


Рис. 59. Аэроснимок свода Мардакянского поднятия. Хорошо виден поперечный разлом (*А—А*). М. 1 : 5000.

с северо-западного (в ее южной части) до северного (в северной). В районе дома отдыха Загульба гряда находится от берега на расстоянии 0.5 км, а у мыса Амбуранского — 1.7 км. Таким образом, юго-западное крыло Мардакянской складки четко очерчивается апшеронскими известняками. Можно допустить, что данная гряда на юго-востоке переходит в отмечен-

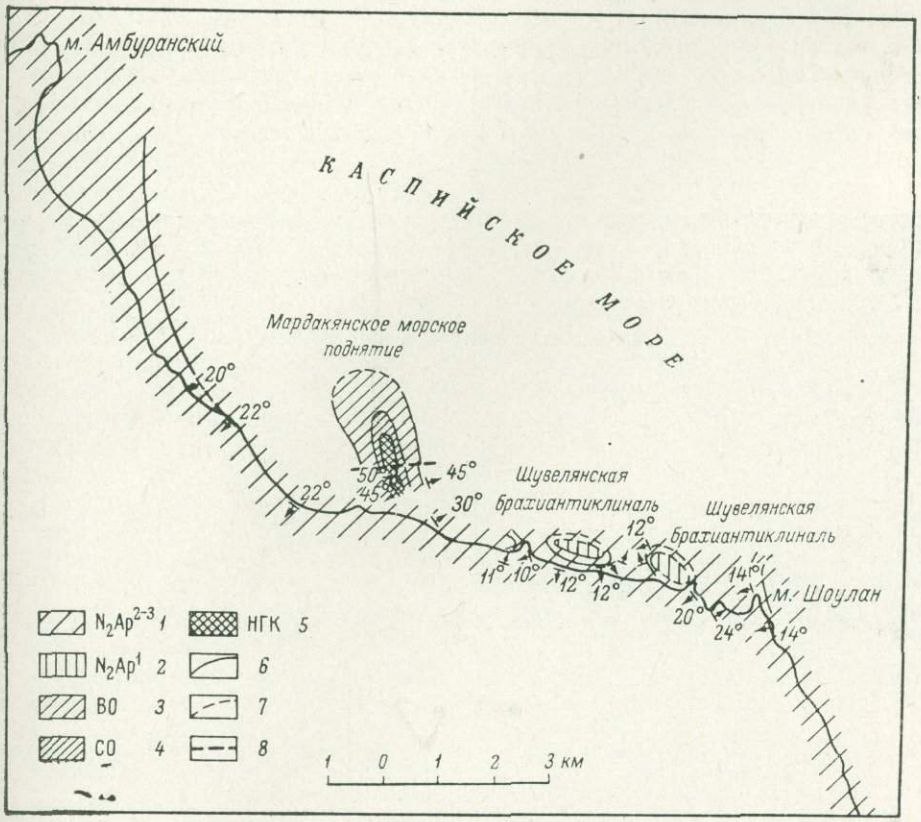


Рис. 60. Схематическая геологическая карта подводного склона, примыкающего к Мардакянскому побережью.

1 — верхний и средний отделы апшеронского яруса; *2* — нижний отдел апшеронского яруса; *3* — верхний отдел продуктивной толщи; *4* — средний отдел продуктивной толщи; *5* — надкирмакинская глинистая свита нижнего отдела продуктивной толщи; *6* — границы между свитами, наблюдаемые на аэроснимках; *7* — предполагаемые границы между свитами; *8* — линия разлома.

ные выше гряды, оконтуривающие юго-восточную периклиналь структуры в пределах суши.

Из вышесказанного следует, что анализ аэрофотоматериалов в основном подтверждает последние представления о геологическом строении данного участка за исключением положения северо-западной периклинали поднятия. Последняя по балаханской свите находится значительно южнее Бузовнинской сопки. Кроме того, в 700—750 м от берега выявлен поперечный разлом, который носит характер сдвига, так как по обе стороны от него раствор крыльев не изменился. Если бы различные блоки испытали вертикальное перемещение относительно друг друга, то неизбежно раствор крыльев в приподнятом и опущенном блоках был бы разный.

Следует обратить внимание на то, что высказанное И. И. Потаповым (1954б) предположение о наличии продольного нарушения, проходящего

почти по оси Мардакянского морского поднятия, к которому на севере приурочен грязевой вулкан Бузовнинская сопка, по данным анализа материалов аэрофотосъемки не подтвердилось. При наличии такого нарушения хорошо изобразившиеся пласты продуктивной толщи должны были бы по обе стороны нарушения испытать относительное смещение, что отразилось бы на фотоизображении. Однако такого смещения на аэроснимках установить не удалось.

К востоку от Мардакянской морской структуры на аэроснимках получено также достаточно четкое изображение прибрежной части морского дна. Анализ его дает возможность наметить до мыса Шоулан две небольшие антиклинальные структуры, разделенные синклиналями (рис. 60, 61, 62).

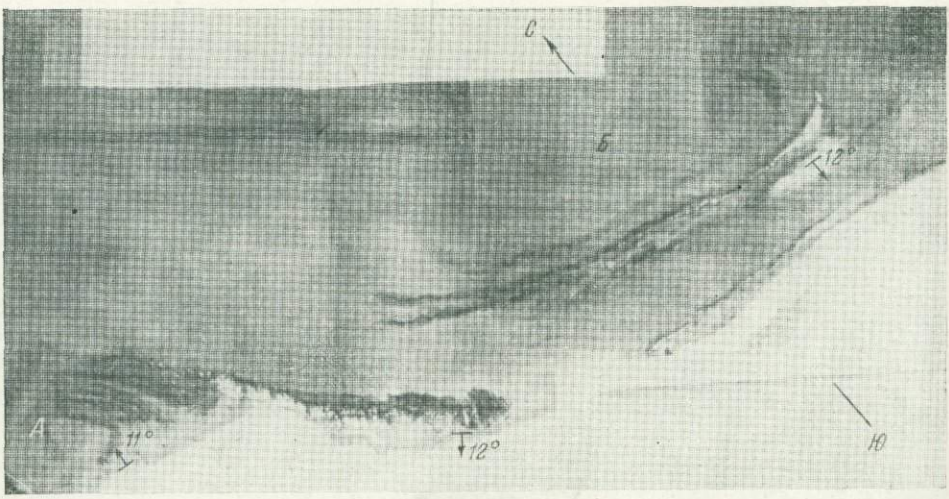


Рис. 61. Репродукция фотосхемы района Мардакянского пляжа. Хорошо изобразилась центриклиналь синклинали (*А*) и Шувелянская морская складка (*Б*). М. 1 : 26 700.

У самого берега к востоку от меридиана 50° 10′ в море вдается безымянный мыс, от которого далее к северо-западу идет подводная гряда. Как мыс, так и гряда сложены апшеронскими известняками. Пласты известняков, довольно круто изгибаясь, образуют замыкание (рис. 60, 61). Измерение элементов залегания пластов показало, что азимуты падения изменяются в пределах от ЮЗ 240° до СВ 30° при углах падения в 10—11°, *причем падение направлено к центру. Это доказывает*, что в данном случае мы имеем дело с центриклиналью. Ось синклинали протягивается под азимутом 100—110°, т. е. почти с запада на восток. Восточное замыкание пластов описываемой синклинали располагается всего в 2 км к востоку от оси собственно Мардакянского поднятия.

Непосредственно восточнее описанной синклинали, тоже около берега, апшеронские известняки оконтуривают *четко изобразившуюся небольшую* брахиантиклинальную структуру, которую мы предлагаем назвать Шувелянской по ее положению к северу от сел. Шувеляны (рис. 60, 61).

Очертания береговой линии в данном месте полностью совпадают с простиранием пород. Измерения элементов залегания пластов на побережье и на островах подтверждают антиклинальный харатекр Шувелянской

Рис. 62. Аэроснимок центриклинального перегиба пластов синклинали, расположенной в море (*А*). В левой части снимка видна восточная периклиналь Шувелянской складки (*Б*), в правой под изображением бликов намечается западная часть южного крыла Шоуланской складки (*В*). М. 1 : 10 000.

складки. Ось этой небольшой брахиантиклинали простирается под азимутом 105°. По апшеронским известнякам складка имеет длину 1.5 км при ширине 0.75 км. Внешние грядки сложены среднеапшеронскими известняками, поэтому нужно полагать, что в сводовой части Шувелянской брахиантиклинали залегают нижнеапшеронские глины, хотя эта часть складки осталась неисследованной.

Несколько восточнее, в 0.75 км имеется новое небольшое брахиантиклинальное поднятие, отделенное от предыдущего небольшой синклиналью (рис. 60, 62). Это поднятие нами названо Шоуланским. Южное крыло его оконтуривается подводными грядами известняков апшеронского возраста, образующими в плане выпуклую к юго-западу дугу. В западной части эти гряды поворачивают на северо-запад, намечая северо-западную периклиналь структуры. Юго-восточная периклиналь ее очерчивается пластами известняков, образующих береговую линию с выступающим в северо-восточном направлении мысом. Учитывая это, были определены размеры данной структуры. Она имеет длину около 1 км при ширине в 0.5—0.6 км. Ось Шоуланской складки простирается под азимутом в 100°.

Между Шувелянской и Шоуланской брахиантиклиналями четко намечается мульда, которая на аэроснимках изобразилась в виде замыкающихся в юго-восточном направлении пластов апшеронских известняков (рис. 62), образующих ее юго-восточную центриклиналь. Произведенные на небольшом островке замеры падения пластов показали, что азимут падения меняется от ССВ 20°, ЗСЗ 300° и до З 265°. Судя по очертаниям гряд, ось мульды простирается под азимутом 120°.

Таким образом, здесь намечается кулисообразное расположение двух небольших брахиантиклиналей.

К востоку от описываемого района, если судить по элементам залегания пород, располагается еще одна небольшая синклиналь, отделяющая описанные структуры от Артемовского поднятия. На мысе Шоулан пласты апшеронских известняков образуют восточное крыло этой синклинали. Они всюду имеют четко выраженное падение под азимутом ЗЮЗ 250° с углами от 10 до 14°.

В 120 м к востоку от мыса Шоулан в северо-западной части Апшеронского пролива на аэроснимках хорошо видны подводные гряды, простирающиеся параллельно берегу. Эти гряды поворачивают на север, очевидно, намечая этим северо-западное замыкание Южной складки о. Артема или более мелкого поднятия в западной части Апшеронского пролива.

Таким образом, анализ аэроснимков позволяет установить, что между собственно Мардакянским морским поднятием и северо-западной периклиналью Южной складкой о. Артема вдоль северного побережья Апшеронского полуострова имеются две небольшие брахиантиклинальные структуры — Шувелянская и Шоуланская. Простирание осей этих структур колеблется в пределах 100—105°, т. е. они располагаются почти в широтном направлении. В то же время простирание оси собственно Мардакянского морского поднятия, в пределах изобразившихся участков, изменяется от южного до юго-восточного.

Следовательно, анализ аэроснимков, дополненный измерениями элементов залегания пород, устанавливает, что если считать собственно Мардакянское морское поднятие лежащим на одной антиклинальной линии с Южной складкой о. Артема, то эта антиклинальная линия в северо-восточной части полуострова на протяжении всего 9—10 км образует два резко выраженных коленообразных изгиба почти под прямым углом. Первый из них располагается в районе Мардакянско-Бузовнинского пляжа и Шувелянской складки, где простирание антиклинальной линии изме-

няется почти на восточное. Второй изгиб констатируется в районе мыса Шоулан, где широтное простирание оси Шоуланской складки снова сменяется юго-восточным, наблюдаемым уже в пределах Южной складки о. Артема.

Очевидно, правильнее считать, что антиклинальная линия, на которой лежит Мардакянское поднятие, продолжается к Калинской складке, а синклиналь между этой линией и антиклинальной линией о. Артема осложняется мелкими складками, иногда ориентированными широтно, как например Шоуланская и Шувелянская складки.

Акватория у острова Камни Два Брата, банок Апшеронской, Цюрупы, Андриевского и складки 40-летия Азербайджана

Остров Камни Два Брата, а также банки Апшеронская, Цюрупы и Андриевского приурочены к антиклинальным складкам тех же названий, расположенным на подводном склоне, примыкающем к северному побережью Апшеронского полуострова. Складка «40-летия Азербайджана» в рельефе морского дна не выражена.

Складка Камни Два Брата находится напротив сел. Пиршаги, в 20 км от берега. Она удалена на 24 км к северо-западу от мыса Амбуранского и на 20—25 км от банки Апшеронской. Над поверхностью воды здесь выступают две короткие грядки, разделенные проливом и носящие название Камни Два Брата.

Не считая упоминаний о Двух Камнях С. К. Квитка (1896), первые геологические исследования этой складки были выполнены В. Ф. Соловьевым (1948ф). Он установил, что Камни Два Брата образованы преимущественно кварцевыми песчаниками, слагающими юго-западное крыло антиклинальной структуры, ось которой проходит в море северо-восточнее этого острова. В. Ф. Соловьев (1951ф) отмечает, что складка находится на продолжении Тенгинско-Бешбармакского антиклинория. Представления этого автора о наличии здесь складки впоследствии были подтверждены сейсморазведочными работами и картировочным бурением. Было установлено, что свод складки сложен отложениями продуктивной толщи, а крылья акчагылом и апшероном. Учитывая, что Камни Два Брата, расположенные на юго-западном крыле складки, сложены средним отделом продуктивной толщи, предполагается, что в ее своде обнажаются отложения нижнего отдела. Складка слегка асимметрична: юго-западное крыло круче (20—25°) северо-восточного (10—12°). По юго-западному крылу ее проходит нарушение, вдоль которого отмечается крутое залегание пород с углом 65—75°. Складка вытянута с северо-запада на юго-восток. По данным сейсморазведочных работ, юго-восточная периклиналь ее расширяется и раздваивается на два антиклинальных перегиба.

По данным гравиметрических исследований, к площади этой складки приурочен относительный гравиметрический максимум, свидетельствующий о приближении к поверхности мезозойского ядра.

Складка Апшеронской банки расположена в 20 км к северу от мыса Амбуранского и в 25 км к северо-западу от о. Артема.

В 1939 г. М. Ф. Мирчинк, анализируя тектонику Юго-Восточного Кавказа, выделил банку Апшеронскую как самостоятельную тектоническую единицу, лежащую на антиклинальной линии — банка Апшеронская—банка Андриевского—Нефтяные Камни.

Первое краткое геологическое описание банки Апшеронской было дано В. Ф. Соловьевым (1948ф), который при водолазных работах в северной

няется почти на восточное. Второй изгиб констатируется в районе мыса Шоулан, где широтное простирание оси Шоуланской складки снова сменяется юго-восточным, наблюдаемым уже в пределах Южной складки о. Артема.

Очевидно, правильнее считать, что антиклинальная линия, на которой лежит Мардакянское поднятие, продолжается к Калинской складке, а синклиналь между этой линией и антиклинальной линией о. Артема *осложняется мелкими складками, иногда ориентированными широтно*, как например Шоуланская и Шувелянская складки.

Акватория у острова Камни Два Брата, банок Апшеронской, Цюрупы, Андриевского и складки 40-летия Азербайджана

Остров Камни Два Брата, а также банки Апшеронская, Цюрупы и Андриевского приурочены к антиклинальным складкам тех же названий, расположенным на подводном склоне, примыкающем к северному побережью *Апшеронского полуострова*. *Складка «40-летия Азербайджана»* в рельефе морского дна не выражена.

Складка Камни Два Брата находится напротив сел. Пиршаги, в 20 км от берега. Она удалена на 24 км к северо-западу от мыса Амбуранского и на 20—25 км от банки Апшеронской. Над поверхностью *воды здесь выступают две короткие грядки, разделенные проливом и носящие* название Камни Два Брата.

Не считая упоминаний о Двух Камнях С. К. Квитка (1896), первые геологические исследования этой складки были выполнены В. Ф. Соловьевым (1948ф). Он установил, что Камни Два Брата образованы преимущественно кварцевыми песчаниками, слагающими юго-западное крыло антиклинальной структуры, ось которой проходит в море северо-восточнее этого острова. В. Ф. Соловьев (1951ф) отмечает, что складка находится *на продолжении Тенгинско-Бешбармакского антиклинория*. Представления этого автора о наличии здесь складки впоследствии были подтверждены сейсморазведочными работами и картировочным бурением. Было установлено, что свод складки сложен отложениями продуктивной толщи, а крылья акчагылом и апшероном. Учитывая, что Камни Два Брата, расположенные на юго-западном крыле складки, сложены средним отделом продуктивной толщи, предполагается, что в ее своде обнажаются отложения нижнего отдела. Складка слегка асимметрична: *юго-западное крыло* круче (20—25°) *северо-восточного* (10—12°). По юго-западному крылу ее проходит нарушение, вдоль которого отмечается крутое залегание пород с углом 65—75°. Складка вытянута с северо-запада на юго-восток. По данным сейсморазведочных работ, юго-восточная периклиналь ее расширяется и раздваивается на два антиклинальных перегиба.

По данным гравиметрических исследований, к площади этой складки приурочен относительный гравиметрический максимум, свидетельствующий о приближении к поверхности мезозойского ядра.

Складка Апшеронской банки расположена в 20 км к северу от мыса Амбуранского и в 25 км к северо-западу от о. Артема.

В 1939 г. М. Ф. Мирчинк, анализируя тектонику Юго-Восточного Кавказа, выделил банку Апшеронскую как самостоятельную тектоническую единицу, лежащую на антиклинальной линии — банка Апшеронская—банка Андриевского—Нефтяные Камни.

Первое краткое геологическое описание банки Апшеронской было дано В. Ф. Соловьевым (1948ф), который при водолазных работах в северной

и северо-восточной частях банки в трех пунктах обнаружил выходы песчаников продуктивной толщи. На основании собранных материалов он предложил два варианта интерпретации геологического строения данной акватории. По одному варианту банка Апшеронская приурочена к самостоятельной брахиантиклинальной структуре; по другому — она располагается в пределах большой складки, объединяющей эту банку и банку Цюрупы. В. Ф. Соловьев по ряду соображений считал первый вариант более вероятным, что впоследствии нашло подтверждение в данных глубокого и мелкого картировочного бурения, а также в сейсморазведочных работах.

Согласно этим работам, складка банки Апшеронской представляет крупное поднятие северо-запад—юго-восточного направления с более крутым северо-восточным (40—50°) и с пологим юго-западным (10—15°) крыльями. Буровая скважина, заложенная в своде складки, прошла по продуктивной толще всего 213 м, вскрыв отложения от среднего отдела до кирмакинской свиты. Ниже, после эрозионного контакта, она вскрыла отложения диатомовой свиты, по которым прошла 420 м и затем, пройдя зону перемятых пород, вошла в майкопские отложения, не обнаружив породы чокракско-спириалисового горизонта. Скважина закончена в коунских отложениях, при забое в 668 м. В разрезе, вскрытом скважиной, расположенной в 3 км юго-западнее, мощность продуктивной толщи значительно увеличилась за счет появления подкирмакинской свиты и нижней части кирмакинской. Кроме того, продуктивная толща залегает здесь на понтических отложениях. Промежуточная скважина между этими структурно-поисковыми скважинами вскрыла сокращенной мощности кирмакинскую свиту и подкирмакинскую, в нижней части состоящую из грубозернистых песков и песчаников, являющихся здесь базальным слоем продуктивной толщи. По контакту продуктивной толщи с диатомовой свитой отмечена эрозионная брекчия. Таким образом, к своду складки банки Апшеронской происходит выклинивание понта, подкирмакинской и нижней части кирмакинской свит.

Эти данные представляют значительный интерес, поскольку они отмечают границу выклинивания подкирмакинской свиты. Кроме того, грубозернистый состав несортированных отложений истолковывается как указатель близости береговой линии времени подкирмакинского бассейна. Исходя из этих данных, можно считать, что вся северная часть Апшеронской складки, вероятно, оставалась сушей до середины времени отложения кирмакинской свиты, поскольку низы этой свиты на своде складки отсутствуют. Подкирмакинские отложения обнаружены только на юго-восточной периклинали складки банки Апшеронской.

По аэрофотоизображению морского дна в районе банки Апшеронской (рис. 63) можно отбить выходы коренных пород от современных отложений, а также проследить общее простирание складки. Коренные породы характеризуются пестрым рисунком, обусловленным, как и в других местах подводного склона, наличием водорослей и щеток *Mytilaster lineatus* (Gmel.) на выходах скальных пород. Современные отложения, представленные чистыми оолитовыми и оолитово-ракушечными песками, образуют подводные валы, отчетливо изображающиеся на аэроснимках. Мощность рыхлых отложений колеблется от 0 до 27 м.

По новым сейсморазведочным материалам шарнир складки ундулирует с образованием трех поднятий.

Складка банки Цюрупы располагается южнее Апшеронской банки и удалена к северо-востоку от мыса Амбуранского на 12 км. Как и остальные складки акватории к северу от Апшеронского полуострова, она впервые обследована В. Ф. Соловьевым (1948ф, 1951ф), который обнаружил здесь выходы песчаников продуктивной толщи.

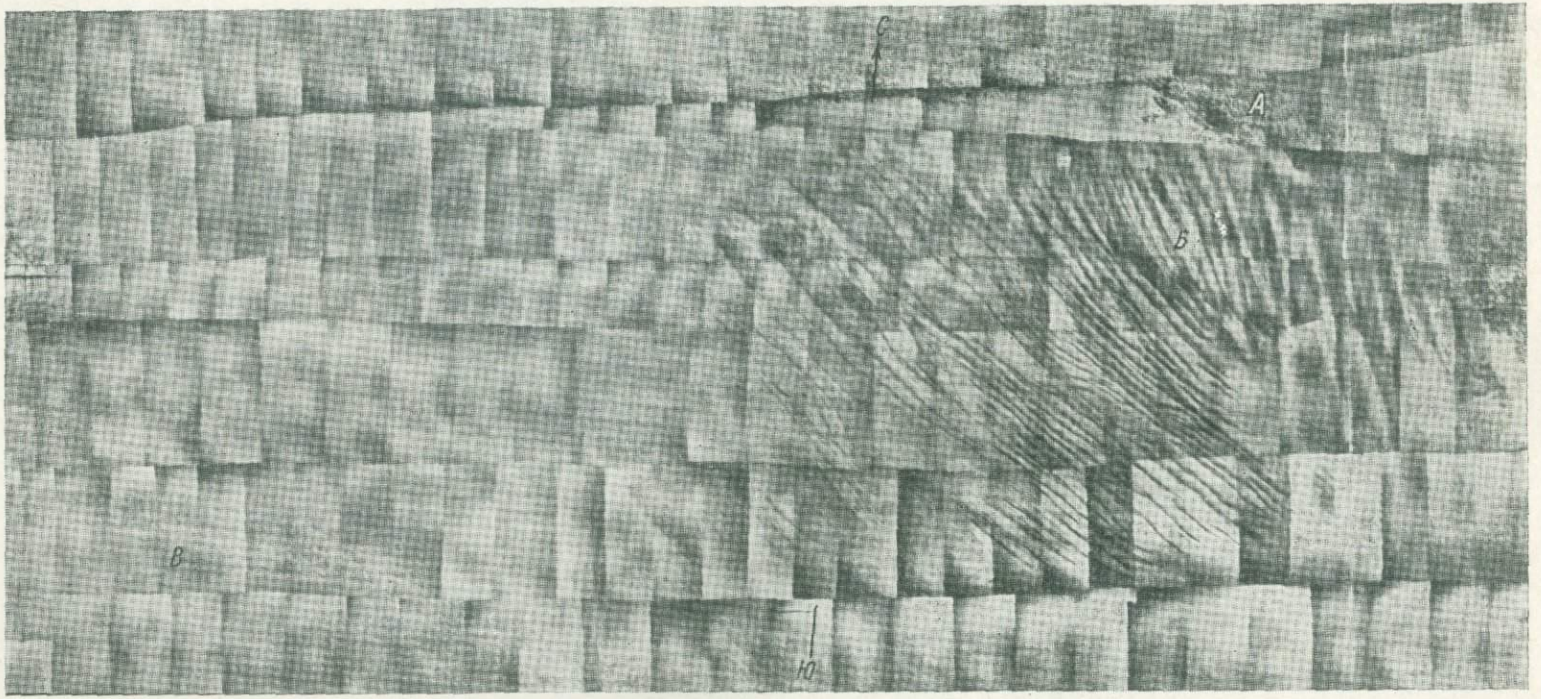


Рис. 63. Репродукция фотосхемы банок Апшеронской (верхний правый угол) и Цюрупы (левый нижний угол). На площади банки Апшеронской легко читаются выходы коренных пород (пестрый рисунок — *А*) и оолитово-ракушечные грунты, образующие систему четко выраженных валов (*Б*). На банке Цюрупы видно простирание пластов продуктивной толщи (*В*). М. 1 : 80 400.

Сейсморазведочные работы подтвердили предположение В. Ф. Соловьева, что банка приурочена к самостоятельному поднятию, отделенному от Апшеронской брахиантиклинали неглубоким прогибом, сложенным, как и обе складки, продуктивной толщей. По данным картировочных скважин, акчагыльские отложения вдаются в этот прогиб только в виде неглубоких заливов, по существу оконтуривая одновременно крылья складок Цюрупы и Апшеронской. Глубоким бурением на банке Цюрупы под продуктивной толщей непосредственно обнаружена юнусдагская свита верхнего мела (сантон—нижний кампан).

На аэроснимках банки Цюрупы сравнительно четко изобразились пласты продуктивной толщи, очерчивающие юго-восточную периклиналь

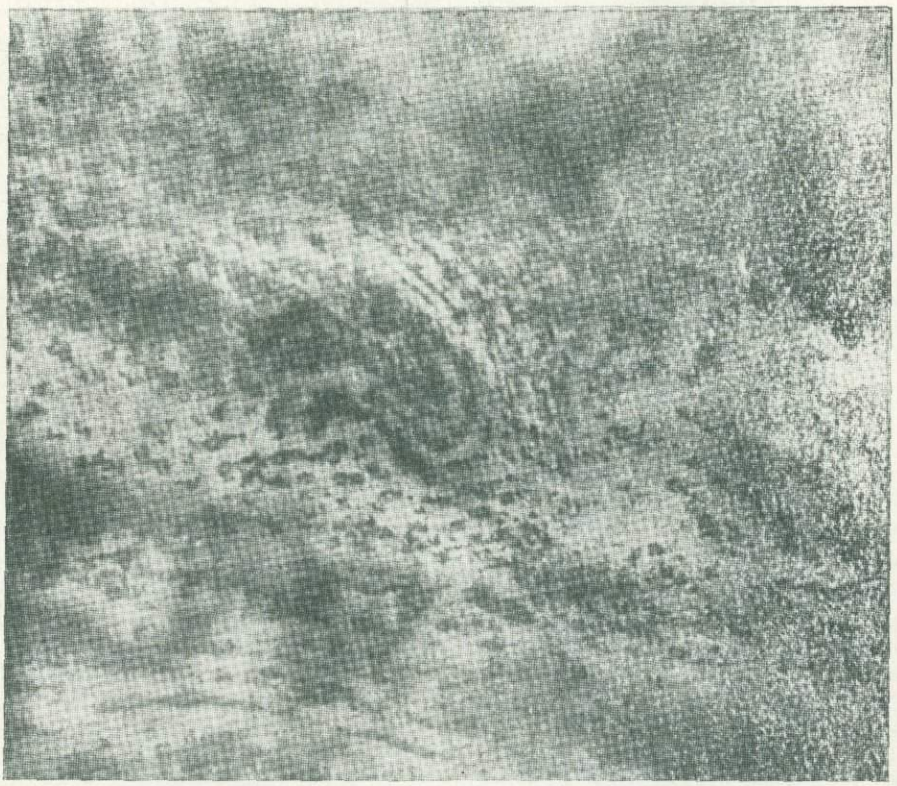


Рис. 64. Аэроснимок периклинали складки банки Цюрупы. М. 1 : 11 100.

и оба крыла складки (рис. 64). Анализ фотоизображения позволяет установить, что в юго-восточной части складка осложнена длинным структурным носом (рис. 65), протягивающимся на 2.5—3 км, при ширине изобразившейся части в 1 км.

Приуроченность к складкам банок Апшеронской и Цурюпы относительного гравитационного максимума указывает на приближение более плотных мезозойских пород к поверхности, что подтверждено наличием под продуктивной толщей на банке Цюрупы меловых пород. Это свидетельствует об унаследованном развитии указанных складок с мезозоя. Увеличение углов падения в продуктивной толще с глубиной доказывает, что унаследованный рост складок продолжается и в плиоцене. Отсутствие четвертичных отложений, а местами и наиболее молодых современных

осадков и выраженность складок в рельефе дна являются доказательством того, что рост складок происходит и в наши дни, т. е. имеет место конседиментационная складчатость.

К югу от складки Камни Два Брата и к юго-западу от складки банки Цюрупы дно образовано обширной Амбуранской синклиналью, имеющей почти правильную чашеобразную форму. Крылья синклинали сложены апшеронскими известняками, образующими концентрическую цепь скалистых банок (банка Балахнина и ряд безымянных банок), подходящих к берегу у мысов Калагя и Амбуранского. Центральные части мульды выполнены древнекаспийскими отложениями, перекрытыми маломощным слоем современных илистых образований. В пределах полуострова эта синклиналь с юга ограничена восточным ответвлением Фатьмаи-Зых-

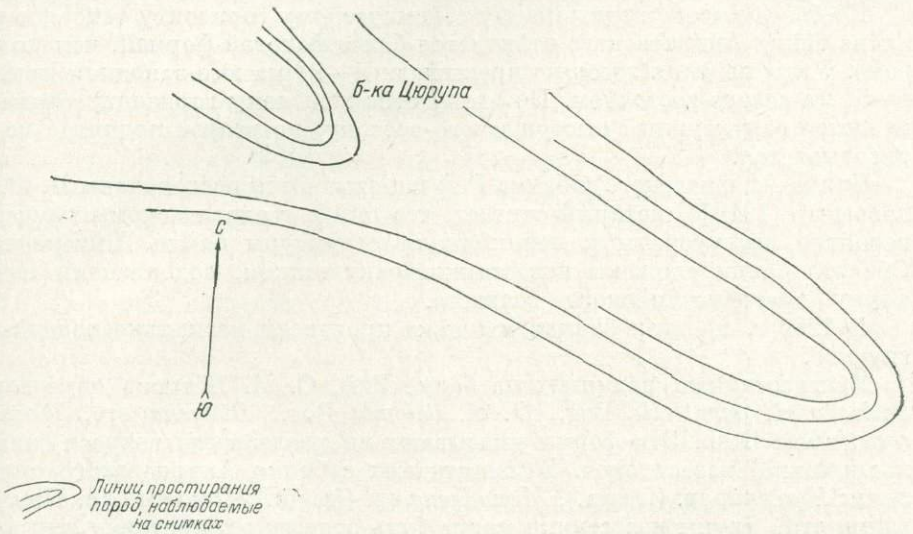


Рис. 65. Схема строения банки Цюрупы. М. 1 : 33 300.

ской—Кюрдаханы-Бузовнинской антиклинальной зоны, простирающейся широтно. Юго-восточнее Амбуранской мульды располагается Мардакянское морское поднятие. К востоку от последнего находится обширная, несколько вытянутая в меридиональном направлении синклиналь банки Опасной, сложенная в основном апшеронскими отложениями, перекрытыми маломощным покровом современных образований. Эта синклиналь отделяет от Мардакянского морского поднятия складку банки Дарвина. С юга она ограничена небольшими складками Шоуланской и Шувелянской, простирающимися, как уже указывалось, почти в широтном направлении.

Складка банки Андриевского, расположенная в нескольких километрах к северо-востоку от банки того же названия, изучена только сейсморазведочными работами. Для этого района составлены две структурные схемы по разным сейсмическим горизонтам.

Наиболее повышенная часть поднятия очерчивается по отложениям подкирмакинской свиты изолинией 2800 м, по породам сабучинской свиты—1400 м.

Северо-западная периклиналь складки банки Андриевского на структурной схеме по этому горизонту почти не проявляется. Изолинии, очерчивающие складку банки Апшеронской, к востоку постепенно

принимают меридиональное простирание и отражают довольно крутое падение слоев в восточном направлении, достигающее 12—13°. Затем наблюдается некоторое выполаживание слоев и изгибание изолиний, обрисовывающих структурный выступ, на продолжении которого обособляется складка банки Андриевского с отчетливо очерченной юго-восточной периклиналью. К северу поднятие постепенно переходит в моноклиналь с падением слоев к северо-востоку.

Восточнее намечается второе очень пологое поднятие или структурная терраса сводового типа с пологим падением (3—4°). Последнюю структуру рассматривают как осложнение на северо-восточном крыле основного поднятия банки Андриевского. К юго-востоку от этого поднятия на протяжении 15 км наблюдается структурный выступ с углами падения от 1—2 до 4—5°.

По более высокому условному сейсмическому горизонту основное поднятие банки Андриевского отличается более пологой формой, чем на глубине. Углы падения здесь не превышают 1—2° на юго-западном крыле и 4—5° на северо-восточном. По этому сейсмическому горизонту также отмечается структурный выступ к юго-востоку, но второе поднятие не вырисовывается.

Банка Андриевского и банка Риф впервые были исследованы В. Ф. Соловьевым (1948ф), который считает, что они в геологическом отношении, вероятно, приурочены к периклинали структуры банки Апшеронской. Обе эти банки сложены известняком-ракушняком, содержащим микрофауну древнекаспийского возраста.

В 1959 г. на этих банках мы тоже произвели несколько водолазных спусков.

В известняках, поднятых на банке Риф, О. И. Петрова определила: *Didacna* cf. *parallella* Bog., *D.* cf. *delenda* Bog., *Didacna* sp., *Dreissena rostriformis* Desh. Эти формы указывают на хвалынский возраст (нижнехвалынский) известняков. В известняках с банки Андриевского определены: *Hyrcania* sp. (fragm.), *Monodacna* sp. (fragm.), *Dreissena* sp. На основании этой фауны известняки могут быть отнесены к среднему или верхнему апшерону.

Структурное положение банок остается неясным. Не исключена возможность, что породы их слагающие принимают участие в строении северо-западной части поднятия банки Андриевского.

Складка «40-летия Азербайджана» обнаружена сейсморазведочными работами (Григорян, 1960ф). Она лежит на продолжении складки банки Андриевского. Вытянута с северо-запада на юго-восток на протяжении 34 км. Углы падения пород 3—4°. К северо-востоку от свода падение выполаживается. На востоке складка сопрягается с морской частью Карабогазского свода, принадлежащего уже к эпигерцинской платформе.

Акватория у о. Артема, Гюргянского морского поднятия и банки Дарвина

Выходы нефти, углеводородных газов и кира, минеральные источники и грязевые сопки, имеющиеся на о. Артема, давно привлекали внимание исследователей. Первые известия о наличии на острове нефти встречаются еще у Марко-Поло (XIII в.), а затем у английского путешественника XVIII в. Ганвея (Hanvay).

Сведения о геологическом строении острова имеются уже в первой половине XIX в., а в 1904 г. здесь была начата промышленная добыча нефти. Первая детальная геологическая карта, не потерявшая значения и до настоящего времени, составлена Д. В. Голубятниковым в 1908 г.

Картировочное, разведочное и эксплуатационное бурение, проведенное в основном после Великой Октябрьской социалистической революции как в пределах самого острова, так и на прилегающих к нему участках морского дна, значительно уточнило особенности геологического строения этого важного в промышленном отношении района.

В результате всех этих работ сложились следующие представления о геологии о. Артема и прилегающих к нему площадей.

Остров Артема в основном сложен породами продуктивной толщи, образующими две антиклинальные складки, которые в северной части острова разделены синклиналью (гемисинклиналью). Породы продуктивной толщи перекрыты с резким угловым несогласием древнекаспийскими и каспийскими террасовыми отложениями.

Одна из этих складок, протягивающаяся через весь остров, получила название Южной складки о. Артема. Она начинается северо-западнее о. Артема, почти от мыса Шоулан, и заканчивается юго-юго-восточнее мыса Гюргяны, где-то в районе о. Бакланий Камень.

Вторая складка — Северная — занимает крайнюю северо-восточную часть о. Артема и простирается далеко в море к северо-северо-западу от острова. Эта Северная складка о. Артема является ответвлением Южной. Поэтому синклинальный прогиб, разделяющий эти складки, имеет клинообразную, суживающуюся к югу форму. Северная складка еще недавно протягивалась далеко на север, включая и площадь банки Дарвина.

До настоящего времени далеким погружением южной складки о. Артема считают так называемое Гюргянское морское поднятие.

Южная складка о. Артема

Дешифрирование аэроснимков этого участка, дополненное аэровизуальными наблюдениями, позволило сделать выводы об основных особенностях строения Южной складки о. Артема в пределах морского дна. Для суши мы воспользовались геологическими картами, составленными Д. В. Голубятниковым (1908) и трестом «Азнефтеразведка». Подводные объекты были в некоторых пунктах прослежены до береговой черты острова.

Незначительное развитие на акватории, примыкающей к о. Артема, современных морских осадков определило хорошее изображение пород продуктивной толщи на аэроснимках (рис. 66).

На основе выполненных нами работ установлено, что Южная складка о. Артема осложнена двумя антиклинальными складками второго порядка: северо-западной и юго-восточной.

Северо-западная складка располагается в основном на территории острова. Ее сводовая часть сложена породами кирмакинской свиты, а юго-западное крыло — породами нижнего, среднего и верхнего отделов продуктивной толщи. Местами же в ядре имеются выходы подкирмакинских отложений.

Юго-восточная периклиналь северо-западной складки располагается в море в пределах залива.

Прослеживая с самолета пласты коренных пород на дне залива, можно убедиться, что они переходят непосредственно в кирмакинские отложения, закартированные на о. Артема нашими предшественниками.

Юго-восточная антиклиналь второго порядка Южной складки о. Артема изобразилась с достаточной полнотой на аэроснимках морского дна (рис. 66, 67—68). В пределах ее заложена буровая скважина № 17.

При дешифрировании один из очень хорошо изобразившихся пластов этой антиклинали был прослежен до берега о. Артема. В пределах данного

пласта имеется несколько небольших островков, сложенных песчаниками, макроскопически похожими на отложения среднего отдела (СО). Фоторисунок этого пласта при прослеживании до побережья о. Артема переходит в контуры, показанные на геологической карте, составленной А. Л. Путкарадзе, средним отделом. Эти факты позволяют наметить на морском дне контуры площади распространения среднего отдела в пределах юго-восточной антиклинали второго порядка Южной складки о. Артема. Фоторисунок среднего отдела можно принять за маркирующий.

Рис. 66. Фотоизображение юго-восточной периклинали Южной складки о. Артема, сложенной отложениями от кирмакинской до сураханской свиты. М. 1 : 40 000.

В соответствии с этим рисунок последующего комплекса пород, расположенного ближе к своду, должен отвечать распространению надкирмакинской глинистой толщи (НКГ), что также подтверждается характером его фотоизображения. Пачка пород, лежащая еще ближе к своду, характеризуется типичным фотоизображением надкирмакинской песчаной свиты (НКП). Наконец, по характеру рисунка и стратиграфическому положению в сводовой части этой складки второго порядка нами показаны отложения кирмакинской свиты (КС).

По устным сообщениям А. К. Алиева и А. Л. Путкарадзе, скважина № 17, заложенная в сводовой части юго-восточной антиклинали, по данным каротажа, вошла с поверхности в кирмакинскую свиту. Здесь же при водолазных спусках нами поднят образец сильно глинистого тонкозернистого, уплотненного песка темно-серого цвета, внешне весьма напоминающего кирмакинские отложения.

На аэроснимках хорошо изобразилось ядро этой антиклинали, очерченное пластами в виде эллипса, срезанного на северо-востоке линией тектонического нарушения (рис. 67—68).

Прослеживая по фотоизображению надкирмакинскую песчаную свиту к северо-западу, можно видеть, что она северо-западнее ядра юго-восточной антиклинали второго порядка поворачивает на север, а затем снова на северо-запад, образуя выпуклую на северо-восток дугу, т. е. пережим между северо-западной и юго-восточной антиклиналями второго порядка Южной складки о. Артема. В месте пережима видимая мощность надкирмакинской песчаной свиты сильно увеличивается, что связано с выполаживанием углов падения. Надкирмакинская песчаная свита не замыкается вокруг ядра юго-восточной антиклинали, на основании чего можно считать, что в районе погружения шарнира между этими антиклинальными складками второго порядка всюду выходят кирмакинские отложения, простирающиеся с северо-запада на юго-восток.

Для свит более молодых, чем надкирмакинская песчаная свита, такого значительного поворота сначала на север, а затем на северо-запад не наблюдается.

Как уже указывалось выше, для свит продуктивной толщи моложе среднего отдела смена фоторисунков происходит постепенно и далеко не всегда по фотоизображению можно отбить границы между ними. Однако для геологического картирования морского дна, несомненно, представляет большой интерес подразделение этих свит, хотя бы грубое, что и было

Рис. 67—68. Аэроснимок юго-восточного куполовидного осложнения Южной складки о. Артема, сложенного отложениями от кирмакинской до балаханской свиты включительно. По кирмакинским отложениям хорошо виден его свод, юго-западное крыло и обе периклинали. М. 1 : 11 400.

сделано нами путем пересчета истинных мощностей свит на горизонтальные. При пересчете использовались замеры углов падения, произведенные на отдельных надводных камнях.

На аэроснимках морского дна в пределах Южной складки о. Артема четко изобразилась линия нарушения, являющаяся продолжением надвига, впервые установленного А. А. Камладзе на суше. На основании дешифрирования аэроснимков было выявлено, что на морском дне вдоль этой линии нарушения приведены в соприкосновение породы кирмакинской свиты сводовой части с породами балаханской свиты северо-восточ-

ного крыла. Юго-восточнее положение этой линии определяется резким исчезновением фотоизображения плиоценовых пород.

Как на острове, так и на морском дне линия надвига прослеживается вблизи оси складки и параллельно ей. На северо-восточном крыле она простирается на ЮВ 150°.

В пределах Южной складки о. Артема на аэроснимке видны еще две линии нарушений. Одна является непосредственным продолжением поперечного разлома, установленного на острове, а вторая располагается в районе юго-восточного окончания северо-западной антиклинали, осложняющей Южную складку о. Артема.

Северная складка о. Артема и ее соотношение со складкой банки Дарвина

Геологическое строение Северной складки о. Артема и синклинали (гемисинклинали), отделяющей ее от Южной складки, изучено по многочисленным буровым скважинам. Однако целый ряд вопросов, в частности вопрос о ее размерах, оставался далеко не ясным. С одной стороны, высказывалось мнение, что Северная складка о. Артема протягивается далеко в море, включая и район банки Дарвина, с другой — выдвигались предположения, что в районе банки Дарвина имеется независимая брахиантиклинальная складка.

Аэрогеологические работы позволили достоверно разрешить вопрос о размерах Северной складки о. Артема и ее взаимоотношении с геологическим строением в районе морского участка банки Дарвина. Анализ фотоизображения позволил сделать заключение, что северо-западная периклиналь Северной складки о. Артема располагается в море, в 2 км от крайней северо-восточной точки острова. Изобразившиеся на аэроснимках пласты коренных пород образуют здесь отчетливо выраженную дугу, очерчивающую северо-западное окончание складки. Фоторисунок этих же пластов северо-западнее острова отчетливо вырисовывает мульду между Южной и Северной складками о. Артема.

Свод Северной складки расположен в море. Здесь обнажаются глины надкирмакинской глинистой свиты. Крылья сложены средним отделом и балаханской свитой. Складка асимметрична с пологим юго-западным и крутым северо-восточным крыльями и осложнена дизъюнктивным нарушением.

В районе банки Дарвина на аэроснимках прекрасно изобразилась самостоятельная брахиантиклинальная складка, в пределах которой можно отчетливо наблюдать четко выраженную юго-восточную и менее ясно выраженную северо-западную периклинали.

На основании этого в районе банки Дарвина установлена самостоятельная небольшая брахиантиклиналь, простирающаяся на северо-северо-запад. В пределах изобразившихся на аэроснимках пластов эта брахиантиклиналь имеет длину в 3.7 км при ширине в 1.7 км. Брахиантиклиналь вытянута под азимутом 130° и по отношению к Северной складке о. Артема расположена кулисообразно. Продолжение оси брахиантиклинали в юго-восточном направлении почти точно попадает на структуру о. Жилого. Это дает основание полагать, что брахиантиклиналь банки Дарвина лежит не на одной антиклинальной линии с Северной складкой о. Артема, а скорее всего на продолжении антиклинальной линии о. Жилого.

В сводовой части складки банки Дарвина нами были подняты образцы пород диатомовой свиты и песчаников среднего отдела продуктивной толщи. Крылья складки сложены верхним отделом продуктивной толщи, а на далеких погружениях — акчагыльскими и апшеронскими отложе-

ниями. В связи с тем, что выходы диатомовой свиты оконтурить не удалось, на нашей геологической карте показан нерасчлененный комплекс отложений от диатомовой свиты до нижнего отдела продуктивной толщи включительно. Бурением установлено, что на своде складки банки Дарвина нижние свиты нижнего отдела продуктивной толщи (калинская и подкирмакинская), а также понтические отложения отсутствуют.

Падение пластов пород на крыльях складки банки Дарвина достигает 40—45°.

Детальный анализ фотоизображения морского дна в районе банки Дарвина позволил наметить положение крупного диагонального дизъюнктивного нарушения, отделяющего меньшую, северо-западную часть складки от большей, юго-восточной. Положение продольного дизъюнктивного нарушения, а равно и очертания брахиантиклинали банки Дарвина хорошо видны на рис. 69. Продольный разлом констатирован также и по данным глубокого бурения.

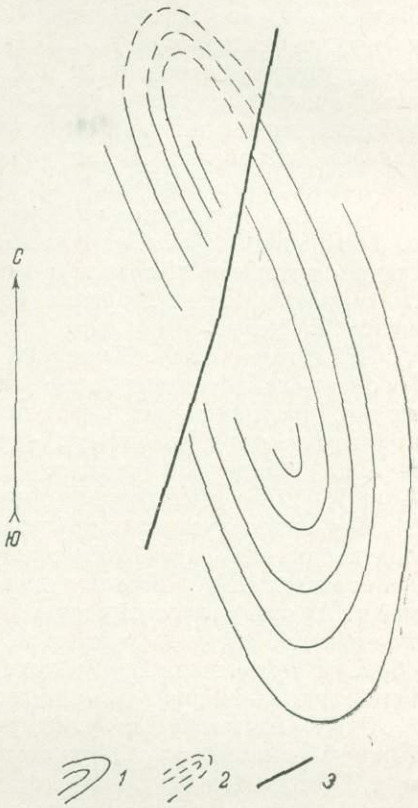


Рис. 69. Схема строения брахиантиклинали банки Дарвина.

1 — простирание пород, наблюдаемое на снимке; *2* — предполагаемое простирание пород; *3* — линия дизъюнктивного нарушения. М. 1 : 37 500.

Таким образом, в результате аэрогеологических исследований можно считать доказанным следующее:

1) в районе банки Дарвина находится самостоятельная брахиантиклинальная складка, свод которой сложен диатомовыми сланцами и отложениями нижнего отдела продуктивной толщи, а крылья — верхним отделом продуктивной толщи;

2) складка банки Дарвина располагается кулисообразно по отношению к Северной складке о. Артема;

3) осевая линия брахиантиклинали банки Дарвина вытянута с северо-запада на юго-восток, при этом складка приурочена к иной антиклинальной линии, чем Северная складка о. Артема;

4) складка осложнена крупным диагональным нарушением.

Гюргянское морское поднятие и его соотношение с Южной складкой о. Артема

Под Гюргянским морским поднятием или поднятием Гюргяны-море понимают положительную тектоническую структуру, занимающую участок морского дна, у восточного побережья Апшеронского полуострова к юго-востоку от о. Артема и к востоку от мыса Гюргяны.

В результате разведочных работ, проведенных в пределах суши к западу от мыса Гюргяны, было установлено, что между этим мысом и сел. Зыря находится далекое погружение юго-западного крыла какой-то большой антиклинальной складки, сводовая часть которой располагается в море к востоку от мыса Гюргяны. Одновременно с этим было высказано предположение, что эта новая морская складка может оказаться очеред-

ным самостоятельным поднятием, лежащим на антиклинальной линии к югу от о. Артема.

На участке предполагаемого Гюргянского морского поднятия Д. С. Мишедаевым, а позже А. Топловой (1939ф) под руководством А. А. Ильина было проведено картировочное бурение. В результате бурения и составленной на его основании Д. С. Мишедаевым геологической карты, а также последующих разведочных и сейсмических работ сложился взгляд, согласно которому структура Гюргяны-море не является самостоятельным антиклинальным поднятием, а входит в Южную складку о. Артема как ее далекое юго-восточное погружение. Ось этого погружения протягивали к о. Бакланий Камень.

Гюргянское морское поднятие отделено от собственно Южной складки о. Артема поперечным нарушением, проходящим от горы Гюргян в восток-северо-восточном направлении севернее о. Б. Плита. Это позволило рассматривать участок Гюргяны-море как самостоятельный объект для разведки на нефть.

По данным А. К. Алиева и А. П. Ушакова (1948ф), сводовая часть рассматриваемого поднятия сложена верхним отделом продуктивной толщи, размытым до сураханской свиты включительно. На крыльях поднятия картировочными скважинами вскрыты акчагыльские глины и апшеронские отложения, которые на островах и восточном берегу Апшеронского полуострова представлены ракушечными известняками.

При аэровизуальных наблюдениях, результаты которых впоследствии подтвердились аэрофотосъемкой морского дна, было установлено, что непосредственно к востоку от южной артемовской эстакады (юго-восточнее о. Артема) пласты продуктивной толщи плавно изгибаются сначала на юго-восток, затем на восток и, наконец, поворачивают на северо-запад, образуя четко выраженную дугу, представляющую собой юго-восточную периклиналь Южной складки о. Артема (рис. 66, 67—68).

Эти данные позволяют установить расположение периклинали Южной складки, образованной отложениями сураханской свиты, в 1.5 км к северо-западу от о. Б. Плита, сложенного известняками апшеронского яруса. Таким образом, в направлении к этому острову наблюдается постепенная смена пород от более древних к наиболее молодым — апшеронским, т. е. именно в этом направлении происходит погружение шарнира Южной складки о. Артема. Так как на аэроснимках четко изобразились оба крыла юго-восточной периклинали этой складки, можно достаточно точно наметить положение ее осевой линии, которая протягивается на ЮВ 130°. Если мысленно продолжить ее к юго-востоку, то окажется, что она проходит северо-восточнее площади Гюргянского морского поднятия. Из изложенных материалов можно сделать заключение, что Гюргянское морское поднятие не является далеким погружением Южной складки о. Артема, а представляет собой самостоятельное и независимое антиклинальное поднятие, располагающееся кулисообразно по отношению к этой складке. Доказательством этому могут служить также надводные и подводные гряды апшеронских известняков, расположенные между о-вами Б. Плита и Б. Подплиточный. Как видно на рис. 70, непосредственно к востоку от о. Б. Подплиточный располагаются две узкие подводные грядки с выступающими надводными камнями. Ширина каждой из них не превышает 1.5—3 м. Отдельные надводные камни этих гряд возвышаются над поверхностью моря от 0.5 до 3 м. Длина поднимающихся над водой каменистых гряд значительно варьирует. В профиле гряды асимметричны: один склон более пологий, другой — крутой, обрывистый. Гряды располагаются друг от друга на расстоянии 6—8 м. Пространство между ними заполнено водой, благодаря чему на аэроснимках получено изображение, весьма напоминающее длинный канал (рис. 70), что хорошо

Рис. 70. Аэроснимок гряд апшеронских известняков (*А*), оконтуривающих северо-восточное крыло седла между Южной складкой о. Артема и Гюргянским морским поднятием. М. 1 : 10 000.

видно на перспективной фотографии (рис. 71). Гряды прослеживаются по аэроснимкам на протяжении 1.75 км.

На плановом аэроснимке (рис. 70) видно, что эти гряды плавно изгибаются, образуя дугу большого радиуса, обращенную выпуклой стороной к западу-юго-западу. Это изгибание пластов известняка наблюдается и на рис. 71. Измерение элементов залегания пластов пород, произведенное непосредственно в поле, показало, что в пределах этих гряд азимуты падения известняков изменяются от СВ 50° на юге до В 90° на севере. Углы падения колеблются от 40 до 85°.

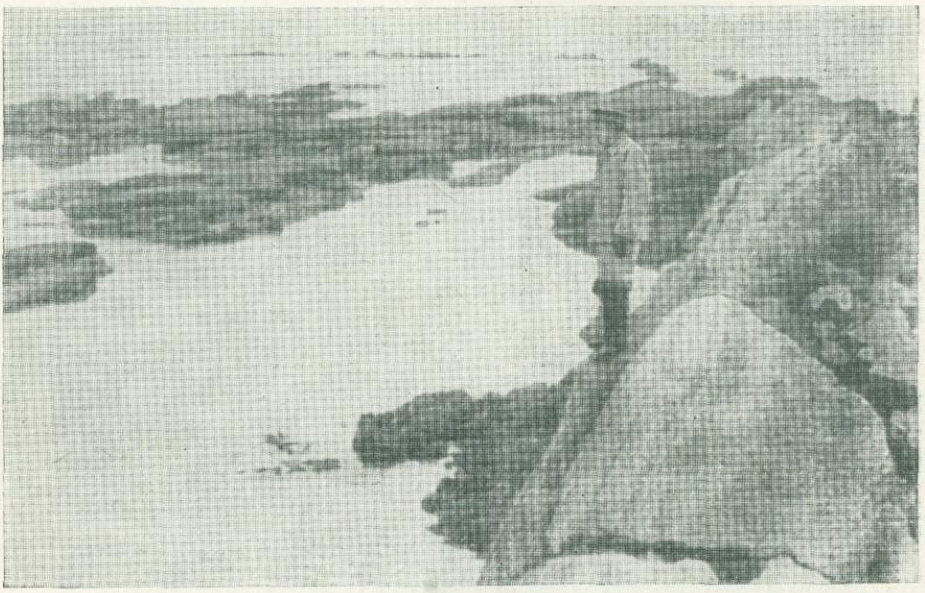


Рис. 71. Надводные гряды, сложенные апшеронскими известняками к востоку от о. Б. Подплиточный. Хорошо видно, что гряды образуют дугу большого радиуса, очерчивающую северо-восточное крыло седла, разделяющего Южную складку о. Артема и Гюргянское морское поднятие.

К западу-юго-западу на расстоянии 500 м от только что описанных гряд на аэроснимках изобразились другие подводные гряды, более резко повторяющие изгиб описанных гряд.

Еще далее к западу-юго-западу, по данным крелиусного бурения с баркасов, отмечены глины апшеронского и акчагыльского возраста, а затем отложения продуктивной толщи.

Несомненно, что существующий закономерный изгиб пластов апшеронских известняков, наблюдающийся к югу-юго-западу от юго-восточной периклинали Южной складки о. Артема (гряды к востоку от о. Б. Подплиточный), не может быть истолкован иначе, как след северо-восточного крыла седла, отделяющего Южную складку о. Артема от самостоятельного Гюргянского морского поднятия.

Очертание большей части Гюргянского морского поднятия вырисовывается достаточно четко по распространению акчагыльских и нижнеапшеронских отложений на морском дне, установленных Д. С. Мишедаевым, что позже было подтверждено А. Топловой (1939ф). Хотя для выявления положения юго-западного крыла седла, отделяющего Гюргянское морское поднятие от Южной складки о. Артема, материалов еще недостаточно, однако некоторые соображения все же можно высказать.

*Вдоль восточного берега Апшеронского полуострова имеется ряд об*нажений, известняков апшеронского яруса. Эти известняки являются единственным доступным для непосредственных исследований маркирующим горизонтом в пределах юго-западного крыла как Гюргянского морского поднятия, так и складки о. Артема. Выходы известняков имеются на о. Лебяжьем, в районе горы Гюргян и к северу от нее. Далее к северо-западу апшеронские известняки после перерыва обнажаются в районе горы Апшеронской и вдоль побережья Апшеронского пролива до мыса Шоулан включительно. Известняки, слагающие о. Лебяжий и гору Гюргян, относятся к верхнеапшеронским, а известняки, обнажающиеся на горе Апшеронской и севернее, — к среднему апшерону.

При аэровизуальных наблюдениях нами было подмечено, что если мысленно продолжить выходы среднеапшеронских известняков из района горы Апшеронской на юго-восточное крыло Гюргянского морского поднятия, то на участке между горой Гюргян и горой Апшеронской они образуют дугу, выпуклую на северо-восток. Эти наблюдения частично нашли подтверждение в непосредственных измерениях элементов залегания апшеронских известняков в районе горы Гюргян, произведенных в 1951 г. Н. В. Кобец. На юге о. Лебяжьего, расположенного на юго-западном крыле Гюргянского морского поднятия, верхнеапшеронские известняки имеют простирание СЗ 300° с азимутом падения 210°, в его северной части простирание меняется до СЗ 310° при азимуте падения 220°, в районе мыса Гюргян эти известняки простираются на СЗ 330° с азимутом падения 240°. Далее на север выходы известняков исчезают и вновь появляются к западу от горы Апшеронской. Приведенные материалы показывают, что верхнеапшеронские известняки в районе мыса Гюргян *по мере продвижения к северо-западу меняют свое простирание* на 30° в сторону моря, намечая пережим или юго-западное крыло седла, отделяющего Южную складку о. Артема от Гюргянского морского поднятия. К сожалению, очертания этого крыла вырисовываются менее четко, чем северо-восточного, так как известняки здесь перекрыты современными морскими отложениями.

Подтверждение наличия седла (пережима) между Южной складкой о. Артема и Гюргянским морским поднятием можно найти и в данных картировочного бурения, если дать им несколько иную интерпретацию, чем это делалось до сих пор.

На геологической карте Гюргянского морского поднятия, составленной по данным крелиусного бурения Д. С. Мишедаевым, показано поперечное нарушение, отделяющее Гюргянскую площадь от Южной складки о. Артема.

Если судить по вышеупомянутой карте, где нанесены скважины картировочного бурения, то наличие нарушения было обосновано тем, что группа картировочных скважин, расположенных к северу-северо-востоку от о. Б. Подплиточный и фиксирующих границу продуктивной толщи с акчагылом и апшероном, располагается значительно восточнее группы скважин, заложенных юго-западнее о. Б. Подплиточный, также устанавливающих эту границу. Если продолжить без изменений простирание отложений акчагыльского возраста от первой группы скважин к юго-востоку, а от второй, также без изменений, к северо-западу, то границы этих отложений разойдутся на 700—750 м. В соответствии с этим и необходимо было провести нарушение, вдоль которого пласты акчагыльских отложений северного блока имели видимое смещение к востоку по отношению к пластам этих же пород в южном блоке.

Такая интерпретация фактов была вполне оправдана до тех пор, пока не было известно, что расположенные рядом известняки апшеронского возраста в этом месте плавно изгибаются, образуя дугу, выпуклую к юго-

западу. В настоящее время при интерпретации данных картировочного бурения следует учитывать наличие дугообразного изгиба апшеронских известняков, установленного в результате изучения аэроснимков и элементов залегания пород на грядах.

В соответствии с этим границу между продуктивной толщей и вышележащими породами следует продолжить от южной группы картировочных скважин не прямо к северо-западу, как это показано на карте Д. С. Мишедаева, а, сообразуясь с изгибом апшеронских известняков, протягивать на соединение с границей этих же отложений в районе картировочных скважин, расположенных к северу-северо-востоку от о. Б. Подплиточный.

Точно такую же экстраполяцию можно и необходимо привести и для *юго-западного крыла структуры.*

Таким образом, данные картировочного бурения в свете материалов аэрогеологических исследований также могут свидетельствовать о наличии пережима (седла) между южной складкой о. Артема и Гюргянским морским поднятием.

Что же касается самого разлома (нарушения), то его наличие пока базируется на нетвердо установленных фактах. Правда, А. Топлова (1939ф) отметила, что в этой зоне при проведении картировочного бурения были *встречены сильно перемятые глины, которые могут свидетельствовать* о наличии здесь дизъюнктивного нарушения. Кроме того, при сейсморазведочных работах здесь не было получено отражений, что также позволяет предполагать нарушение.

Кроме этого предполагаемого и пока мало обоснованного поперечного нарушения, в настоящее время твердо установлено наличие крупного надвига, по которому юго-западное крыло и свод Гюргянского морского поднятия надвинуты на северо-восточное крыло. Амплитуда этого надвига по данным глубокого бурения достигает 1200 м. Линия надвига на морском дне проходит в районе о. Б. Подплиточный. Именно в этом участке морского дна А. К. Алиев и А. А. Камладзе (1948фб) отметили наличие нарушения, являющегося продолжением надвига, установленного на о. Артема. Основанием для установления надвига к востоку от о. Б. Подплиточный *послужило резкое изменение углов падения апшеронских* известняков на грядах и на о. Б. Плита. Как было уже отмечено выше, непосредственно к востоку от последнего наблюдаются выходы резко дислоцированных апшеронских известняков, слагающих далеко прослеживающиеся в море гряды. Известняки этих гряд имеют падение к северо-востоку и востоку под углами от 50 до 85°. В 350—400 м от этих гряд те же апшеронские известняки на о. Б. Плита залегают под очень пологим углом, не превышающим 3°. Вышеуказанные авторы, сравнивая крутое падение из*вестняков, слагающих эти гряды, с пологим залеганием апшеронских от*ложений на о. Б. Плита, приходят к выводу, что «столь резкое различие в углах падения известняков о. Б. Плита и этих грядок, бесспорно подстилающих первые, легко объяснимо, если иметь в виду, что недалеко на севере в пределах о. Артема установлено нарушение типа надвига с передвижением масс с юго-запада на северо-восток».

Интересно отметить, что в районе о. Б. Плита на одной из гряд, сложенных апшеронскими известняками, оказались дислоцированными и конгломераты *древнекаспийского возраста* (рис. 72). *Как отмечают* А. К. Алиев и А. А. Камладзе (1948фб), это позволяет установить молодой возраст нарушения, поскольку резкая дислокация апшеронских известняков, а следовательно, и древнекаспийских конгломератов вызвана наличием надвига. Отсюда можно сделать заключение, что движения по грандиозному надвигу в Гюргянском морском поднятии продолжались в четвертичное время.

На основании картировочного бурения установлено, что к юго-востоку от о. Артема и, в частности, к югу от установленной нами юго-восточной периклинали Южной складки о. Артема морское дно сложено породами продуктивной толщи. Очевидно, именно поэтому площадь Гюргянского морского поднятия стали объединять в одну структуру со складкой о. Артема, тем более что замыкание пластов продуктивной толщи юго-восточной периклинали Южной складки о. Артема, выявленное с полной определенностью аэрофотосъемкой, не было ранее известно.

Дешифрирование аэроснимков позволило установить, что эстакада, заложенная к югу от о. Артема, располагается на юго-западном крыле Южной складки о. Артема в пределах верхнего отдела продуктивной

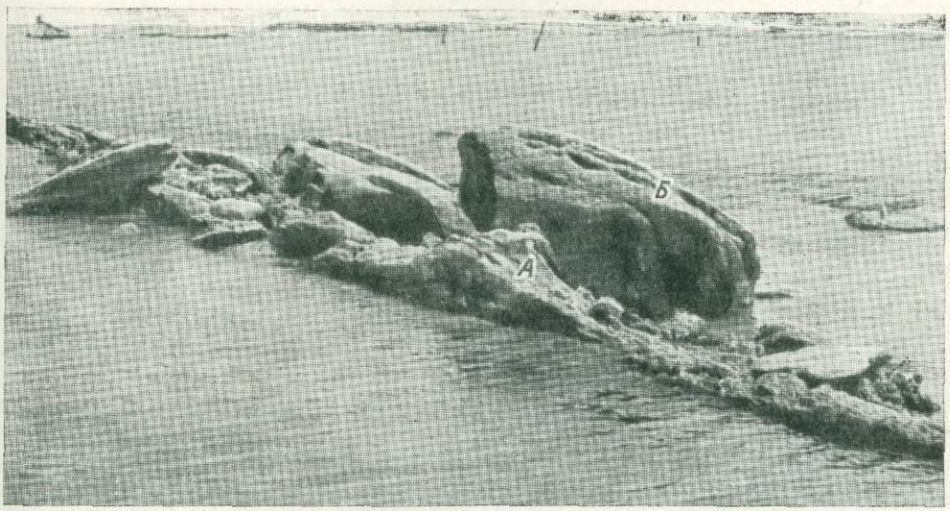


Рис. 72. Выходы дислоцированных пород апшеронского (*А*) и древнекаспийского (хвалынского) возраста (*Б*).

толщи, точнее сураханской свиты, и продолжается дальше до северо-западной периклинали Гюргянского морского поднятия.

При анализе аэроснимков легко можно было заметить, что южнее о. Артема к востоку от эстакады пласты верхнего отдела продуктивной толщи простираются сначала под азимутом ЮВ 130°, затем, плавно изгибаясь к востоку, меняют азимут простирания до В 90°, далее также плавно поворачивают на СВ 60° и, наконец, на СЗ 315°, образуя правильную, вытянутую в юго-восточном направлении периклиналь (рис. 66).

Пласты, расположенные ближе к эстакаде, не делают такого крутого поворота на восток, а лишь отклоняются несколько к юго-востоку.

Изобразившиеся на аэроснимках к западу от эстакады более молодые пласты верхнего отдела простираются параллельно пластам, расположенным восточнее эстакады, а далее к югу они отклоняются в южном направлении. Измерения на аэроснимках показывают, что их простирание меняется от ЮВ 130° до ЮЮВ 150°. Дальше к югу пласты этого возраста должны быть встречены где-то в районе мыса Гюргян.

При такой интерпретации материалов сводовая часть складки Гюргяны-море располагается к югу от поперечного разлома и сложена низами сураханской или даже балаханской (Камладзе, 1947) свит, в то время как крылья складки сложены верхами сураханской свиты, акчагыльскими и апшеронскими отложениями.

По сравнению со складками о. Артема складка Гюргяны-море размыта значительно меньше.

Исходя из изложенного, соотношение Южной складки о. Артема и Гюргянского морского поднятия рисуется нам в следующем виде.

1. Юго-восточная периклиналь Южной складки о. Артема, четко изобразившаяся на аэроснимках, оконтуривается пластами балаханской, сабунчинской и отчасти низами сураханской свит.

2. Пласты средней и верхней части сураханской свиты, акчагыльского и апшеронского ярусов, образуя в районе о. Б. Подплиточный пережим, оконтуривающий северо-восточное крыло седла между Южной складкой о. Артема и складкой Гюргяны-море, поворачивают на юго-восток и участвуют в строении северо-восточного крыла складки Гюргяны-море.

3. Гюргянское морское поднятие является самостоятельной антиклинальной складкой, располагающейся кулисообразно по отношению к Южной складке о. Артема.

4. Между юго-восточной периклиналью Южной складки о. Артема и северо-западной периклиналью складки Гюргяны-море располагается неглубокая седловина.

5. В пределах седловины ось антиклинальной линии изменяет свое направление с юго-восточного (азимут 130°) на южное, а затем уже в пределах складки Гюргяны-море снова поворачивает на юго-восток под азимутом 125—130°.

6. Гюргянское морское поднятие осложнено грандиозным надвигом, амплитуда которого достигает 1200 м. Плоскость надвига падает на юго-запад. Юго-западное крыло, свод и часть северо-восточного крыла надвинуты на северо-восточное крыло.

7. Гюргянское морское поднятие следует рассматривать как самостоятельный объект для разведки на нефть не только потому, что оно отделено от Южной складки о. Артема поперечным разломом, но и в связи с тем, что оно является самостоятельной складкой, отделенной от Южной складки о. Артема четко выраженным седлом.

Наши представления о геологическом строении морского дна на акватории о. Артема—Гюргянское морское поднятие вызвали ряд критических замечаний известного геолога В. С. Мелик-Пашаева, который одну из своих работ специально посвятил геологии морских нефтяных месторождений Апшеронского архипелага (*Мелик-Пашаев*, 1959).

Этот автор считает ошибочным наш вывод о том, что Гюргянское морское поднятие по отношению к Южной складке о. Артема является самостоятельной антиклинальной структурой. Он отмечает, что при бурении на площади Гюргяны-море не было отмечено северное падение пластов, которое должно было бы наблюдаться в случае самостоятельности Гюргянского морского поднятия. Кроме того, из приведенных им материалов можно понять, что юго-восточная периклиналь Южной складки о. Артема оказалась смещенной к северо-востоку по отношению к остальной площади Гюргянского морского поднятия вследствие перемещения пластов юго-западного надвигового крыла относительно северо-восточного поднадвигового, достигающего к востоку от юго-восточной оконечности о. Артема 1000 м.

В. С. Мелик-Пашаев (1959) также отрицает указанное нами погружение юго-восточной периклинали Южной складки о. Артема в сторону о. Б. Плита. Последний вывод он обосновывает тем, что изобразившиеся на аэроснимках пласты, образующие юго-восточную периклиналь, срезаются плоскостью надвига. Он считает, что линия последнего, достоверно установленная нами вблизи морской скважины № 17 (к востоку от о. Артема) и имеющая сначала юго-восточное простирание, постепенно изменяет направление на юго-западное. Исходя из этого, он пишет: «. . . пласты

юго-западного крыла, обрываясь, не могут перейти на линию надвига и погружаться в юго-восточном направлении в сторону о. Большая Плита, как то предполагает В. В. Шарков» (стр. 81). Материалы аэросъемки не дают никаких оснований для подобных заключений. Четко изобразившаяся на аэроснимках линия пересечения плоскости надвига с поверх-

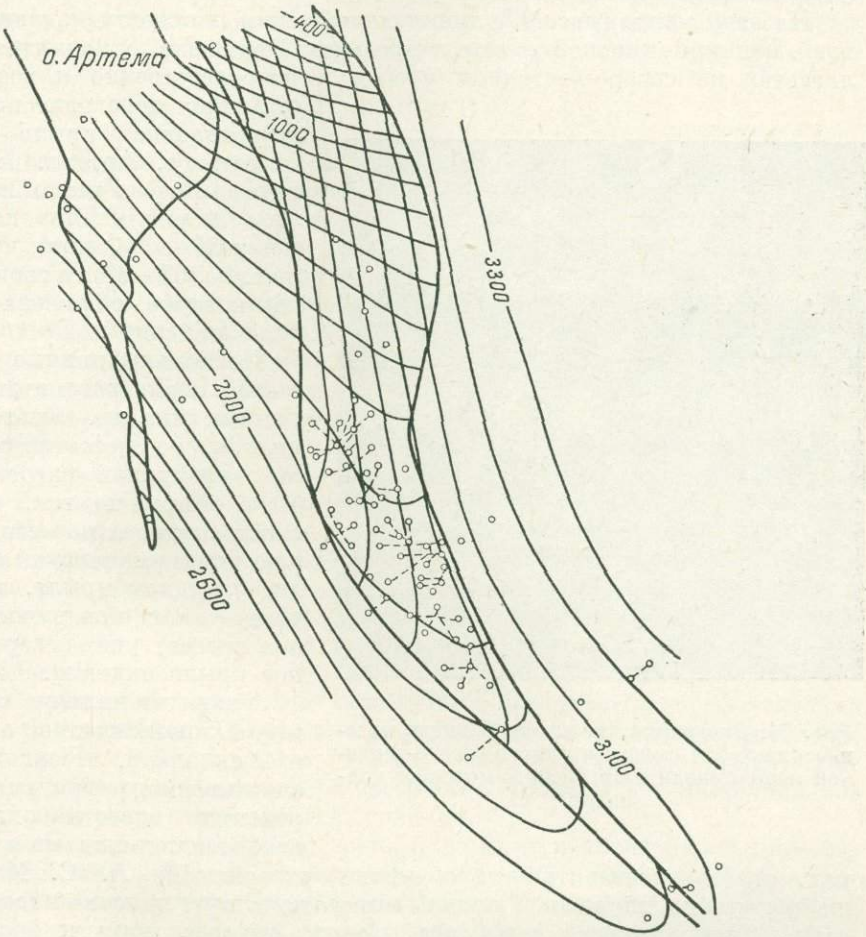


Рис. 73. Структурная карта по кровле ПК, составленная В. С. Мелик-Пашаевым (1959).

ностью морского дна, к востоку от о. Артема, на всем протяжении ясно *простирается в юго-восточном направлении* (рис. 66, 67, 68). *Дальше на* юго-восток она проходит между о. Б. Подплиточный и о. Б. Плита в 300—350 м к западу от последнего. Все геологические профили, составленные для площади Гюргянского поднятия, в том числе и профиль, приведенный В. С. Мелик-Пашаевым в его труде, показывают, что линия надвига располагается на далеком погружении северо-восточного крыла складки. Таким образом, изобразившаяся на аэроснимках юго-восточная периклиналь Южной складки о. Артема, юго-западное крыло, свод и большая часть северо-восточного крыла Гюргянского поднятия находятся в пределах надвигового крыла.

Следовательно, не может быть и речи о смещении юго-восточной периклинали Южной складки о. Артема относительно Гюргянского поднятия

и о срезании пластов юго-западного крыла линией надвига, поскольку последняя при пересечении с поверхностью дна проходит по северо-восточным крыльям складок. К иным, чем мы, выводам В. С. Мелик-Пашаев приходит, вероятно, на основании механического переноса данных с составленной им структурной карты по кровле подкирмакинской свиты (ПК) на поверхность дна.

На этой карте (рис. 73) линия пересечения плоскости надвига с кровлей подкирмакинской свиты в пределах Гюргянского поднятия располагается на северо-восточном крыле, а непосредственно к востоку от о. Артема переходит на свод и юго-западное крыло Южной складки о. Артема. На аэроснимках очень четко изобразилась периклиналь последней складки с обоими крыльями (рис. 66, 67 – 68), в сводовой части которой обнажена кирмакинская свита.

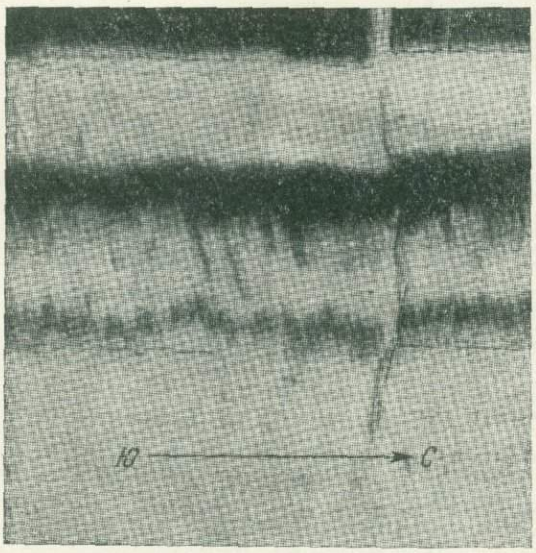


Рис. 74. Эхограмма, на которой видно падение пластов к северу в районе северо-западной периклинали Гюргянского морского поднятия.

Поскольку данные аэрофотосъемки для рассматриваемого участка дна не вызывают сомнения, то несоответствие их со структурной картой может быть объяснено тем, что плоскость надвига пересекает кровлю подкирмакинской свиты на юго-западном крыле, а при пересечении с поверхностью дна она срезает уже северо-восточное крыло складки.

Учитывая наличие седла между Южной складкой о. Артема и складкой Гюргяны-море, очерчиваемого грядами апшеронских известняков, четко изобразившимися на аэроснимках, можно поставить под сомнение утверждение А. С. Мелик-Пашаева, что на площади Гюргяны-море отсутствует падение пластов в северном направлении, тем более что на участке моря к востоку от о. Артема, в противоположность площади собственно Гюргянского поднятия, пробурено небольшое количество скважин.

С целью выявления отсутствия или наличия падения пластов в северном направлении на площади Гюргяны-море нами в 1962 г. был проведен профиль с геолокатором. К сожалению, на обширном мелководье этого участка дна, изобилующего множеством подводных и надводных камней, не удалось пройти профиль в наиболее благоприятном направлении для решения данного вопроса. Несмотря на это, на эхограмме, полученной по профилю от пристани у 18-й площадки к банке Карачева, в пределах участка вышеотмеченного пережима было зафиксировано четкое падение пластов на север (рис. 74). Это подтверждает развиваемый нами взгляд на строение рассматриваемого участка морского дна.

Наши представления о строении рассматриваемой площади находят подтверждение в данных И. И. Потапова (1954б), который отмечает, что на составленной им структурной карте по кровле надкирмакинской глинистой свиты (НКГ) ясно намечается пережим между Южной складкой о. Артема и Гюргянским морским поднятием. Здесь же он указывает,

что Гюргянское поднятие можно рассматривать как «террасовидный участок, где ось складки (шарнир, — *В. Ш.*) выполаживается» (стр. 359). И. И. Потапов вслед за нами считает, что по отношению к Южной складке о. Артема Гюргянское морское поднятие располагается кулисообразно. Кроме того, основываясь на составленной им карте равных мощностей кирмакинских отложений, он предполагает, что Гюргянское морское поднятие приурочено к древней антиклинальной складке, существовавшей уже перед отложением пород кирмакинской свиты.

Акватория у о. Жилого

Геологическими исследованиями на о. Жилом, предпринятыми А. А. Камладзе, а позже морским отрядом Азербайджанской нефтяной экспедиции СОПС АН СССР (*Алиев и Камладзе, 1948фа*), *установлено*, что остров с примыкающими к нему п-овами Урунос и Козлиный сложены плиоценовыми породами от нижнего отдела продуктивной толщи до апшеронских отложений включительно.

Моноклинальное залегание всех слагающих остров пород с падением на юго-запад позволило прийти к заключению, что о. Жилой располагается на юго-западном крыле какой-то большой складки, сводовая часть и северо-восточное крыло которой располагаются в море.

Картировочное бурение, проведенное Объединением «Азнефть» (А. А. Ильин), а позже Объединением «Азморнефть», показало, что в 200 м к северо-востоку от острова морское дно действительно сложено более древними породами, чем сам остров, а именно понтическими глинами. Еще далее в море были обнаружены отложения продуктивной толщи, *акчагыла и апшерона, слагающие уже северо-восточное крыло складки.* Этим было установлено наличие крупного антиклинального поднятия, истинные размеры которого до аэрогеологических исследований оставались неизвестными.

В 1950 г., а затем весной 1951 г. нами была произведена аэрофотосъемка морского дна в районе о. Жилого, в результате которой получено фотоизображение всего юго-западного крыла, северо-западной периклинали (рис. 9), а также частично северо-восточного крыла и юго-восточной *периклинали этой антиклинальной складки.*

При полевом и камеральном дешифрировании аэроснимков с применением контрольного картировочного бурения была составлена схематическая геологическая карта брахиантиклинальной складки о. Жилого,[1] на которой удалось показать распространение на морском дне пород от диатомовых слоев до верхов третичных отложений, причем для продуктивной толщи были намечены границы между отдельными свитами.

Как теперь можно считать установленным, в районе этого острова на морском дне располагается крупная антиклинальная складка, вытянутая с северо-запада на юго-восток под азимутом 140°. По выходам балаханской свиты, изобразившейся на морском дне в пределах как северо-западной, так и юго-восточной периклиналей, длина складки достигает 19 км при ширине по этим же отложениям от 2 до 3 км. Ширина складки по акчагыльским *отложениям доходит до 4.5—5 км.*

Складка в общем имеет симметричное строение почти с одинаковыми углами падения пластов на обоих крыльях, так как горизонтальная мощность изобразившихся на аэроснимках свит на обоих крыльях приблизительно одинакова.

---

[1] *Первый вариант геологической карты о. Жилого по материалам аэрофотосъемки* был составлен под руководством и при участии В. В. Шаркова, А. И. Виноградовой и Ф. С. *Зубенко в начале 1951 г.*

В средней части складки наблюдается слабо выраженный пережим, в результате чего она может быть подразделена на две части — северо-западную и юго-восточную. Наличие пережима свидетельствует о том, что в средней части структуры имеется некоторое погружение шарнира и, таким образом, можно говорить о двух слабо выраженных поднятиях, имеющих удлиненную, вытянутую с северо-запада на юго-восток форму.

Наличие указанного пережима, по устному сообщению А. Л. Путкарадзе и А. К. Алиева, предполагалось ими еще раньше. Более того, по предложению последнего северная часть описываемой площади получила название складки Камней Григоренко.

Подразделение морской брахиантиклинальной складки в районе о. Жилого на два поднятия мы проводим в значительной степени условно, потому что полного юго-восточного замыкания пластов северо-западной структуры не наблюдается. Правда, юго-восточный участок отличается от северо-западного тем, что здесь распространены наиболее древние породы данного района — понтические глины и диатомовые сланцы, отсутствующие на поверхности морского дна в пределах северо-западного поднятия. Понтические глины и диатомовые сланцы в пределах юго-восточного поднятия окружены продуктивной толщей, которая к северо-западу с небольшим пережимом, расположенным непосредственно северо-восточнее острова, продолжается и на площадь Камней Григоренко. В связи с отсутствием в пределах последней складки явно выраженной юго-восточной периклинали выделение на площади Камни Григоренко самостоятельной складки В. С. Мелик-Пашаев (1959) считает условным.

В пределах поднятия Камни Григоренко, особенно хорошо изобразившегося на аэроснимках, маркирующий фоторисунок среднего отдела и отчасти балаханской свиты на снимках прослеживается по всему юго-западному крылу, в области периклинали и частично даже на северо-восточном крыле. Возраст этих свит, обнажающихся на подводном склоне, был установлен по их фоторисункам, которые были прослежены до береговой линии острова. На последнем в соответствующих местах были проведены детальные наблюдения обычными методами, применяемыми при геологических исследованиях.

На аэроснимках поднятия Камни Григоренко в 7—8 км к северо-западу от о. Жилого хорошо видно периклинальное замыкание пластов (рис. 9). Здесь четко изобразились оба крыла, сложенные породами среднего отдела и балаханской свиты. Граница среднего отдела с нижележащими породами надкирмакинской глинистой свиты (НКГ) выражена резко. Прослеживая изменение фоторисунков в юго-восточном направлении (по простиранию), а также вкрест простирания пород, в пределах складки Камни Григоренко можно последовательно выделить надкирмакинскую глинистую, надкирмакинскую песчаную, кирмакинскую, подкирмакинскую и калинскую свиты (рис. 18, 28). Сводовая часть складки Камни Григоренко сложена отложениями калинской свиты.

Одной из характерных особенностей поднятия Камни Григоренко является наличие многочисленных поперечных разломов, хорошо изобразившихся на аэроснимках благодаря тому, что по тектоническим контактам приведены в соприкосновение породы различного возраста и вещественного состава, определяющие различные рисунки фотоизображения (рис. 75—76).

Как видно на карте, большинство разломов протягивается вкрест простирания пород с юго-запада на северо-восток. Меньшее количество их имеет широтное направление. Протяженность разломов доходит до 1—1.5 км.

Наиболее крупный поперечный разлом располагается в 0.5 км к северо-западу от о. Камни Григоренко. На фотоизображении (рис. 28) данного участка морского дна видно, что границы выходов пластов смещены вдоль линии этого разлома на 150 м. Поэтому при угле падения в данном месте в 30° вертикальная амплитуда сброса достигает 85 м (считая нарушение нормальным сбросом).

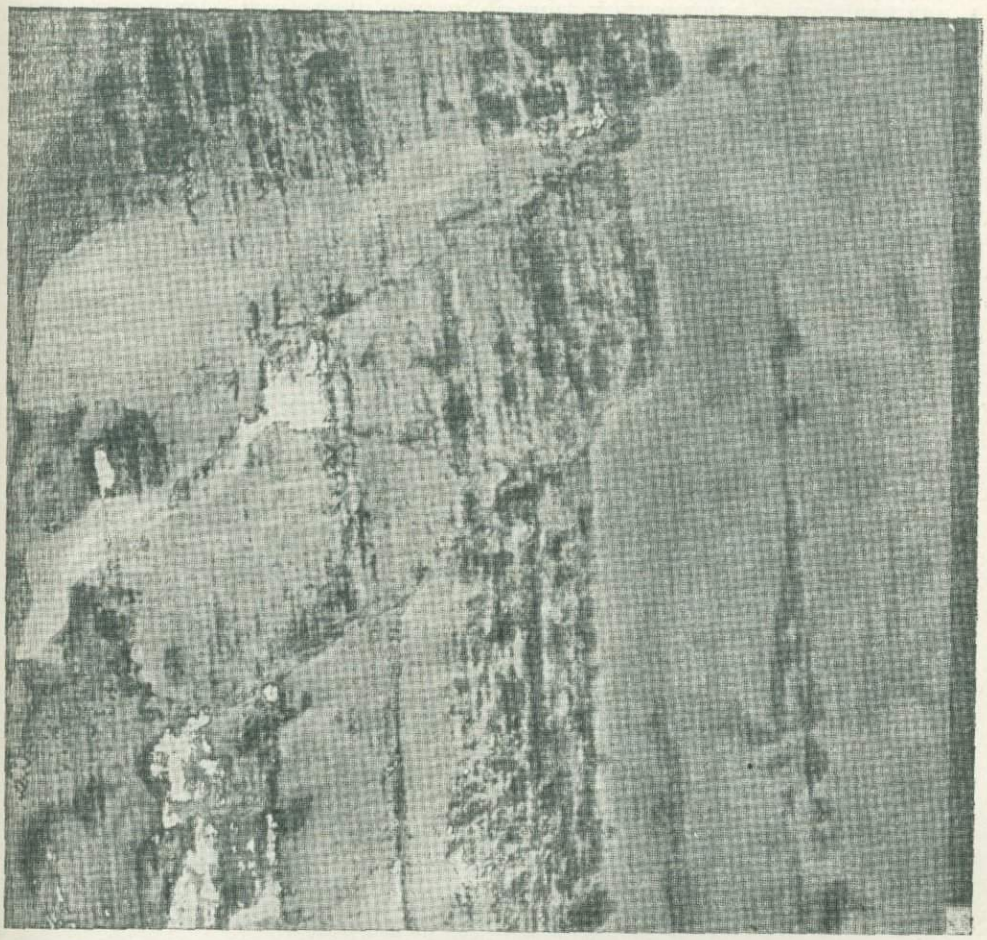


Рис. 75—76. Аэроснимок разломов на юго-западном крыле складки о. Жилого. М. 1. : 6200.

В результате видимого горизонтального смещения по разломам породы одного и того же возраста располагаются в виде серии выступов, образующих ряд последовательно расположенных ступеней (рис. 75). При этом северо-западные блоки опущены по отношению к юго-восточным. Таким образом, от северо-западной периклинали складки о. Камни Григоренко по направлению к о. Жилому наблюдаются все более приподнятые блоки.

Юго-восточное поднятие — собственно складка о. Жилого — отличается более сложным строением, которое находит отображение на аэроснимках.

Породы продуктивной толщи особенно хорошо изобразились на юго-западном крыле этой структуры (рис. 7). Здесь легко отбиваются границы пород балаханской свиты, среднего отдела, надкирмакинской глинистой

и песчаной свит, кирмакинских и подкирмакинских отложений, при этом по изменению простирания пород хорошо намечается юго-восточная периклиналь складки.

Расчленению пород продуктивной толщи на свиты во многом помогает анализ геоморфологического строения побережья и морского дна. Все преимущественно песчаные свиты, для которых характерно наличие пластов песчаников, образуют выдающиеся в море мысы, подводные гряды и ряд надводных и подводных камней, далеко прослеживающихся в море. Напротив, к преимущественно глинистым свитам приурочены заливы. Рисунок же морского дна в местах расположения глинистых свит обусловливается современными осадками, более или менее равномерно покрывающими всю площадь их распространения. Так, например, подкирмакинские, преимущественно песчаные отложения, образуют мыс Маячный, а к кирмакинским и надкирмакинским глинистым отложениям приурочены заливы, разделенные небольшим мысом, сложенным надкирмакинской песчаной свитой. Выходы последней в виде гряд и подводных камней прослеживаются далеко в море. Преимущественно песчаные отложения среднего отдела и балаханской свиты образуют мыс Тупой.

Все свиты моложе подкирмакинских слоев, как это видно на рис. 7, лежат согласно друг с другом и образуют юго-западное крыло юго-восточной периклинальной части складки о. Жилого.

Подкирмакинская свита вдоль всего северо-восточного берега также залегает согласно с вышележащими свитами, но на п-ве Маячный образует резко выраженную дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку, причем видимая мощность песков и песчаников здесь резко возрастает. Далее на юго-восток подкирмакинская свита в пределах юго-западного крыла постепенно выклинивается.

Точно такое же положение наблюдается здесь и с верхним песчаным горизонтом калинской свиты ($КаС_2$), который, если судить по фоторисунку в районе п-ова Маячного, образует к северо-востоку дугу, а далее на юго-восток выклинивается. На крайнем юго-востоке подкирмакинская свита контактирует с нижним, преимущественно глинистым горизонтом калинской свиты ($КаС_1$). Выклинивание подкирмакинской свиты (ПК) и верхнего, преимущественно песчаного горизонта калинской свиты ($КаС_2$) связано с наличием нарушения, к которому здесь приурочено интенсивное выделение газов.

На северо-восточном крыле периклинальной части юго-восточного поднятия (в районе мыса Маячного) на аэроснимках морского дна также хорошо видно, что калинские отложения образуют выпуклую к юго-западу дугу, т. е. в прямо противоположном направлении, чем на юго-западном крыле (рис. 7), что, очевидно, связано с наличием небольшой складки, осложняющей основную брахиантиклиналь.

В своде поднятия о. Жилого обнажаются диатомовые сланцы с обильными рыбными остатками. Они чрезвычайно сильно перемяты, вплоть до образования мелких складок второго и третьего порядков (рис. 77).

В пределах поднятия о. Жилого картировочными скважинами были вскрыты также отложения понтического яруса.

Складка осложнена продольным надвигом, по плоскости которого юго-западное крыло и свод надвинуты на северо-восточное крыло. Линия пересечения плоскости надвига и дна на аэроснимках устанавливается по резкому исчезновению рисунка коренных пород.

На структурной карте по кровле подкирмакинских отложений, составленной А. П. Ушаковым, это продольное нарушение протягивается к северо-западу до банки Дарвина, а на юго-восток до Нефтяных Камней. Однако к северо-западу от о. Жилого, там, где хорошо изобразилась северо-западная периклиналь складки Камни Григоренко, по данным ма-

териалов аэрофотосъемки, наличие дизъюнктивного нарушения не подтверждается, так как на аэроснимках не наблюдается разрывов пластов и неизбежного их смещения вдоль нарушения, если бы такое имело место.

Этим пока и исчерпываются сведения о геологическом строении морского поднятия в районе о. Жилого.

В результате аэровизуальных наблюдений, произведенных в районе моря между восточным побережьем Апшеронского полуострова и о. Жи-

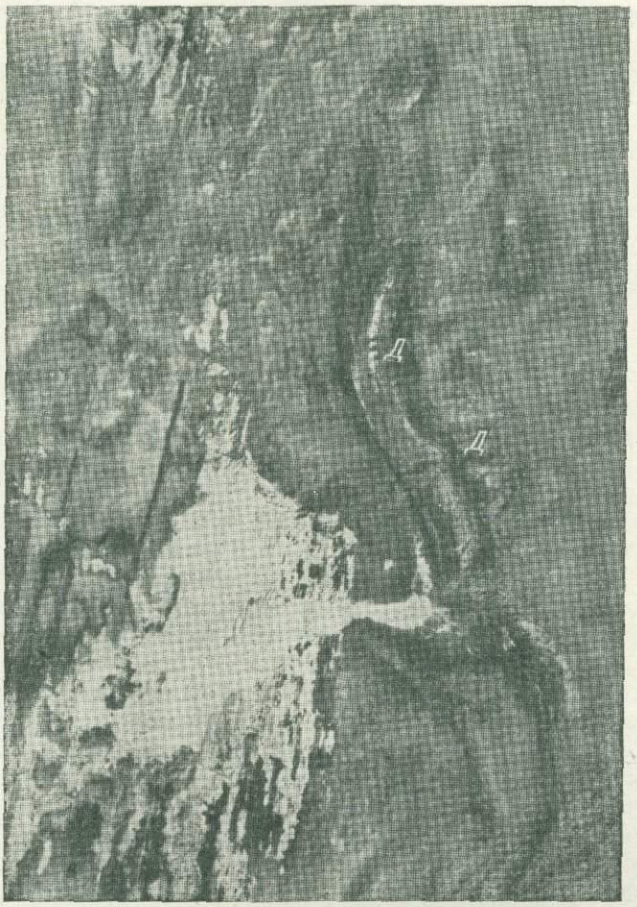


Рис. 77. Аэроснимок перемятых пород диатомовой свиты (*Д*), обнажающихся в своде складки о. Жилого. М. 1 : 10 000.

лым, установлено положение центриклинали мульды, отделяющей антиклиналь о. Жилого от Гюргянского морского поднятия и Южной складки о. Артема. С самолета хорошо видна подводная гряда апшеронских известняков, которая начинается около о. Б. Плита, тянется к банке Каменной и дальше на северо-восток, где она плавно изгибается на восток, а затем на юго-восток и подходит к о. Колтыш.

С к л а д к а Ю ж н а я обнаружена сейсморазведочными работами в 5 км к югу от западной косы о. Жилого. Вначале структуру рассматривали как террасообразное осложнение юго-западного крыла складки о. Жилого. Проведенные дополнительные работы (Адонц и Рыбалко, 1960ф) показали наличие синклинального перегиба, отделяющего эту

складку от складки о. Жилого. Синклиналь выражена слабо по глубоким слоям продуктивной толщи. Превышение свода складки над осевой частью синклинали достигает всего 50 м. К северу от складки Южной находится небольшая мульда, а от Гюргянского морского поднятия она отделяется протяженной седловиной. Складку Южную можно считать лежащей на антиклинальной линии о. Артема—Гюргяны-море. Юго-западное крыло складки крутое (до 18°) и очень обширное. Оно переходит в моноклиналь, расположенную между антиклинальной зоной о. Жилой—Нефтяные Камни и морским продолжением Восточно-Апшеронской синклинали.

Буровая скважина № 1, заложенная на площади складки Южной, вскрыла (по каротажным данным) на глубине 3446 м кровлю кирмакинской свиты.

Тектоника глубинных слоев в общем согласуется с тектоникой более молодых, но наблюдается увеличение углов падения пластов с глубиной и нарастание мощностей от свода к синклиналям. Четвертичные отложения залегают почти горизонтально, падение же пластов продуктивной толщи достигает 15—20°. Складка Южная относится к типу закрытых структур. Вблизи складки отмечен локальный гравиметрический максимум.

Акватория у о-вов Нефтяные Камни

Участок моря, носящий название Нефтяные Камни, располагается в 20 км к восток-юго-востоку от о. Жилого. Здесь над поверхностью моря возвышается ряд небольших островков и отдельных камней, иногда далеко отстоящих друг от друга.

Проведенные В. Ф. Соловьевым (1948ф, 1951ф) и геологами Объединения «Азморнефть» (Алиев, 1952ф, и др.) работы подтвердили высказанное ранее С. А. Ковалевским (1928), С. М. Апресовым (1933), М. Ф. Мирчинком (1939) и А. А. Камладзе (1947) мнение, что морское дно данного участка сложено породами продуктивной толщи, образующими антиклинальную складку Нефтяные Камни.

В результате аэрофотосъемки, проведенной еще в 1950 г., было получено хорошо дешифрируемое изображение морского дна акватории Нефтяных Камней. Как видно на репродукции фотосхемы (рис. 78), по характеру фоторисунков здесь легко можно проследить площадное распространение различных горных пород.

На основании анализа аэроснимков с учетом материалов Объединения «Азморнефть» была составлена схематическая геологическая карта морского дна в районе Нефтяных Камней (рис. 79), в соответствии с которой геологическое строение представляется в следующем виде.

1. В своде складки на морском дне обнажаются породы кирмакинской свиты (КС). Анализ аэрофотоизображения позволяет уверенно наметить площадное распространение надкирмакинской песчаной (НКП) и глинистой (НКГ) свит, среднего отдела (СО) и низов балаханской свиты. К юго-западу и северо-востоку от последней фотоизображение отсутствует, но сотрудниками Объединения «Азморнефть» на основании картировочного бурения намечены выходы акчагыла, апшерона (только на северо-восточном крыле) и четвертичных отложений. На основании этих данных названные отложения и были показаны на нашей карте.

2. По материалам аэрофотосъемки удалось точно установить периклинальные замыкания брахиантиклинали, образованные выходами надкирмакинской песчаной свиты (НКП). В то же время пласты среднего отдела (СО) в районах как северо-западной, так и юго-восточной периклиналей не замыкаются, а дают только ясно выраженные пережимы. Это позволило нам высказать предположение (Шарков, 1951ф), что к северо-западу

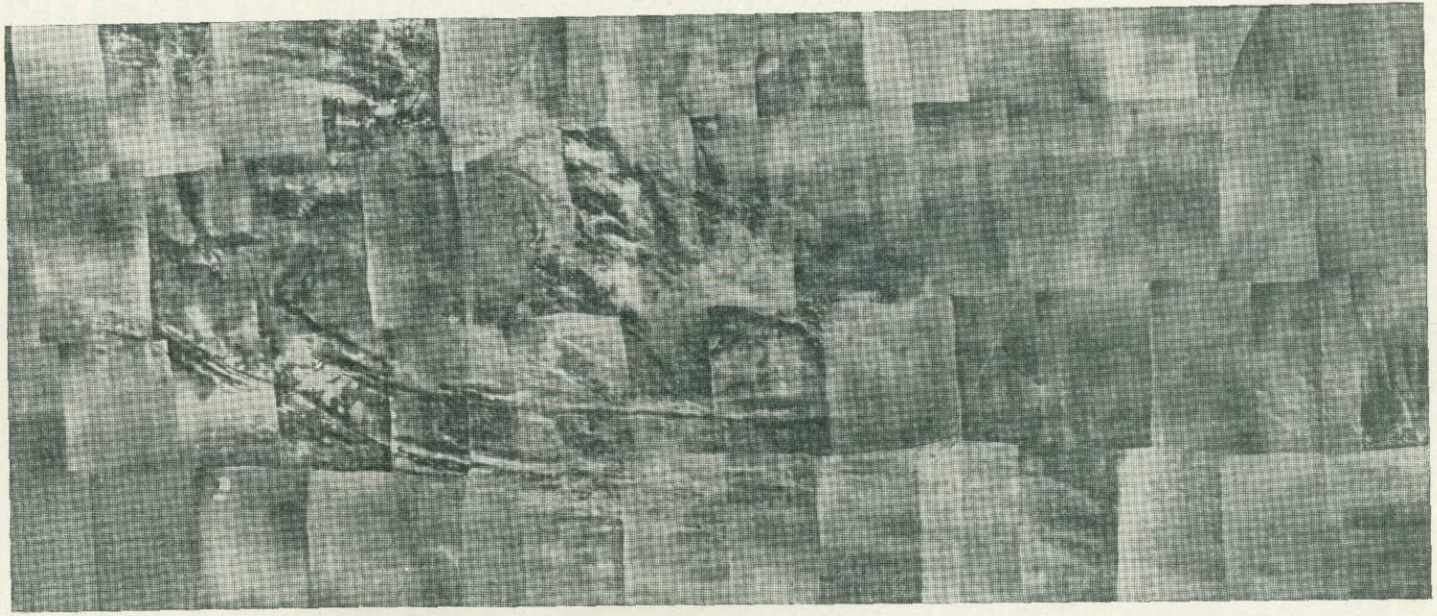


Рис. 78. Репродукция фотосхемы района складки Нефтяных Камней.

и юго-востоку от собственно брахиантиклинальной складки Нефтяных Камней располагаются новые самостоятельные поднятия, в сводовых частях которых должны обнажаться на морском дне по крайней мере отложения надкирмакинской глинистой свиты (НКГ).

В результате разведочного, а затем и картировочного бурения, проведенного Объединением «Азнефть», наше предположение о наличии

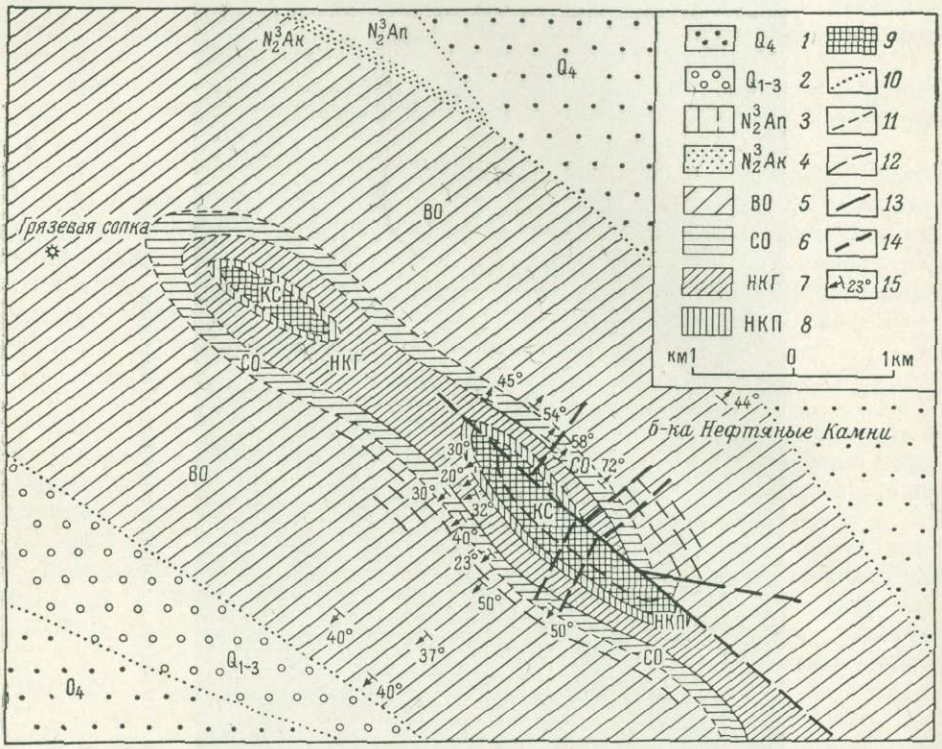


Рис. 79. Схематическая геологическая карта морского дна в районе складки Нефтяные Камни и складки Грязевой вулкан. При составлении карты использованы материалы объединения «Азнефть».

1 — современные отложения — Q_4; *2* — древнекаспийские отложения — Q_{1-3}; *3* — апшеронский ярус — $N_2^3Ап$; *4* — акчагыльский ярус — $N_2^3Ак$. Продуктивная толща — N_2^2pr: *5* — верхний отдел — ВО; *6* — средний отдел — СО, *7* — надкирмакинская глинистая свита — НКГ, *8* — надкирмакинская песчаная свита — НКП, *9* — кирмакинская свита — КС, *10* — границы между свитами, нанесенные по данным картировочного бурения; *11* — предполагаемые границы между свитами; *12* — простирание пород; *13* — линии дизъюнктивных нарушений; *14* — предполагаемые линии дизъюнктивных нарушений; *15* — падение пластов.

нового антиклинального поднятия к северо-западу от Нефтяных Камней полностью подтвердилось. Это новое антиклинальное поднятие получило название Грязевая сопка.

В своде этой антиклинальной складки, как мы и предполагали, обнажаются отложения нижнего отдела продуктивной толщи до кирмакинских включительно.

Наше предположение о наличии еще одной новой антиклинальной складки непосредственно к юго-востоку от собственно брахиантиклинали Нефтяные Камни сначала не нашло поддержки у геологов, анализировавших данные глубокого бурения. Так, М. К. Мамедов и А. П. Ушаков отмечали, что к юго-востоку от юго-восточной периклинали складки Нефтяные Камни, по данным глубокого бурения, нигде не обнаруживается новая ундуляция шарнира. Правда, они здесь же считали необходимым

отметить, что имеющиеся материалы не дают исчерпывающего освещения этого вопроса. Таким образом, наличие наметившегося пережима (седла) к юго-востоку от периклинального замыкания надкирмакинской песчаной свиты при такой трактовке данных глубокого бурения оставалось необъясненным. Позже И. М. Заикина (1956ф), касаясь высказанного нами предположения, отмечает, что продуктивная толща далеко простирается к юго-востоку от выходов свит НКП и НКГ, оконтуривающих свод складки Нефтяные Камни, и считает возможным предполагать к юго-востоку от Нефтяных Камней наличие нового морского поднятия. Буровые же данные показывают равномерное погружение слоев от свода складки в юго-восточном направлении (Баба-заде, Цигер, 1958).

Геологическое строение морского дна акватории Нефтяных Камней можно видеть на профиле, проведенном вдоль оси через складки Грязевая сопка—Нефтяные Камни (рис. 80).

3. Собственно брахиантиклиналь Нефтяные Камни представляет собой поднятие, вытянутое с северо-запада на юго-восток. По выходам надкирмакинской песчаной свиты, оконтуривающей свод, длина поднятия достигает 3 км при наибольшей ширине в 700—800 м.

4. Антиклинальная складка Нефтяные Камни осложнена крупным продольным нарушением, тремя поперечными и одним диагональным разломами. Это дизъюнктивное нарушение легко устанавливается по аэроснимкам.

На рис. 81 представлено фотоизображение юго-восточной периклинальной части рассматриваемого антиклинального поднятия. По характеру рисунков здесь легко читается площадное распространение отложений от кирмакинской свиты (КС) до среднего отдела включительно, достоверность дешифрирования которых была подтверждена собранными с морского дна образцами пород.

Анализ фоторисунков позволяет установить, что центральная часть снимка занята отложениями кирмакинской свиты, слагающими свод складки. На юго-западном крыле хорошо изобразились породы надкирмакинской песчаной (НКП), надкирмакинской глинистой (НКГ) свит и пласты среднего отдела продуктивной

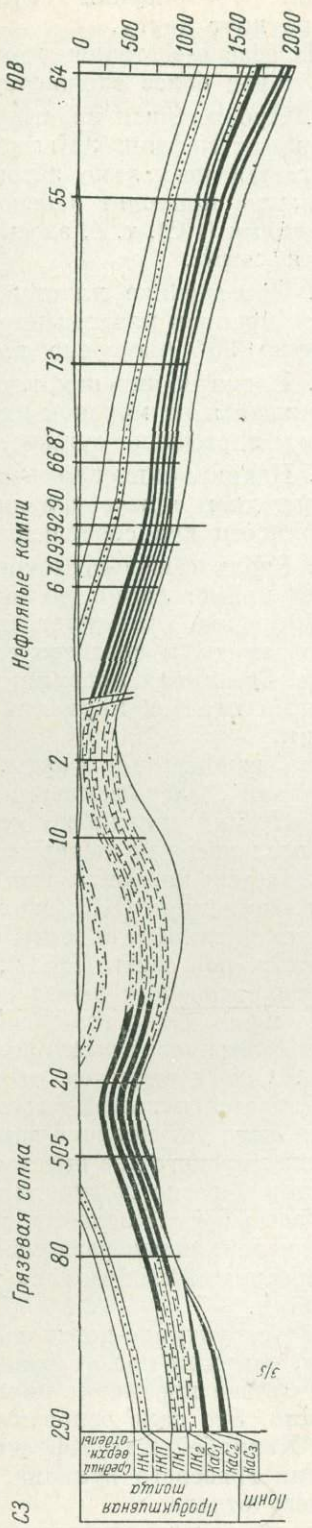


Рис. 80. Геологический профиль, проведенный через складки Грязевая сопка и Нефтяные Камни. (Профиль заимствован из статьи Б. К. Баба-заде и Б. М. Цигера, 1958).

толщи. Фоторисунки соответствующих пород простираются параллельно друг другу.

На северо-восточном крыле соотношение фоторисунков соответствующих пород более сложное, а именно:

1. Прослеживая пласты среднего отдела (СО) на аэроснимках к юго-востоку от Нефтяных Камней (на рис. 81 островок, около которого располагается несколько затопленных судов), можно убедиться, что эти отложения приходят в непосредственный контакт с кирмакинскими отложениями (КС), т. е. здесь выпадают надкирмакинская песчаная и глинистая свиты.

2. Простирание пластов среднего отдела в данном месте образует с простиранием пластов кирмакинской свиты угол, достигающий приблизительно 20° (измерено по аэроснимкам).

3. Надкирмакинская глинистая свита (НКГ), достаточно четко изобразившаяся на морском дне на меридиане о. Нефтяные Камни, к юго-востоку постепенно суживается и, наконец, выклинивается.

4. Надкирмакинская песчаная свита (НКП), четко выраженная на юго-западном крыле складки, в пределах северо-восточного крыла на поверхности дна совершенно отсутствует.

5. Вдоль северо-восточного крыла складки на аэроснимках изобразилась прямая линия, по которой приведены в непосредственный контакт кирмакинские отложения свода с отложениями надкирмакинской глинистой свиты и среднего отдела, обнажающимися на северо-восточном крыле. Эта линия прослеживается по аэроснимкам от юго-восточного замыкания пластов кирмакинской свиты к северо-западу на протяжении 1.5 км.

Все изложенные факты, полученные путем анализа аэроснимков, позволяют сделать заключение, что северо-восточное крыло складки Нефтяные Камни осложнено крупным продольным нарушением. В результате последнего на поверхности дна на северо-восточном крыле складки наблюдается ненормальный контакт отложений среднего отдела (СО) с кирмакинскими (КС), выклинивание к юго-востоку отложений надкирмакинской глинистой свиты (НКГ) и отсутствие отложений надкирмакинской песчаной свиты (НКП), несмотря на то что на юго-западном крыле все эти отложения лежат согласно.

Не менее четко изобразилось нарушение, диагонально пересекающее северо-восточное крыло складки в ее юго-восточной периклинальной части. Оно начинается от вышеописанного продольного нарушения и простирается к восток-юго-востоку. Наличие этого диагонального нарушения было установлено нами на том основании, что на аэроснимке этого участка морского дна имеется изображение прямой линии, по обе стороны от которой резко изменяется простирание пород среднего отдела. Кроме того, здесь же наблюдается интенсивное выделение газов и нефти. Между этим диагональным разломом и вышеописанным продольным нарушением на аэроснимке изобразился тектонический блок, сложенный перемятыми породами.

Две структурно-поисковые скважины, заложенные вблизи этих разломов, вскрыли под отложениями среднего отдела, мощностью от 10 до 50 м, сильно перемятые породы плиоцен-олигоценового и даже мелового возраста. Это дало основание А. Л. Путкарадзе, И. М. Заикиной и Ч. А. Халилбейли (1954ф) считать, что здесь вскрыты отложения сопочной брекчии грязевого вулкана, действовавшего до аккумуляции осадков среднего отдела.

Эти же авторы отмечают, что картировочным бурением удалось установить продольное нарушение к юго-востоку от Нефтяных Камней. Северо-

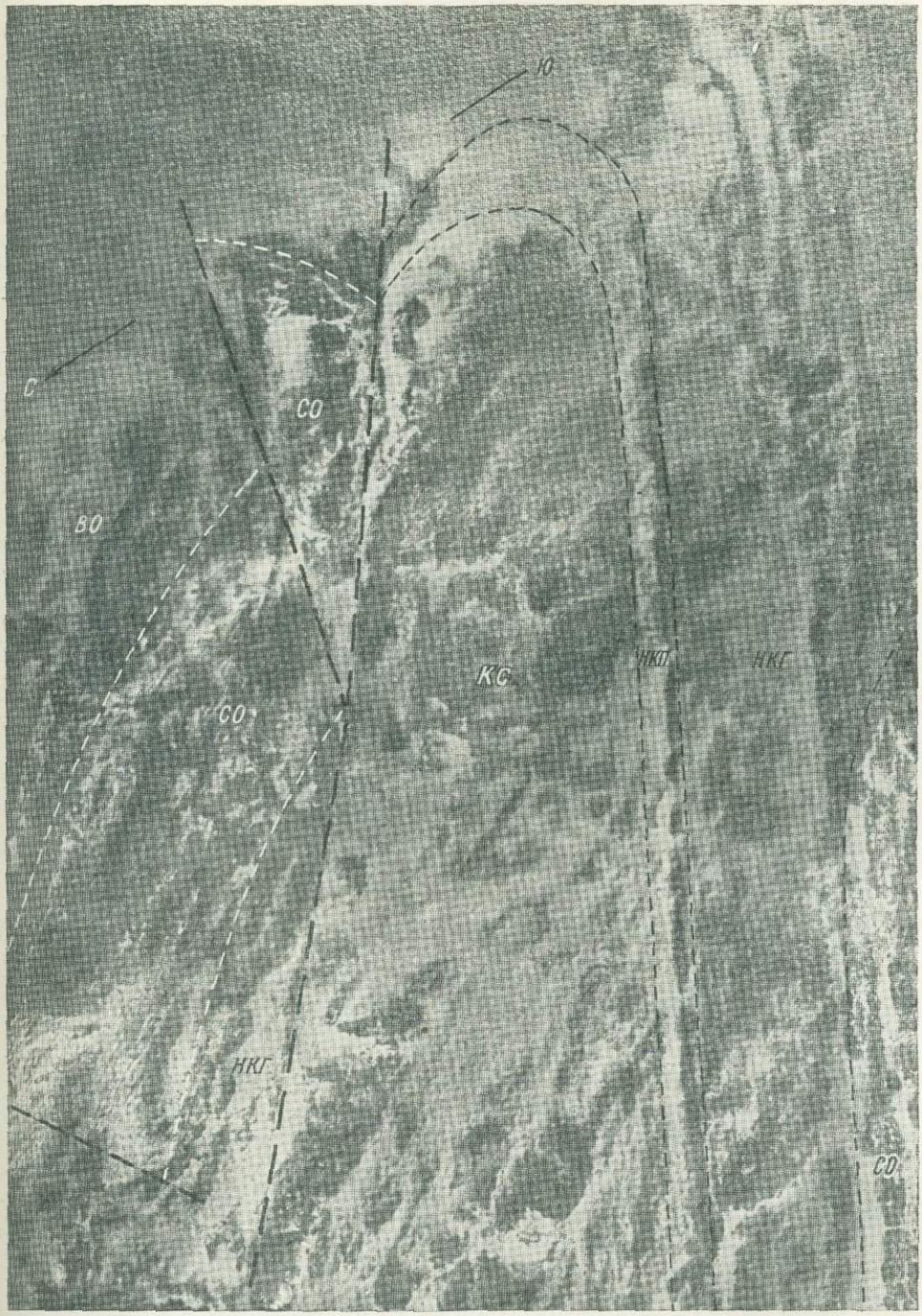


Рис. 81. Фрагмент фотосхемы складки Нефтяных Камней. Видны оба крыла складки, юго-восточная периклиналь и пересечение плоскости надвига с поверхностью дна.

западный конец этого нарушения они протягивают к упомянутому погребенному грязевому вулкану, т. е. к тому месту, где на нашей карте показано диагональное нарушение. При этом им пришлось на северо-западе линию разлома изогнуть. Если же не делать этого изгиба, то упомянутый разлом найдет продолжение в намеченном нами по аэроснимкам продольном нарушении.

Одной из особенностей продольного разлома к юго-востоку от Нефтяных Камней является большая ширина нарушенной зоны, достигающая 300—400 м. Эта зона полностью заполнена брекчией, среди которых отмечаются глыбы понтических пород, отложений диатомовой свиты и коуна. Основываясь на результатах бурения, В. С. Мелик-Пашаев (1959) высказывает предположение, что продольное дизъюнктивное нарушение имеет надвиговый характер, причем юго-западное крыло складки Нефтяные Камни надвинуто на северо-восточное. Это же было указано нами в отчете за 1951 г. (Шарков, 1951ф). Вдоль нарушения возникают грифоны, иногда сопровождающиеся появлением пламени.

При анализе аэроснимков по смещению фоторисунков вдоль прямых линий, отражающему относительное смещение соответствующих пород, были установлены три небольших поперечных разлома.

Сейсморазведочные работы показали, что складка Нефтяные Камни лежит на одной антиклинальной линии со складкой о. Жилого.

Юго-восточная периклиналь складки Нефтяные Камни, как показали сейсмические исследования (Рапопорт и др., 1959ф), сначала погружается довольно круто под углом 21—24°, а затем на расстоянии 20 км выполаживается до 4—5°. В северо-восточной части периклинали наблюдается небольшой выступ к востоку, осложняющий периклиналь, но быстро затухающий и через седловину переходящий в новую, обнаруженную сейсмическими работами складку «28 апреля».

Складка «28 апреля» находится в 25 км к восток-юго-востоку от Нефтяных Камней и имеет северо-западное—юго-восточное простирание. Длина складки 13 км по верхнему и 16 км по нижнему условным сейсмическим горизонтам, ширина — 6—8 км. На северо-восточном крыле складки наблюдается зона сложного геологического строения, вероятно, как и на Нефтяных Камнях, связанная с надвигом юго-западного крыла на северо-восточное.

Шарнир складки ундулирует с образованием трех осложняющих небольших складок.

К юго-востоку от складки «28 апреля» сейсмическими работами обнаружены еще две складки, одна из которых получила название складки Апшеронского порога (Вартанов и др., 1959), или складки «26 Бакинских комиссаров» (Рапопорт и др., 1959ф), другая — Промежуточная.

Складка «26 Бакинских комиссаров» (Апшеронского порога) расположена в 50 км к юго-востоку от Нефтяных Камней в наиболее глубокой части подводного Апшеронского порога. Она имеет северо-западное—юго-восточное (кавказское) простираниие. В юго-восточной части ось складки меняет свое направление на восток-юго-восточное, т. е. принимает простирание, характерное для складок восточной (Туркменской) части Апшеронского порога. Длина складки свыше 40 км, ширина — 20—22 км. Складка асимметрична: северо-восточное крыло крутое (18—33°), юго-западное пологое (14—18°). На юго-западном крыле ее имеется выступ, протягивающийся в запад-северо-западном направлении и сочленяющийся на западе через небольшую седловину с юго-восточной периклиналью складки Нефтяных Камней. Складка осложнена двумя ундуляциями.

Складка Промежуточная представляет асимметричное поднятие с более крутым юго-западным крылом (10—12°). Она является

соединительным звеном между морским погружением мегантиклинория Большого Кавказа и Центрально-Прибалханской зоной складчатости восточной части моря. К востоку от складки Промежуточной непосредственно начинается складка банки Ливанова, запад-северо-западная периклиналь которой установлена сейсморазведочными работами.

Таким образом, в последние годы сейсморазведочные работы доказали непосредственный переход погружения мегантиклинория Большого Кавказа в Центрально-Прибалханскую складчатую зону.

К северу от рассмотренных складок располагается обширная синклинальная зона, отделяющая последние от складки банка Андриевского и складки «40-летия Азербайджана». Эта зона прослеживается от о. Артема до Челекенского района, где она переходит в Кефальджа-Келькорскую синклиналь. Длина этой синклинальной зоны составляет 260 км. Она состоит из глубокой мульды к северу от складки «28 апреля», менее глубокой и протяженной котловины к северу от складки Промежуточной и мульд, расположенных уже в восточной части моря.

Акватория к югу от Апшеронского полуострова

На мелководье к югу от Апшеронского полуострова отмечаются антиклинальные структуры о. Песчаного, банки Макарова и Шахово-море.

Структура о. Песчаного расположена к югу от Апшеронского полуострова в районе о. Песчаного. Здесь в 3 км к югу от береговой линии, на поверхности дна выступают апшеронские известняки, образующие подводные гряды. Здесь же картировочным бурением были вскрыты глины среднего отдела апшеронского яруса. Дочетвертичные породы простираются в широтном направлении.

На основании электроразведочных работ (С. Я. Литвинов), морфологических особенностей дна (А. А. Ильин) и картировочного бурения (М. С. Агабеков и Б. А. Бурман; цит. по: Мелик-Пашаев, 1959) в районе о. Песчаного предполагалась самостоятельная антиклинальная складка. Разведочные работы, проведенные на указанной акватории, не подтвердили это предположение. Сейсморазведка показала, что Фатьмаи-Зыхская антиклинальная зона, пересекающая Апшеронский полуостров, продолжается в море, где проходит через площадь о. Песчаного, банку «1906 г.» и достигает акватории банки Макарова. При этом все же остается неясным, почему обнажающиеся на дне апшеронские отложения простираются в широтном направлении, а изолинии структурных схем вытянуты в меридиональном. По сейсмической структурной схеме Фатьмаи-Зыхская антиклиналь на Зыхском участке погружается под углом 9°, а в море выполаживается до 2°, образуя структурную террасу. В пределах южной периклинали намечаются две неясно выраженные ветви. Восточная ветвь отклоняется от почти меридионального направления к юг-юго-востоку в сторону банки Макарова, а западная — в сторону о. Наргин. В районе последнего вырисовывается седло, сочленяющее структуру о. Песчаного с Биби-Эйбатским поднятием. В пределах седла располагается о. Наргин, сложенный известняками бакинского яруса и более молодыми древнекаспийскими отложениями. Бурением здесь вскрыты апшеронские и акчагыльские отложения, а также отложения продуктивной толщи.

На о. Песчаном структурно-поисковыми скважинами вскрыт весь разрез продуктивной толщи и подстилающие ее понтические отложения, представленные оскольчатыми темно-серыми глинами.

Структура банки Макарова, согласно структурной схеме по условному сейсмическому горизонту, располагается на продол-

жении антиклинальной зоны Фатьмаи-Зых—о. Песчаный. Наиболее полная характеристика геологического строения морского дна в районе банки Макарова дана в работе В. С. Мелик-Пашаева (1959). Обобщая данные бурения и сейсморазведки, В. С. Мелик-Пашаев отмечает очень слабую дислоцированность отложений до глубины 1100 м. При картировочном бурении было установлено, что под сопочной брекчией, широко развитой на акватории банки, залегают древнекаспийские отложения с углом падения 3°.

В 1954 г. на банке Макарова была пробурена структурная скважина, заложенная на подводном кратерном валу грязевого вулкана. Эта скважина, как и пробуренная позже с этого же основания разведочная скважина, показала, что мощность четвертичных отложений здесь превышает 1211 м.

Структурная скважина, согласно описанию В. С. Мелик-Пашаева (1959), вскрыла «до глубины 147 м брекчию грязевого вулкана, ниже до глубины 450 м — чередование брекчии и плохо отсортированных глин древнекаспийских отложений с фауной *Dreissenia rostriformis* Desh., *D. polymorpha* (Pall.), *Didacna* sp., *Micromelania caspia* Eichw. и др. Ниже до глубины 716 м вскрыта почти сплошная толща брекчии с очень редкими и тонкими прослоями коренных пород. На глубине 870 м угол падения пласта 9°. До глубины 1141 м пройдена мощная толща грязевулканической брекчии. Ниже до забоя прослои нормальных пород в разрезе участились и появились хорошо слоистые глины с углами падения пластов до 16—18°» (стр. 146). Забой этой скважины находится на глубине 1211 м. Встреченная в глинах фауна указывает на бакинский возраст отложений, которые оказались не пройденными до подошвы.

Разведочная скважина вскрыла продуктивную толщу на глубине 1730 м, пройдя предварительно толщу брекчии и не встретив апшеронские и акчагыльские отложения. Возможно, что значительную часть сопочной брекчии нужно относить к четвертичному возрасту.

Отсутствие акчагыльских и апшеронских отложений может свидетельствовать о новом поднятии в районе банки Макарова, формирование которого началось в доакчагыльское время, поскольку осадки последнего, как и более молодые — апшеронские, здесь отсутствуют, хотя они и имеют широкое развитие северо-западнее, на площади о. Песчаного.

В. С. Мелик-Пашаев в пользу самостоятельности поднятия банки Макарова приводит большую степень дислоцированности древних пород по сравнению с более молодыми, наблюдаемую на разных сейсмических профилях.

Складка Шахово-море удалена на 35—40 км к югу от Шаховой косы и на 30 км к юго-востоку от банки Макарова. На площади складки глубины моря достигают 200—300 м и больше. Складка обнаружена сейсмическими работами. Она представляет собой крупную брахиантиклиналь, вытянутую с северо-запада на юго-восток на протяжении по крайней мере 30 км, при ширине 15 км. Кровля продуктивной толщи располагается на глубине 1900—2000 м. Высота складки по условному сейсмическому горизонту равна 1400 м. Свод ее осложнен нарушением, по которому юго-западное крыло испытало опускание. С северо-запада и северо-востока к складке примыкают две седловины, отделяющие ее от складки банки Макарова и складки о. Жилого. Северо-западнее поднятия располагается мульда, в которой происходит замыкание Бина-Гоусанской и Восточно-Апшеронской синклиналей. К северо-востоку намечается синклиналь, отделяющая складку Шахово-море от антиклинальной зоны о. Жилой—Нефтяные Камни. С юго-запада находится обширный Джейранкечмесский синклинорий.

Основные представления о структурно-тектонических особенностях прикаспийско-приапшеронского района

В связи с поисками мезозойской нефти на Кавказе в последнее время большое значение приобретает вопрос правильной интерпретации структурно-тектонических взаимоотношений поверхностных плиоцен-четвертичных и подстилающих их мезозойско-палеоген-миоценовых пород. В настоящее время для Прикаспийско-Приапшеронского района существует два взаимоисключающих взгляда по этому вопросу.

Последователи Г. В. Абиха С. М. Апресов (1933), М. Ф. Мирчинк (1935), В. В. Вебер (1939) и другие развивают мысль, что мезозойско-палеогеновые структуры Юго-Восточного Кавказа продолжаются в плиоценовые структуры Апшеронского полуострова. В этом случае при поисковых работах на мезозойскую нефть в качестве одного из существенных критериев может быть использован структурный план молодых плиоцен-антропогеновых отложений.

В противоположность этому М. В. Абрамович (1945), В. А. Горин (1939), В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, В. Ф. Соловьев и В. В. Григорьянц (1955) развивают взгляд, согласно которому глубинное строение юго-восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа резко отличается от поверхностной тектоники. В. Е. Хаин и др. (1955) коренное изменение тектонического плана относят к границе между мезозойско-палеогеновым и неоген-антропогеновым временем. Б. В. Григорьянц (1956) относит момент резкой перестройки геотектонического плана к меотическому времени, в соответствии с чем он выделяет нижний — домеотический — и верхний — послемеотический — структурные этажи.

Если во всех случаях оправдается точка зрения, развиваемая последователями второй концепции, то тектоническое строение плиоцен-антропогеновых отложений не может иметь никакого значения для локализации участков, перспективных на постановку поисково-разведочных работ на мезозойскую нефть.

Имеющиеся в настоящее время, правда, пока малочисленные факты позволяют прийти к заключению, что обе эти точки зрения имеют основание, но для различных регионов. По-видимому, для района осевой части Апшеронского порога и к северу от него можно с большой долей вероятности говорить об унаследованном развитии структурного плана не только с палеогенового, но даже с мезозойского времени. Южнее, для южного склона Апшеронского порога, включая почти весь Апшеронский полуостров, по ряду соображений и на основании очень небольшого количества фактического материала можно предполагать несоответствие структурного плана плиоцен-антропогеновых отложений со структурным планом подстилающих пород.

Для северного региона сопоставление данных геологической съемки, отражающих строение относительно молодых отложений, с геофизическими материалами в целом ряде случаев позволяет прийти к заключению о соответствии структурных планов поверхностных отложений и глубоких горизонтов пород, если не считать некоторого смещения сводов складок.

Так, например, складки Кайнарджинской антиклинальной зоны, образованные плиоценовыми осадками, пространственно совпадают с относительными максимумами силы тяжести, свидетельствующими о приближении к поверхности более плотных мезозойских пород.

Плиоценовые отложения северо-восточного крыла Советабадской складки, по нашим материалам, имеют такое же простирание, как и меловые породы ее сводовой части. К плиоценовым складкам Камней Два Брата, банок Апшеронской и Цюрупы приурочены относительные

максимумы силы тяжести, что свидетельствует о приближении к поверхности плотных мезозойских пород. Для банки Цюрупы это было подтверждено бурением. На банке Апшеронской приподнятое положение занимают майкопские и коунские осадки. Последние вскрыты также, правда в зоне нарушения, в складках о. Жилого и Камней Григоренко. Диатомовые сланцы обнажаются в сводах складок банки Дарвина и о. Жилого.

Таким образом, во всех рассмотренных случаях меловые, палеогеновые и миоценовые отложения непосредственно обнажаются под продуктивной толщей или вскрыты бурением. Плиоценовые складки здесь пространственно совпадают с приближением мезозойско-палеогеновых пород к земной поверхности, что несомненно свидетельствует о совпадении структурных планов древних и относительно молодых пород. Наблюдаемые в этих складках перерывы в осадконакоплении и залегание пород с угловым несогласием не противоречат этому выводу, а, напротив, подтверждают его, поскольку растущая складка может оказаться в зоне волнового воздействия бассейна или даже превратиться в остров. В результате в таких местах осадконакопление естественно прекращалось, а складка подвергалась размыву. В этих условиях может наблюдаться не только выпадение из разреза отдельных стратиграфических горизонтов, но и залегание более молодых пород на более древних с угловым несогласием. Поэтому угловые и стратиграфические несогласия в данном случае являются локальными.

Наблюдаемые иногда смещения сводов складок по молодым отложениям относительно сводов складок в подстилающих породах также нельзя рассматривать как кардинальную перестройку структурного плана. Подобные смещения известны и в пределах плиоценовых отложений, например, для Калинской складки, где они хорошо объяснены В. А. Гориным (1955).

В. Е. Хаин и др. (1955), В. В. Григорьянц (1955, 1956) в качестве доказательства коренной перестройки структурных планов приводят факт резкого изменения простираний меловых и палеогеновых отложений по сравнению с простиранием диатомовых сланцев к югу от горы Кара-Тапа (Прикаспийский район). Действительно, мезозойско-палеогеновые породы в юго-восточной периклинальной части Куркачидагской складки (около береговой линии) соприкасаются с чокракско-спириалисовыми отложениями и диатомовыми сланцами (караган-меотис) почти под углом 90°. Однако картировочное бурение показало, что на обоих крыльях этой складки чокракско-спириалисовые отложения и диатомовые сланцы залегают согласно с подстилающими породами (рис. 55).

В свете этого резкое несогласие в периклинальной части данной складки связано с наличием здесь дизъюнктивного нарушения.

Таким образом, для Прикаспийского района и северной части акватории Приапшеронского района пока нет убедительных доказательств о резкой перестройке структурного плана.

Почти все плиоценовые складки данной области, а именно Камней Два Брата, банок Апшеронской и Цюрупы, банки Андриевского, о-вов Жилого, Нефтяных Камней, а также вновь обнаруженные складки «28 апреля» и «26 Бакинских комиссаров», Промежуточная, имеют субширотное (кавказское) направление. В этом факте также можно усмотреть влияние мезозойско-палеогенового структурного плана на формирование складок плиоцен-четвертичного возраста.

Вероятно, более сложные структурные соотношения следует ожидать для Апшеронского полуострова и южного склона подводного Апшеронского порога. На Апшеронском полуострове складки одной антиклинальной зоны субширотного (кавказского) направления нередко под большим углом упираются в меридиональные складки другой зоны. Это

обстоятельство не без основания дало повод В. Е. Хаину и др. (1955) считать, что такие сложные взаимоотношения складок определяются перестройкой складчатости одного направления на складчатость другого простирания. Некоторым подтверждением различия в структурном плане плиоценовых и доплиоценовых складок Апшеронского полуострова может служить несоответствие локальных аномалий силы тяжести с современной структурой. Кроме того, в некоторых пунктах сейсморазведкой установлено иное падение глубоких отражательных площадок по сравнению с площадками в плиоценовых отложениях.

Для Юго-Восточного Кавказа, Апшеронского полуострова и примыкающей к нему акватории принято группировать отдельные складки в антиклинальные зоны. Однако простирание и соотношение складок настолько изменчиво и сложно, что часто трудно отнести их к той или иной зоне, а следовательно, и проследить последние. Это приводит к построению различных, часто противоречивых схем. К примеру можно сослаться на две структурные схемы, предложенные в последние годы Б. В. Григорьянцем (1956) и Г. П. Тамразяном (1960) для плиоценовых складок Апшеронского полуострова и прилегающих районов Каспийского моря.

Б. В. Григорьянц наметил несколько чередующихся антиклинальных и синклинальных зон, пересекающих Апшеронский полуостров почти в меридиональном направлении. С запада на восток он выделил:

1. Насосненско-Бакинский синклинальный пояс, в который включил синклиналь ст. Насосной, Джейранбатанскую, Чалаеринскую и Бакинскую мульды.

2. Центрально-Апшеронский антиклинорий, протягивающийся от Сарыгаябашинской до Карачухур-Зыхской антиклинали.

3. Советабадско-Гоусанский синклинальный пояс, отличающийся резким поворотом оси. Пояс проходит от Советабадской синклинали, через Калага-Бильгинскую (Амбуранскую) мульду, к Бина-Гоусанской синклинали.

4. Антиклинальный пояс Камни Два Брата—Калинская антиклиналь, протягивающийся через складку банки Цюрупы и Мардакянское морское поднятие.

5. Шоуланско-Зыринский синклинальный пояс, начинающийся от седла, разделяющего антиклинали банок Цюрупы и Апшеронской, и открывающийся в сторону Южного Каспия.

6. Антиклинорий Апшеронского архипелага, включающий две антиклинальные зоны: 1) банка Апшеронская—Бакланий Камень и 2) поднятие Камень Григоренко—о. Жилой—Нефтяные Камни.

В противоположность этой схеме Г. П. Тамразян ориентирует антиклинальные зоны в северо-запад—юго-восточном (кавказском) направлении. Он выделяет два антиклинория и два синклинория. На севере протягивается Северо-Апшеронский антиклинорий, в который включены кулисообразно располагающиеся друг относительно друга антиклинальные поднятия Камней Два Брата, банок Апшеронской, Цюрупы и Андриевского. Южнее располагается Северо-Апшеронский синклинорий, простирающийся севернее Апшеронского полуострова и о-вов Артема, Жилой, Нефтяные Камни, куда входят чашеобразные мульды Пиршаги-Советабадская, Калага-Бельгинская и банки Опасной (Шоуланская). Еще южнее находится Центрально-Апшеронский антиклинорий, состоящий из двух антиклинальных зон: Джорат-Бузовнинской на севере и Кечелдаг-Сабунчинской на юге. И, наконец, на самом юге выделяется Южно-Апшеронский синклинорий, постепенно переходящий во впадину Южного Каспия.

Сложность тектоники рассматриваемой области, вероятно, определяется тем, что она лежит в пограничной полосе растущих горных сооружений

Кавказа и интенсивно и длительно прогибающейся Южнокаспийской впадины. При этом на севере, в зоне погружения сводовой части мегантиклинория Большого Кавказа, наблюдается кавказское простирание структурных элементов с унаследованными от мезозоя поднятиями, ориентированными с северо-запада на юго-восток. На южном склоне Апшеронского порога, благодаря интенсивному прогибанию котловины Южного Каспия, располагающейся южнее, вероятно, возникают гравитационные складки, ориентированные параллельно бортам впадины. Этим можно объяснить изменение в южной части района кавказского направления складчатости на меридиональное по мере приближения к Южнокаспийской впадине. Переход субширотных складок в меридиональные наблюдается не только на Апшеронском полуострове, но характерен и для Бакинского архипелага, а также для восточного берега Каспийского моря южнее п-ова Челекена. При этом следует обратить внимание на то, что по мере движения к югу на западном берегу меридиональное направление приобретают складчатые пояса, прежде ориентированные с северо-запада на юго-восток, а на восточном — с северо-востока на юго-запад. Это особенно отчетливо видно на тектонической схеме дна Южного Каспия, составленной В. Ф. Соловьевым, Л. С. Кулаковой и Г. В. Агаповой (1959), которую мы частично использовали при составлении схемы расположения основных структурных элементов (рис. 45).

Очевидно, что одинаковое меридиональное изгибание складчатых поясов в центре Южной котловины Каспия, первоначально ориентированных в различных направлениях, должно вызываться одной причиной, которой, по нашему представлению, является длительное унаследованное прогибание дна Южного Каспия, определившее гравитационное смещение осадков к центру впадины.

На основе изложенных представлений было бы правильно сделать попытку проследить основные структурные зоны Юго-Восточного Кавказа, учитывая для северной части Апшеронского порога возможное их простирание в кавказском и субширотном направлениях, а для южной части влияние прогиба Южнокаспийской котловины и в связи с этим изгибание складок в меридиональном направлении.

Форма многих складок позволяет допустить ветвление антиклиналей, т. е. зарождение новых антиклинальных линий, протягивающихся в различных направлениях. Так, например, юго-восточная часть складки Камней Два Брата осложнена двумя антиклинальными перегибами; в северной части о. Артема располагается заливообразная синклиналь (гемисинклиналь), разделяющая Южную и Северную антиклинали; Джоратская складка осложнена структурным носом, протягивающимся к северу и сопрягающимся с Сарыгаябашинской (Сумгаитской) морской брахиантиклиналью; выпуклость к востоку северо-восточного крыла Фатьмаинской складки у сел. Магамедлы переходит в Кюрдаханы-Маштаги-Бузовнинское антиклинальное поднятие с восточным простиранием и т. д. В ветвлении складок можно видеть причину возникновения своеобразных чашеобразных и заливообразных синклиналей.

Складки располагаются кулисообразно по отношению друг к другу и под разными углами к основному простиранию зоны погружения мегантиклинория Большого Кавказа и к простиранию отдельных антиклинальных зон.

В конечном счете, ветвление антиклиналей, зарождение новых складок, их кулисообразное расположение и, наконец, растворение в синклиналях создают очень сложный структурный план. Уверенное прослеживание антиклинальных и синклинальных поясов возможно лишь на ограниченных расстояниях, а объединение отдельных фрагментов складчатых поясов в протяженные зоны можно произвести лишь весьма условно.

На севере, в пределах суши Прикаспийско-Приапшеронского района, располагается Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий. В прибрежной части антиклинорий состоит из трех складок: Бешбармакской, Тугчайской и Советабадской.

Дальнейшее продолжение антиклинория в море остается проблематичным. В. Ф. Соловьев (1948ф), В. Е. Хаин и др. (1955) считают наиболее вероятным, что продолжением его в море является складка Камней Два Брата. Они же обращают внимание на то обстоятельство, что последняя отделяется от Советабадской антиклинали широкой Сумгаитской синклиналью, хорошо выраженной на структурной схеме по условному сейсмическому горизонту, приуроченному к продуктивной толще. Эта синклиналь, по их мнению, является более молодой, наложенной структурой, поэтому продолжение Тенгинско-Бешбармакского антиклинория к Камням Два Брата наблюдается только по мезозойским породам. Одновременно с этим отмечается, что острова Камни Два Брата располагаются несколько северо-восточнее теоретического продолжения Советабадской антиклинали. Такое положение, по мнению этих авторов, может наводить на мысль, что антиклинорий Апшеронского архипелага, начинающийся складкой Камни Два Брата, может быть связан с более северным поднятием Юго-Восточного Кавказа, например, с Кайнарджинской антиклинальной зоной или даже антиклинальным поясом, протягивающимся из Приморской полосы Южного Дагестана. Последние варианты считаются мало приемлемыми по той причине, что тогда становится неясной судьба основных поднятий Восточного Кавказа.

Нам представляется, что в решении этого вопроса необходимо уделить большее внимание Сумгаитской синклинали. Ее наложенный, молодой характер по сравнению с Советабадской антиклиналью и складкой Камни Два Брата пока не аргументирован фактическими данными. Мы уже отмечали, что миоцен-плиоценовые отложения северо-восточного крыла Советабадской антиклинали простираются параллельно меловым породам сводовой части этой складки: то же характерно и для складки Камни Два Брата. Сумгаитская синклиналь выражена по продуктивной толще, следовательно, развитие этих складок и синклинали шло в одном плане начиная по крайней мере с мелового времени, и говорить о наложенном характере синклинали пока нет оснований.

В свете этого существенное значение приобретает и более восточное положение складки Камни Два Брата по сравнению с теоретическим продолжением в море Тенгинско-Бешбармакского антиклинория. Сопоставление складки Камни Два Брата с Кайнарджинской антиклинальной зоной, как предполагали И. И. Потапов (1954б) и мы (Шарков, 1958б), а также с антиклинальной зоной Приморской полосы Дагестана, если таковая вообще существует, затруднительно, так как Сумгаитская синклиналь широко раскрывается на северо-восток, отделяя указанные антиклинальные зоны от складки Камни Два Брата. Остается предположить, что в районе о-вов Камни Два Брата зарождается новая антиклинальная зона, развивающаяся в антиклинорий Апшеронского архипелага.

Северный антиклинальный перегиб в юго-восточной части складки Камни Два Брата простирается в сторону антиклиналей банок Апшеронской и Цюрупы. Южный антиклинальный перегиб этой же части складки Камни Два Брата простирается в юго-юго-восточном направлении. Очевидно, он должен перейти в антиклинальный перегиб, отделяющий Амбуранскую мульду от Сумгаитской морской синклинали. Этот перегиб был обнаружен на эхограммах геолокаторных профилей, проведенных между Сумгаитской синклиналью и Амбуранской мульдой (рис. 82, см. вкладку). Сумгаитская синклиналь в районе Пиршагатской бухты растворяется, переходя в северное крыло Кюрдаханского структурного выступа.

Складкой Камни Два Брата начинается антиклинальная зона с лежащими на ней складками банок Апшеронской, Цюрупы, Андриевского и складкой «40-летия Азербайджана». Эту зону Г. П. Тамразян (1960) выделил под названием Северо-Апшеронского антиклинория, полагая, что он продолжается на восточном берегу Каспия в Кубадаг-Большебалханский антиклинорий.

Как показали недавно проведенные сейсморазведочные работы, обнаружившие складку «40-летия Азербайджана», последняя подходит к западному склону морской части Карабогазского свода, принадлежащего уже к эпигерцинской платформе.

К северу от этой антиклинальной зоны располагается структурная депрессия, не выраженная в современном рельефе котловины Среднего Каспия. Эта депрессия лежит на продолжении южной части Кусаро-Дивичинского синклинория и к ней приурочен интенсивный гравиметрический минимум Среднего Каспия. На юго-востоке структурная депрессия ограничена Карабогазским сводом. Последний участок моря пока изучен слабо. Исходя из положения структурной депрессии к северу от длительно растущих складок Апшероно-Прибалханской зоны (Апшеронского порога), рассматриваемую форму можно считать древним прогибом. В этом случае можно предполагать возможность ее продолжения к югу от Карабогазского свода, где в нее вливается обширная синклиналь, отделяющая зону складок Андриевского—«40-летия Азербайджана» от зоны Нефтяные Камни—структуры Западного Челекена.

К югу от о-вов Камни Два Брата и банки Цюрупы располагаются выявленные геологическими и геофизическими работами уже упоминавшиеся Амбуранская мульда, Мардакянское морское поднятие и синклиналь банки Опасной (Шоуланская).

Брахиантиклиналь Мардакяны-море ориентирована в субмеридиональном направлении. Б. В. Григорьянц (1956) считает, что она лежит на продолжении пояса Камни Два Брата—банка Цюрупы. Такое толкование может быть принято с известными оговорками. Основная структура банки Цюрупы явно продолжается к юго-востоку, где, вероятно, поворачивает в сторону банки Дарвина. Об этом говорят геологические данные, поскольку акчагыльские отложения (приложение 1), прослеженные на морском дне картировочным бурением, протягиваются из района банки Дарвина в северном направлении, а затем поворачивают к востоку, оконтуривая юго-западное крыло брахиантиклинали банки Цюрупы.

Однако на структурной (сейсмической) схеме по продуктивной толще от средней части юго-западного крыла складки Цюрупы изолинии делают небольшой изгиб в сторону поднятия Мардакяны-море. Это дает некоторые основания считать, что последнее является новым ответвлением, лежащим на продолжении указанного выступа складки банки Цюрупы. В таком случае чашеобразная Амбуранская синклиналь возникла в результате ветвления складок Камни Два Брата и банки Цюрупы.

К югу от юго-восточной периклинали банки Цюрупы, как уже говорилось, располагается антиклиналь банки Дарвина, вытянутая почти в меридиональном направлении. Складка банки Дарвина лежит кулисообразно к северной складке о. Артема, поэтому дальнейшее юго-восточное продолжение этой антиклинальной линии можно допустить в складках о. Жилого и Нефтяных Камней, простирающихся в юго-восточном направлении.

Еще восточнее, кулисообразно к брахиантиклинали Нефтяных Камней, располагаются складки «28 апреля», «26 Бакинских комиссаров» (складка Апшеронского порога) и Промежуточная, которые, как мы уже отмечали, переходят в Центрально-Прибалханскую антиклинальную зону Западной Туркмении.

Обширный синклинальный пояс отделяет на севере указанные складки от антиклинальной зоны складок банки Андриевского и «40-летия Азербайджана».

Возвращаясь к продолжению основных структурных элементов Юго-Восточного Кавказа в прибрежной части суши, напомним, что к юго-западу от Тенгинско-Бешбармакского антиклинория располагается несколько чередующихся синклинальных и антиклинальных зон, погружающихся на юго-восток.

В пределах этих зон на морском дне периклинальные части Советабадской и Яшминской антиклиналей и структурного выступа Гядысуйской складки растворяются в моноклинали, переходящей в юго-западный борт Сумгаитской синклинали. Периклиналь же Куркачадагской антиклинали отчетливо вытянута в сторону Сарыгая-Башинской складки, что особенно хорошо видно на структурной схеме по условному сейсмическому горизонту, приуроченному к меловым породам. Складкой Сарыгая-Баши начинается Центрально-Апшеронский антиклинорий (Потапов, 1954б), осложненный складками Новханинской, Фатьмаинской, Кирмакинской, Балаханской, Карачухур-Зыхской, а далее в море структурами о. Песчаного и банки Макарова. Кулисообразно к последней располагается складка Шахово-море.

Таким образом, на Апшеронском полуострове можно проследить непосредственное продолжение Алтыагач-Куркачидагского антиклинория, являющегося одним из продолжений к юго-востоку Центрального — Тфанского антиклинория Большого Кавказа.

Кавказское простирание Алтыагач-Куркачидагского антиклинория меняется на субмеридиональное в Центрально-Апшеронском антиклинории. В районе сел. Магомедлы от северо-восточного крыла Фатьмаинской складки к востоку отходит Кюрдаханы-Маштаги-Бузовнинское поднятие. Неглубокие седла подразделяют это поднятие на Кюрдаханскую, Маштагинскую и Бузовнинскую структуры. Последняя носит явно погребенный характер, поскольку в противоположность антиклинальному перегибу пластов нижнего отдела продуктивной толщи в верхнем отделе и особенно в породах апшеронского яруса наблюдается широкая, осложненная широтным нарушением, очень пологая синклиналь. Кюрдаханская структура выражена в виде структурного выступа (носа), переходящего на севере в моноклиналь. В южной части она разветвляется, причем южная ветвь переходит в Маштагинскую и Бузовнинскую структуры. Оба последние поднятия ориентированы почти в широтном направлении и имеют пологие и узкие своды.

К северо-востоку от Кюрдаханского выступа наблюдается синклинальный прогиб, расширяющийся к северу, где он переходит в Амбуранскую мульду. На юге прогиб переходит в седло, отделяющее юго-восточную периклиналь Бузовнинской складки от Мардакянского морского поднятия.

Широтное простирание складок наблюдается и восточнее Бузовнинской структуры (Шувелянская и Шоуланская складки).

Район Бузовнинской складки и Шувелянского побережья является очень сложным узлом, где происходит перекрещивание двух направлений складчатости. Мардакянское морское поднятие и синклиналь банки Опасной ориентированы в субмеридиональном направлении. Их продолжение на юг можно видеть в Калинской складке и в Восточно-Апшеронской синклинали, от которых они отделяются складками широтного простирания — Кюрдаханы-Бузовны-Шувелянским поясом. В. Е. Хаин и др. (1955) считают, что широтное простирание Кюрдаханы-Бузовнинской складки определяется древним поднятием, отраженным в структуре нижнего отдела продуктивной толщи и более древних горизонтов. Поэтому

они допускают, что восточное продолжение Алтыагач-Куркачидагского антиклинория совпадает с современной структурой лишь до северной половины Фатьмаинской антиклинали. Дальше к востоку современная антиклинальная зона резко сворачивает на юг, а древнее поднятие продолжается на восток через Кюрдаханы, Бузовны, Шоулан, северную часть о. Артема, Камни Григоренко и далее, вероятно, в направлении Нефтяных Камней. Подобная трактовка тектоники рассматриваемой площади возможна, но следует учесть, что погребенной складкой этой зоны является только Бузовнинская, а расположенные далее к востоку широтно ориентированные Шувелянская и Шоуланская структуры проявляются в среднеапшеронских отложениях.

Не совсем ясно положение плиоценовых складок о. Артема. Наиболее просто было бы считать, что Южная антиклиналь о. Артема лежит на продолжении древней Кюрдаханы-Бузовны-Шувелянской зоны, так как последняя складка вплотную подходит к северо-западной периклинали Южной складки о. Артема, но при этом необходимо принять резкий изгиб осевой линии зоны с почти широтного на юго-восточное простирание. Северную складку о. Артема, лежащую кулисообразно к брахиантиклинали банки Дарвина, в этом случае можно было бы считать ответвлением последней.

Более ясная картина намечается для юго-восточного продолжения Южной складки о. Артема. К югу от нее кулисообразно располагается складка Гюргяны-море, продолжением которой является структура Южная.

Северная и Южная складки о. Артема отделяются от антиклинали о. Жилого обширной мульдой, наиболее погруженная часть которой располагается к западу от о. Жилого. К западу от Северной и Южной складок о. Артема простирается Восточно-Апшеронская синклиналь, отделяющая от них Калинскую складку. Эта синклиналь на севере замыкается, а на юге расширяется и растворяется в обширной мульде, отделяющей структуры о. Песчаного и банки Макарова от моноклинали, расположенной юго-западнее складчатой зоны о. Артем—Гюргяны-море.

Западнее Калинской складки находится обширная Бина-Гоусанская синклиналь, начинающаяся на севере в виде залива между Кюрдаханским структурным выступом и северо-восточным крылом Балаханы-Сабунчи-Романинской складки. Как и Восточно-Апшеронская синклиналь, она к юго-востоку расширяется и погружается в море в обширную мульду.

В пределах Апшеронского полуострова Центрально-Апшеронский антиклинорий к западу сменяется узким Западно-Апшеронским синклинорием, заканчивающимся на юге чашеобразной Бакинской мульдой, которая южнее сменяется Джейранкечмесским синклинорием.

Наконец, выделяется еще Западно-Апшеронский антиклинорий, начинающийся на северо-западе Коунской антиклиналью. На юго-востоке складки Западно-Апшеронского антиклинория испытывают резкий заворот к югу. Самая южная — Шабандагская — антиклиналь переходит в почти замкнутую кольцевую антиклинальную складку, окружающую чашеобразную Гездекскую мульду.

Заканчивая рассмотрение современного структурного плана области юго-восточного погружения осевой (центральной) зоны мегантиклинория Большого Кавказа, можно отметить следующие характерные черты:

1. В северо-восточной части области преобладает простирание складок с северо-запада на юго-восток, т. е. кавказское (складки Камни Два Брата, банок Апшеронской, Цюрупы, Андриевского, «40-летия Азербайджана», о. Жилого, Нефтяных Камней, «28 апреля», «26 Бакинских комиссаров» и Промежуточная). Мощность плиоцен-антропогеновых отложений относительно невелика. Местами плиоценовые отложения ложатся непосред-

ственно на меловые породы. Структурный план молодых плиоцен-антропогеновых отложений в этой области унаследован от подстилающих пород до мезозойских включительно.

2. *В юго-западной части области (включая Апшеронский полуостров)* преобладает субмеридиональное направление складок, хотя здесь наблюдаются и широтно ориентированные структуры (Кюрдаханы-Бузовны-Шувелянская зона и др.). *Для этой части области можно допустить предполагаемую* перестройку структурного плана (Горин, 1939; Абрамович, 1945; Хаин, 1951, и др.). Однако структурные схемы, построенные по условным *сейсмическим горизонтам, приуроченным к кровле подкирмакинской* и сураханской свит, для морской площади Приапшеронского района почти не отличаются друг от друга. Это свидетельствует об унаследованном росте складок по крайней мере со среднего плиоцена. Здесь только следует отметить, что с глубиной увеличиваются углы наклона, а на сводах антиклиналей мощность отложений уменьшается по сравнению с соседними синклиналями. Оба эти факта свидетельствуют о непрерывном росте складок в среднеплиоценовое время.

3. *Для многих складок характерно осложнение продольными и поперечными разломами.* Продольные разломы носят характер надвигов, причем юго-западные крылья складок надвинуты на северо-восточные (Южная *складка о. Артема, складка Гюргяны-море* и др.). *Поперечные разломы* многочисленны, но обычно не отличаются значительными амплитудами.

4. Для структурного плана характерно ветвление складок и возникновение *в связи с этим чашеобразных или заливообразных синклиналей.*

5. Для некоторых складок характерна ундуляция шарниров, приводящая к образованию вторичных поднятий, осложняющих основную складку (Южная складка о. Артема, складки банки Апшеронской, о. Жилого, «28 апреля», «26 Бакинских комиссаров» и т. д.).

ДЖЕЙРАНКЕЧМЕССКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН

Джейранкечмесский морской район приурочен к морскому продолжению Джейранкечмесского синклинория. Морское продолжение синклинория построено просто. Проведенные здесь сейсморазведочные работы на значительной площади не обнаруживают осложняющих синклинорий антиклинальных перегибов. Изолинии структурной схемы к юго-западу *от банки «1906 г.» очерчивают обширную депрессию, постепенно погружающуюся* на юго-восток. К западу от антиклинальной линии о. Песчаный—банка Макарова изолинии чашеобразно замыкаются. Далее на юго-восток после невысокого седла между банкой Макарова и недавно обнаруженной сейсморазведкой складкой Булла-море синклинорий открывается в Южно-каспийскую котловину.

Дно синклинория плоское, а борта крутые, т. е. он имеет коробчатую форму.

Северо-восточный борт его ограничен морским продолжением Биби-Эйбатской антиклинали, которая имеет тенденцию поворота к востоку на соединение с морским продолжением Фатьмаи-Зыхской антиклинальной линии, осложненной структурами о. Песчаного и банки Макарова. Южнее последней синклинорий соединяется через антиклинальное седло с депрессией, являющейся морским продолжением Бина-Гоусанской и Дюбенды-*Зыринской синклиналей. На крайнем южном участке с северо-востока* синклинорий ограничен структурой Шахово-море.

Юго-западный борт синклинория четко очерчивается антиклинальной линией Кянизадаг—Сангачалы—Дуванный-море—о. Булла, а затем кулисообразно расположенной к юго-восточному окончанию этой линии струк-

турой Булла-море. Между складками о. Булла и Булла-море от депрессии отделяется заливообразная синклиналь, замыкающаяся на северо-западе.

В пределах суши складку Б. Кянизадаг и расположенную северо-западнее Тоурагайскую складку обычно включают в Джейранкечмесскую депрессию, ограничивая ее на юго-западе собственно Алятской грядой. Для морской площади юго-западной границей Джейранкечмесского синклинория являются антиклинальные складки Сангачалы-Дуванный-море и о. Булла, лежащие на одной антиклинальной линии со структурами Б. Кянизадаг, Тоурагай, Клыч и Шокинхан. Морские складки Сангачалы-Дуванный-море и о. Булла ничем не отличаются от остальных складок Бакинского архипелага, который следует рассматривать как сложно построенную, но единую крупную структурную область. В связи с этим вышеупомянутые морские складки антиклинальной линии Кянизадаг—Сангачалы-Дуванный-море нельзя включать в Джейранкечмесскую депрессию. Поэтому встает вопрос, не следует ли и на суше ограничить синклинорий антиклинальной линией Шокинхан—Клыч—Тоурагай—Б. Кянизадаг, а не Алятской грядой, как это принято в настоящее время.

Морская часть синклинория с поверхности сложена современными отложениями. Выходы более древних пород отсутствуют, если исключить самую прибрежную часть в непосредственной близости от береговой линии в районе Карадагской складки, где обнажаются известняки апшеронского возраста. Это может свидетельствовать о том, что морская часть синклинория до настоящего времени испытывает погружение, вызывающее аккумуляцию современных отложений. Современное погружение является несомненно унаследованным от более ранних времен, на что указывает огромная мощность антропогеновых отложений, достигающая здесь, по данным сейсмических исследований, 1800 м.

По характеру молодых отложений синклинорий имеет почти полную аналогию с Кусаро-Дивичинским морским районом. Помимо отсутствия выходов на дне коренных пород, как и в последнем районе, здесь наблюдается постепенная смена грубых осадков у берега илистыми отложениями в сторону моря. У берега, до глубины 5—6 м, развиты детритусовые пески с большой примесью оолитовых зерен и целых раковин. По мере удаления от берега к ракуше примешиваются илистые частицы; при глубинах 7—8 м количество ракуши составляет не более 50%, а на глубинах 14—15 м ил уже резко преобладает.

В танатоценозе много раковин *Dreissena* и створок *Cardium*. На поверхности илов в большом количестве наблюдаются поселения живого моллюска *Mytilaster lineatus* (Gmel.), который местами образует сплошные щетки (рис. 5). Это затрудняет сбор проб дночерпателем, который в основном и приносит щетки этого моллюска. Из живых моллюсков, кроме *Mytilaster lineatus* (Gmel.), часто встречаются *Cardium*. До глубины 6 м дно покрыто густыми зарослями морской травы.

РАЙОН БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

Характер рельефа дна и некоторые особенности геологического строения заставляют нас в район Бакинского архипелага включить акваторию, на которую продолжаются с суши основные актиклинальные зоны крупной структурной единицы, известной под названием Алятской гряды, и зоны, как нам представляется, связанные с последней. В таком понимании Бакинский архипелаг на северо-востоке ограничен Джейранкечмесским синклинорием, а на юго-западе Южно-Ширванской синклиналью или юго-западным крылом антиклинального пояса, осложненного складками Погорелая Плита, банок Головачева-Куринская, Карагедова, Борисова. Этот район характеризуется частыми обнажениями дочетвертичных пород,

пересеченным абразионно-структурным рельефом и исключительным обилием энергично действующих грязевых вулканов. Южнее его абразионно-структурные формы исчезают, антиклинальные складки констатируются только в виде закрытых структур, под мощной толщей четвертичных пород. Эти особенности последней акватории и побудили нас выделить ее в специальный район, который будет рассмотрен под названием Нижнекуринского района, так как основная его территория приурочена к морскому продолжению современного Нижнекуринского синклинория, испытывающего, как нам представляется, интенсивное погружение. В то же время территория, выделяемая нами под названием Бакинского архипелага, характеризуется современным ростом многих складок.

Подобное подразделение, по-видимому, найдет подтверждение и в тектонике Нижнекуринской низменности. Во всяком случае сейчас можно считать доказанным, что антиклинальная зона, начинающаяся морской складкой Погорелая Плита, является ответвлением от Бяндованской складки (Хенкина, 1959ф). Последняя же лежит в поясе складок Хыдырлы—Кырлых. Хотя купол Кырлых по апшеронским отложениям связан с антиклиналью Б. Харами, но, как полагает С. А. Аствацатуров (1956), по продуктивной толще он может продолжаться на северо-запад к Гюнгермесу, т. е. предполагается древняя связь его с Алятской грядой. Таким образом, в очерченных границах Бакинский архипелаг образован продолжением антиклинальных зон Алятской гряды и связанной с ним антиклинальной зоны Кырлых—Хыдырлы—Бяндован.

Г. Г. Тумикян и С. Я. Рапопорт (1957) в Бакинском архипелаге выделяют три части: северную, ограниченную антиклинальной зоной Б. Кянизадаг—Сангачалы-море — Дуванный-море; центральную, охватывающую антиклинальные зоны, начинающиеся у мысов Пирсагат и Бяндован; южную, являющуюся продолжением на дне зоны складок Бабазанан—Хиллы—Нефтечала. Поскольку морское продолжение последней зоны, по нашему делению, находится уже в Нижнекуринском районе, в пределах Бакинского архипелага мы выделяем северный и южный подрайоны, соответствующие северной и центральной частям, выделенным упомянутыми авторами.

В результате аэрофотосъемочных работ на акватории Бакинского архипелага было получено хорошее фотоизображение морского дна к востоку и югу от мыса Сангачал, к востоку от мыса Алят и в районе о-вов Свиной, Лось и др. Проведенные аэрогеологические работы несколько уточняют геологическое строение этого участка моря.

При рассмотрении геологического строения складок Бакинского архипелага, для которых фотоизображение не было получено, использованы литературные источники, главным образом материалы А. Л. Путкарадзе (1958б) и данные сейсмических исследований (Тумикян, Рапопорт, 1957; Хенкина, 1959ф; и др.).

Акватория северного подрайона Бакинского архипелага

В пределах акватории, лежащей между берегом (несколько южнее мыса Сангачал) и о. Дуванным, весной 1951 г. при анализе фотоизображения морского дна была установлена большая и сложно построенная антиклинальная структура (Шарков, 1951ф). В этот же год Объединение «Азморнефть» проводило здесь картировочное бурение, данные которого также отмечают наличие большой брахиантиклинали (Сулейманов и Путкарадзе, 1954). Эту складку можно назвать Сангачалы-Дуванный-море.

Складка Сангачалы-Дуванный-море хорошо отображена на аэроснимках. При анализе фотосхемы, уменьшенная репродукция которой приведена на рис. 83, и геологической карты (рис. 86)

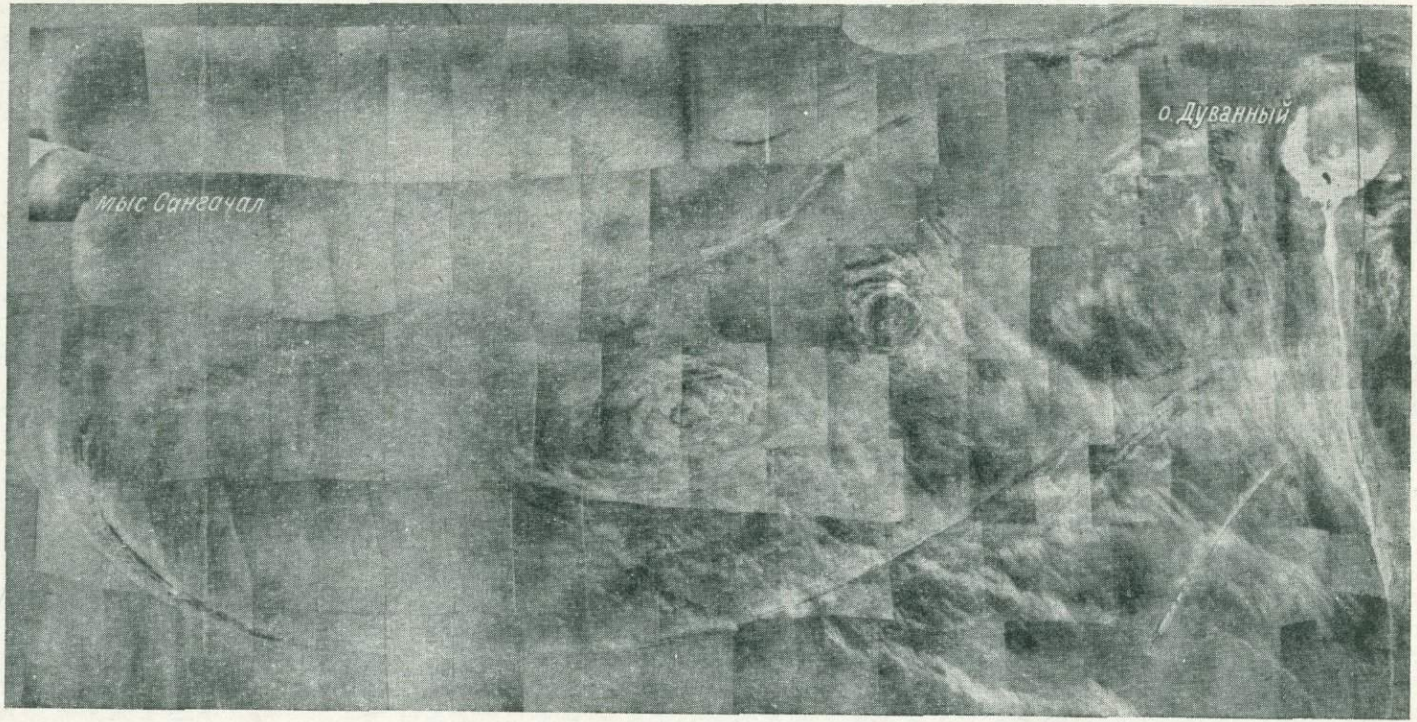


Рис. 83. Репродукция фотосхемы района м. Сангачал—о. Дуванный. М. 1 : 62 500.

легко устанавливается положение северо-западной периклинали и крыльев этой складки. Как видно на этих рисунках, юго-западное крыло структуры обрисовывается выходами дочетвертичных пород, образующих несколько подводных параллельных друг другу гряд с кое-где выступающими над поверхностью воды камнями и небольшими островками. Гряды в плане очерчивают почти правильную дугу, выпуклую к юго-западу.

Выходы дочетвертичных пород хорошо изобразились между мысом Сангачал и о. Дуванным, а к юго-востоку от последнего до о. Булла фотоизображение почти отсутствует. Здесь только при очень внимательном анализе можно заметить линию, отображающую подводную гряду, и изображение двух подводных грязевых вулканов, находящихся в 1.2 и в 3 км к юго-востоку от о. Дуванного. При водолазных исследованиях было установлено, что гряда сложена песчаниками продуктивной толщи восточнокобыстанского типа.

На северо-западе гряды северо-восточного и юго-западного крыльев замыкаются, образуя исключительно наглядно читаемую (рис. 83) северо-западную периклиналь антиклинальной складки. Эта периклиналь, образованная песчаниками продуктивной толщи, располагается в 1.5 км от берега и в 2.5 км к юго-западу от мыса Сангачал. Кроме того, на снимках хорошо видно, что более удаленные от оси гряды обоих крыльев, т. е. гряды, сложенные молодыми породами, в периклинальной части не замыкаются, а только сближаются на расстояние до 250—300 м и затем снова расходятся, образуя резко очерченное синклинальное седло (рис. 84). Еще дальше на северо-западе изобразилась юго-восточная периклиналь другой складки, расположенной уже в основном на суше и известной под названием Кянизадагской.

После наших работ картировочным бурением было установлено, что седло между последней складкой и складкой Сангачалы-Дуванный-море сложено акчагыльскими отложениями. Это подтверждает высказанное нами (Шарков, 1951ф) на основании камерального дешифрирования аэроснимков предположение, что гряды, оконтуривающие седло, сложены апшеронскими отложениями.

На снимках хорошо видно, что вдоль оси складки между о. Дуванным и берегом располагаются два подводных вулкана. Как известно, и сам о. Дуванный также является остатком конуса грязевого вулкана, северо-восточная часть которого действием морских волн к моменту аэросъемки в 1950—1951 гг. была разрушена, а сохранившаяся юго-западная имела форму полумесяца (рис. 134). После извержения в 1961 г. остров снова приобрел округлые очертания.

Первый подводный грязевой вулкан располагается непосредственно к северо-западу от о. Дуванного так, что восточный край его смыкается с островом. Если судить по фотоизображению, конус вулкана сильно размыт. Его центральная часть располагается в 1.0—1.2 км от о. Дуванного. Летом 1959 г. в этом пункте нами выполнены водолазные исследования, при которых в нескольких местах обнаружено интенсивное подводное выделение газов. Дно моря здесь усеяно многочисленными беспорядочно разбросанными глыбами различных размеров от 5—10 см до 2—3 м в диаметре. Отбитые от глыб образцы показали, что породы имеют различный петрографический состав. Среди них оказались песчаники восточнокобыстанского типа продуктивной толщи, мергели серые с раковистым изломом, похожие на мергели из диатомовой свиты, полимиктовые песчаники, глыбы серой песчанистой глины. Залегание глыб без явно выраженной закономерности свидетельствует о том, что они вымыты из сопочной брекчии. Тем самым подтверждается правильность нашей интерпретации данного фотоизображения дна как подводного грязевого вулкана.

В 3.5 км к северо-западу от о. Дуванного располагается второй подводный вулкан, фотоизображение которого отмечается необычайно четко выраженным концентрическим рисунком, не оставляющим сомнения в природе изображающегося объекта. Наряду с этим в периферических частях этого вулкана изобразились гряды песчаников продуктивной толщи, также концентрически изогнутые. Последнее обстоятельство наводит

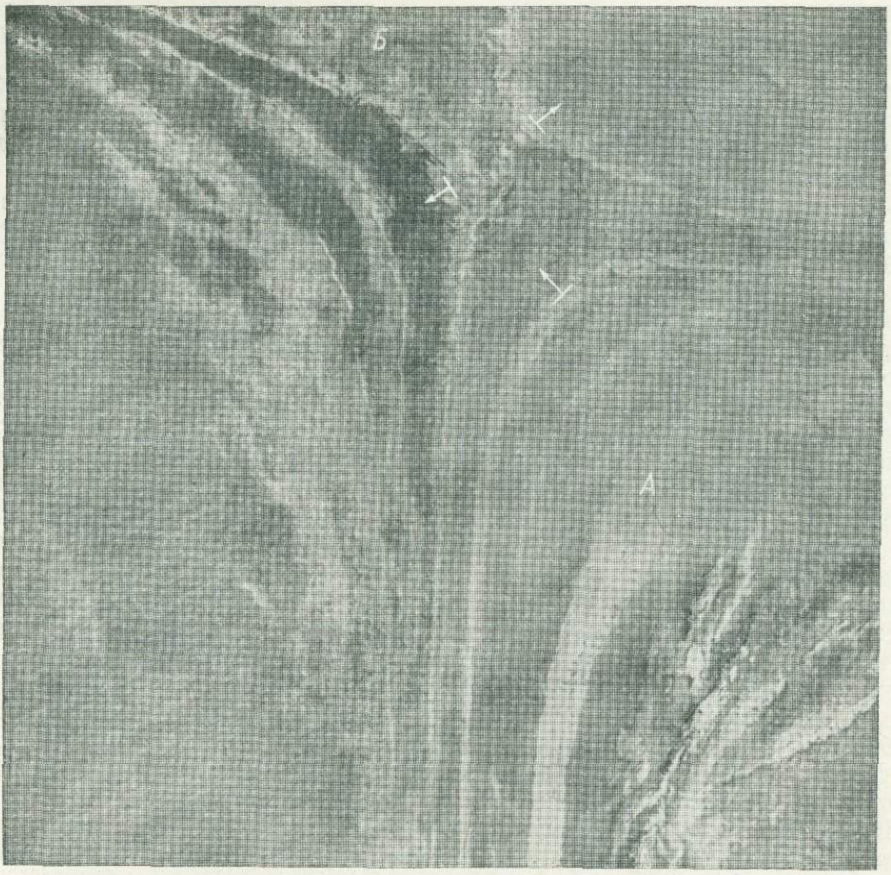


Рис. 84. Аэроснимок северо-западной периклинали складки Сангачалы-Дуванный-море (*А*), юго-восточной периклинали антиклинали Большой Кянизадаг (*Б*) и седла, их разделяющего. М. 1 : 12 500.

на мысль, что рассматриваемый грязевой вулкан приурочен к диапировому куполу, осложняющему основную складку.

В 6 км на северо-запад от о. Дуванного на снимках с исключительной четкостью изобразились гряды продуктивной толщи, образующие в плане контур эллиптической формы (рис. 83, 85), не оставляющий сомнения в том, что в данном пункте основная складка осложняется еще одним диапировым куполом.

Изложенные данные позволяют сделать заключение, что грязевые вулканы в осевой части основной складки приурочены к диапировым осложнениям. Подтверждение этого предположения можно видеть в том, что внешние гряды, обрисовывающие основную складку с северо-востока (рис. 83, 86), на участке между описанным куполовидным образованием в 6 км к северо-западу от о. Дуванного и грязевым вулканом, расположен-

ным в 4 км к северо-западу от о. Дуванного, образуют не очень резко, но ясно выраженный изгиб к юго-юго-западу, как бы намечая пережим (крыло седла) между куполами, осложняющими основную складку. Такой же изгиб пластов на северо-восточном крыле складки наблюдается

Рис. 85. Аэроснимок подводных гряд продуктивной толщи, образующих куполовидное осложнение внутри контура складки Сангачалы-Дуванный-море. М. 1 : 11 400.

между подводным вулканом, расположенным в 4 км к северо-западу от о. Дуванного, и грязевым вулканом последнего. Следует подчеркнуть, что, если первый изгиб отмечается только на северо-восточном крыле складки, то между последними двумя вулканами изгиб наблюдается и на юго-западном крыле (рис. 83), где подводные гряды выпуклы к северо-востоку.

В 1951 г. материалы аэрофотосъемки были нами переданы в Объединение «Азморнефть» для уточнения контуров открытой картировочным бурением в этом же году складки, названной Сангачалы-море. По данным картировочного бурения, вероятно с учетом материалов аэрофотосъемки, в границах описываемого участка моря от Кянизадагской складки до о. Дуванного, как отмечает А. Л. Путкарадзе (Сулейманов и Путкарадзе,

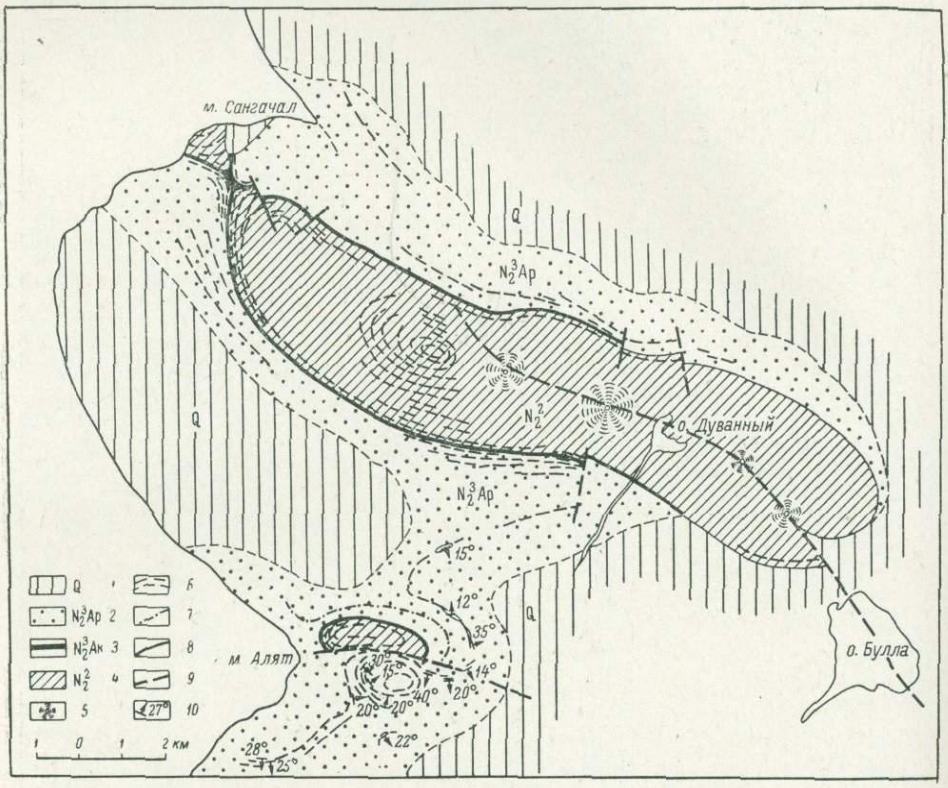


Рис. 86. Схематическая геологическая карта района о. Дуванного и Алятского мелководья.

1 — четвертичные отложения — Q; *2* — апшеронский ярус — N_2^3Ap; *3* — акчагыльский ярус — N_2^3Ak; *4* — продуктивная толща — N_2^2pr; *5* — подводные грязевые вулканы; *6* — простирание пород, заметное на аэроснимках; *7* — предполагаемое простирание пород; *8* — линии дизъюнктивных нарушений; *9* — предполагаемые линии дизъюнктивных нарушений; *10* — элементы залегания пород.

1954), выделяются две складки: Сангачалы-море и Дуванный-море. В описании А. Л. Путкарадзе указывается, что наивысшая точка складки Сангачалы-море располагается не посередине между периклиналями, а смещена немного на юго-восток, т. е. к описанному нами северо-западному диапировому куполу, что объясняется, возможно, более высоким положением юго-восточной периклинали. Далее отмечается: «Сангачалы-*море отделяется от поднятия Дуванный-море неглубокой седловиной*, сложенной отложениями продуктивной толщи. Пережим между поднятием Сангачалы-море и Дуванный-море по акчагыльскому ярусу выражен слабо. Однако в ядре поднятия Сангачалы-море отчетливо видно замыкание слоев как на северо-западе, так и на юго-востоке (наш северо-западный диапировый купол, — *В. Ш.*), не оставляющее сомнения, что мы имеем дело с ундуляцией шарнира складки, не связанной с поднятием в районе о. Дуванного» (стр. 568).

Таким образом, наличие одного из пережимов, который был отмечен нами (Шарков, 1951ф), нашло подтверждение в данных картировочного бурения.

В отличие от взглядов А. Л. Путкарадзе (Сулейманов и Путкарадзе, 1954) мы считаем, что в пределах рассматриваемой акватории располагается одна основная складка, осложненная не двумя, а по крайней мере тремя диапировыми куполами, причем эти диапировые купола правильнее рассматривать не как самостоятельные складки, а как структуры, осложняющие одну большую складку, за которой можно сохранить общее название антиклинали Сангачалы-Дуванный-море. Такой вывод напрашивается еще и потому, что внешние подводные гряды, сложенные породами продуктивной толщи и апшеронскими известняками, как уже указывалось, в общем очерчивают большую складку со слабо выраженными пережимами. Это, конечно, не исключает, что каждый из осложняющих диапировых куполов может получить самостоятельное название.

В 1.2—1.4 км к востоку-юго-востоку от о. Дуванного имеется изображение светлого небольшого пятна, отмечающего собой положение подводного грязевого вулкана. При аэровизуальных наблюдениях, а также во время маршрутов на катере здесь отмечались постоянное довольно интенсивное выделение газа и выбросы ила, придающего воде серовато-зеленоватую окраску. Проведенные эхолотные профили показали, что на морском дне в этом месте имеется яма, глубиной в 24 м, являющаяся жерлом грязевого вулкана, отмеченного еще Г. В. Абихом (1939).

Еще далее к востоку-юго-востоку, примерно в 3 км от о. Дуванного, имеется изображение морского дна, напоминающее также подводный грязевой вулкан. Как этот, так и предыдущий вулкан лежат на одной линии с вулканами, образовавшими о. Булла.

Юго-восточная периклиналь этой большой антиклинальной складки Сангачалы-Дуванный-море находится в 4 км к юго-востоку от о. Дуванного, где она установлена картировочным бурением по контакту продуктивной толщи с апшеронскими отложениями.[1] Это находит подтверждение и в анализе материалов аэрофотосъемки, на которых между о-вами Дуванный и Булла изобразилась выпуклая к югу гряда, сложенная песчаниками продуктивной толщи. Положение и изгибы этой гряды совпадают с периклиналью, показанной на картах, составленных по данным картировочного бурения.

А. Л. Путкарадзе (Сулейманов и Путкарадзе, 1954) отмечает, что юго-восточная часть складки Дуванный-море (в нашем понимании складки Сангачалы-Дуванный-море) осложнена продольным разрывом, проходящим вдоль оси, а на юго-востоке переходящим на юго-западное крыло. Он считает, что к этому разлому приурочены грязевые вулканы о-вов Булла, Дуванный и вулкан в 4 км к северо-западу от о. Дуванного.

Д. М. Сулейманов (1953), основываясь на том, что вдоль о. Дуванного по направлению к о. Булла проходит высокий обрыв, также предполагает существование сбросового нарушения, протягивающегося вдоль складки с северо-северо-запада на юго-юго-восток.

В прежних наших работах этот разрыв мы (Шарков и Зубенко, 1958) не продолжали за меридиан о. Дуванного. Проанализировав еще раз аэроснимки, мы пришли к заключению, что более правильно основное продольное нарушение проводить дальше к северо-западу от о. Дуванного. Примерно в 5.5—6 км от этого острова он, вероятно, затухает в пределах северо-восточного крыла складки. Во всяком случае данное нарушение не продолжается к диапировому куполу, осложняющему основ-

[1] Акчагыльские отложения в этой части складки не обнаружены.

ную складку в ее северо-западной части, где хорошо изобразившиеся пласты продуктивной толщи не несут следов смещения. По этой же причине Кянизадагское продольное нарушение, несомненно, не может быть продолжено до складки Сангачалы-Дуванный-море. Зону продольного нарушения в пределах о. Дуванного можно считать доказанной, поскольку две скважины (№№ 5 и 11) вскрыли здесь апшеронские отложения, в то время как к северу и к югу широкой полосой обнажается продуктивная толща. Здесь в сводовой части произошло опускание узкого блока в виде грабена, где и сохранились апшеронские отложения.

В море в 1.5 км к востоку от о. Дуванного наличие этого грабена нашло отражение на эхограмме геолокатора по профилю, проведенному вкрест простирания складки (рис. 87, см. вкладку). Ширина грабена достигает 1900 м. Плоскость разлома, ограничивающего грабен с юго-запада, круто падает на северо-восток. Грабен заполнен мощными современными илистыми отложениями.

Небольшие нарушения типа поперечных разломов установлены на северо-восточном крыле складки. Один из таких разломов прекрасно читается на аэроснимках в пределах северо-восточного крыла северо-западной периклинальной части складки и впервые был установлен Ф. С. Зубенко. Как видно на рис. 88, положение линии нарушения определяется резким исчезновением фотоизображения гряд продуктивной толщи. Незначительные по амплитуде и протяженности поперечные разломы хорошо устанавливаются по относительному смещению пластов вдоль линий нарушения. Положение этих разломов на местности установлено не только по данным анализа аэроснимков, но и картировочным бурением.

Таким образом, на рассматриваемой акватории имеется большая антиклинальная складка, осложненная по крайней мере тремя диапировыми куполами. Эта складка в сводовой части сложена породами продуктивной толщи, представленными глинами, чередующимися с алевритами и песчаниками. Д. М. Сулейманов (1953) считает, что обнажающиеся в складке породы продуктивной толщи должны быть отнесены к верхнему отделу.

По отложениям продуктивной толщи складка Сангачалы-Дуванный-море вытянута с северо-запада на юго-восток на протяжении 17 км при ширине до 3.5 км. Складка асимметрична: северо-восточное крыло более крутое, с углами падения 45—60°, а юго-западное имеет углы падения до 30—40°.

Имеются некоторые основания считать, что далекая юго-восточная периклиналь складки Сангачалы-Дуванный-море срезается поперечным разломом. Одна из заложенных здесь скважин не вскрыла продуктивную толщу при забое в 1200 м, в то время как в 600 м от нее продуктивная толща обнажается на поверхности дна. Наличие поперечного нарушения предполагалось еще Д. М. Сулеймановым (1953), который проводил его несколько восточнее о. Дуванного и далее протягивал к юго-западу, приурочивая к нему о. Глиняный. Такое положение нарушения обосновывалось тем, что к юго-востоку от него мощность древнекаспийских отложений достигает 450—500 м, в то время как к западу на поверхности морского дна обнажается продуктивная толща. Наличие поперечного нарушения вблизи о. Дуванного вызывает сомнение, поскольку картировочным бурением и материалами аэрофотосъемки здесь установлены выходы продуктивной толщи, не несущие следов нарушения. В свете новых данных поперечное нарушение следует предположительно проводить непосредственно западнее о. Булла и далее к о. Глиняному. Наличие такого нарушения нашло подтверждение на эхограммах геолокатора.

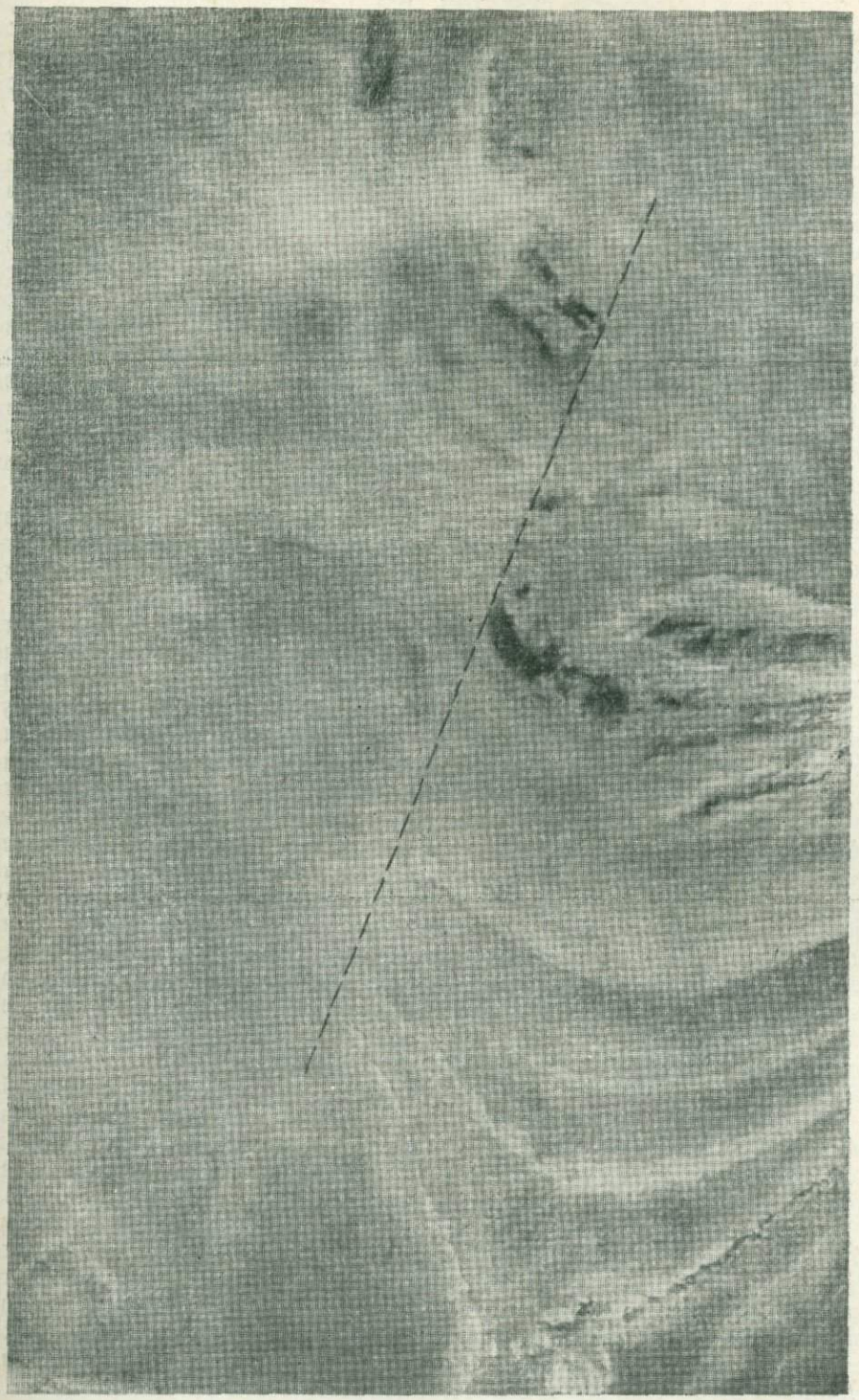


Рис. 88. Аэроснимок дизъюнктивного нарушения в пределах северо-западной периклинали складки Сангачалы-Дуванный-море.
М. 1 : 10 000.

До последнего времени считалось, что о. Булла расположен на периклинальном погружении складки Сангачалы-Дуванный-море. Данные сейсморазведочных работ, подтвержденные бурением, свидетельствуют, что в районе о. Булла, точнее, к юго-востоку от него, имеется самостоятельная складка.

Складка Булла-остров располагается кулисообразно относительно брахиантиклинали Сангачалы-Дуванный-море. Складка с поверхности сложена древнекаспийскими отложениями, мощность которых достигает нескольких сотен метров. На глубине бурением вскрыты отложения апшеронского и акчагыльского ярусов, под которыми залегают породы продуктивной толщи. Северо-восточное крыло более пологое по сравнению с юго-западным. На геолокаторных эхограммах складка хорошо отражается по четвертичным отложениям. На некоторых эхограммах видно, что сводовая часть складки осложнена многочисленными разломами, причем наблюдается закономерное оседание блоков в сводовой части. Этим, по-видимому, объясняется то, что на сводовой части буровая скважина прошла по четвертичным и апшеронским отложениям до глубины 1018 м и полностью не вскрыла последние, в то время как скважины на крыльях обнаружили подстилающие осадки (акчагыл и продуктивную толщу) на меньших глубинах. Оседание блоков в сводовой части складки, вероятно, вызвано оттоком материала, выбрасываемого на поверхность земли при извержениях рядом расположенного грязевого вулкана о. Булла.

Складка Булла-море располагается в 12—18 км к юго-востоку от о. Булла. Она обнаружена сейсморазведочными работами. В рельефе дна выражена слабо, хотя над сводовой частью глубины моря на 3—4 м меньше, чем над крыльями. Складка представляет крупную брахиантиклиналь, располагающуюся кулисообразно к складке Булла-остров. С поверхности складка сложена четвертичными отложениями. На эхограмме геолокатора отмечается очень слабо выраженный антиклинальный перегиб пластов верхней части древнекаспийских отложений, на размытой поверхности которых несогласно залегают современные осадки, характеризующиеся резким уменьшением мощности над сводом складки. По материалам сейсморазведочных работ установлено, что с глубиной углы падения пластов увеличиваются, достигая в продуктивной толще 20—25° на северо-восточном крыле и 25—30° на юго-западном. Складка вытянута с северо-запада на юго-восток, при этом на юго-восточной периклинали простирание меняется на субширотное. Складка приурочена к северо-восточному крылу синклинали, отделяющей антиклинальную зону Сангачалы-Дуванный-море и Булла-остров от расположенной южнее антиклинальной зоны Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова.

По материалам сейсмических исследований, мощность четвертичных отложений на площади складки Булла-море меняется от 760 до 1700 м. Таким образом, можно констатировать интенсивный рост складки в четвертичное время.

Складка банки Андреева расположена в открытом море в 44 км к юго-востоку от о. Булла и находится в пределах синклинали, отделяющей антиклинальные линии Кянизадаг-Сангачалы-Дуванный-море—о. Булла от линии Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова. К складке приурочен конус грязевого вулкана. Складка симметрична и также характеризуется увеличением углов падения слоев продуктивной толщи с глубиной от 6—7 до 20° и возрастанием мощностей отложений от свода к крыльям. Предполагается, что свод складки осложнен нарушением. С поверхности складка сложена четвертичными отложениями. В юго-восточной части складка меняет северо-западное—юго-восточное простирание почти на широтное.

Акватория у мыса Алят[1]

Примерно в 2 км к юго-западу от о. Дуванного на аэроснимках изобразилась интересная подводная гряда с надводными камнями (рис. 89, *а*). Эта гряда была описана В. В. Шарковым (1951ф), Д. М. Сулеймановым (1953) и более подробно изучена Ф. С. Зубенко (1953ф) на основе полевого дешифрирования аэроснимков. По описанию последнего, гряда сначала простирается в юго-западном направлении на протяжении почти 4 км, образуя ряд вытянутых островков и подводных рифов. Далее она делает крутой поворот на восток-юго-восток под углом свыше 90° и примерно через 1.5 км более плавно изгибается к югу, а затем к юго-западу. Форма этой гряды в плане напоминает вытянутую в верхней части букву S.

Гряда сложена известняками апшеронского возраста. Замеры элементов залегания пластов позволили Ф. С. Зубенко установить, что на первом участке, где гряда вытянута в юго-западном направлении (азимут простирания 240—250°), апшеронские известняки принимают участие в строении юго-западного крыла антиклинали Сангачалы-Дуванный-море. Место резкого поворота гряды с юго-запада на восток-юго-восток представляет собой восточное крыло седла, отделяющего складку Сангачалы-Дуванный-море от небольшого поднятия, располагающегося южнее.

Следующая далее за этим изгибом дуга, обращенная выпуклостью к востоку, оконтуривает новое поднятие, расположенное в районе мыса Алят. Эта новая антиклинальная складка независимо от Ф. С. Зубенко, закартировавшего ее при полевом дешифрировании аэроснимков в 1952 г., была также установлена картировочным бурением (Заикина, 1953ф; Сулейманов и Путкарадзе, 1954).

Восточная периклиналь этой складки с исключительной четкостью оконтуривается упомянутой выше грядой. Породы, слагающие этот участок гряды, имеют азимут падения сначала к северо-востоку 20—25°, затем к востоку 90°, к юго-востоку 100° и, наконец, на юго-западном окончании — к югу 185° (рис. 89).

Вблизи мыса Алят на аэроснимках хорошо изобразился поворот пластов, образующих западную периклиналь этой новой складки. По данным картировочного бурения (Сулейманов и Путкарадзе, 1954), ядро складки сложено продуктивной толщей. На крыльях складки Ф. С. Зубенко (1953ф) собрал образцы среднеапшеронских известняков. Эта антиклинальная складка, которую А. Л. Путкарадзе (Сулейманов и Путкарадзе, 1954) предлагает назвать складкой Аляты-море, вытянута почти в широтном направлении и лежит на юго-восточном продолжении Алятской гряды. В плане эта антиклинальная складка несколько выпукла к северу. Длина складки Аляты-море по отложениям среднего апшерона около 3.5 км, ширина 1.5 км.

К югу от антиклинальной складки Аляты-море и к юго-западу от юго-западного конца вышеописанной S-образной гряды, сложенной апшеронскими известняками, по направлению к мысу Алят на аэроснимках очень четко изобразилась серия подводных и надводных гряд, образующих в плане, как это видно на рис. 89, *б*, фигуру овальной формы. Измерение углов падения показало, что здесь располагается небольшая чашеобразная мульда, образованная апшеронскими известняками. Известняки преимущественно детритусовые, с пропластками, обогащенными хорошо окатанной галькой и отдельными валунами.

Известняки, слагающие рассматриваемую мульду, а равно и гряду, протягивающуюся к ней от о. Дуванного, на основании содержащейся в них фауны относятся к среднему отделу апшеронского яруса. Е. Х. Гей-

[1] Раздел составлен при участии Ф. С. Зубенко.

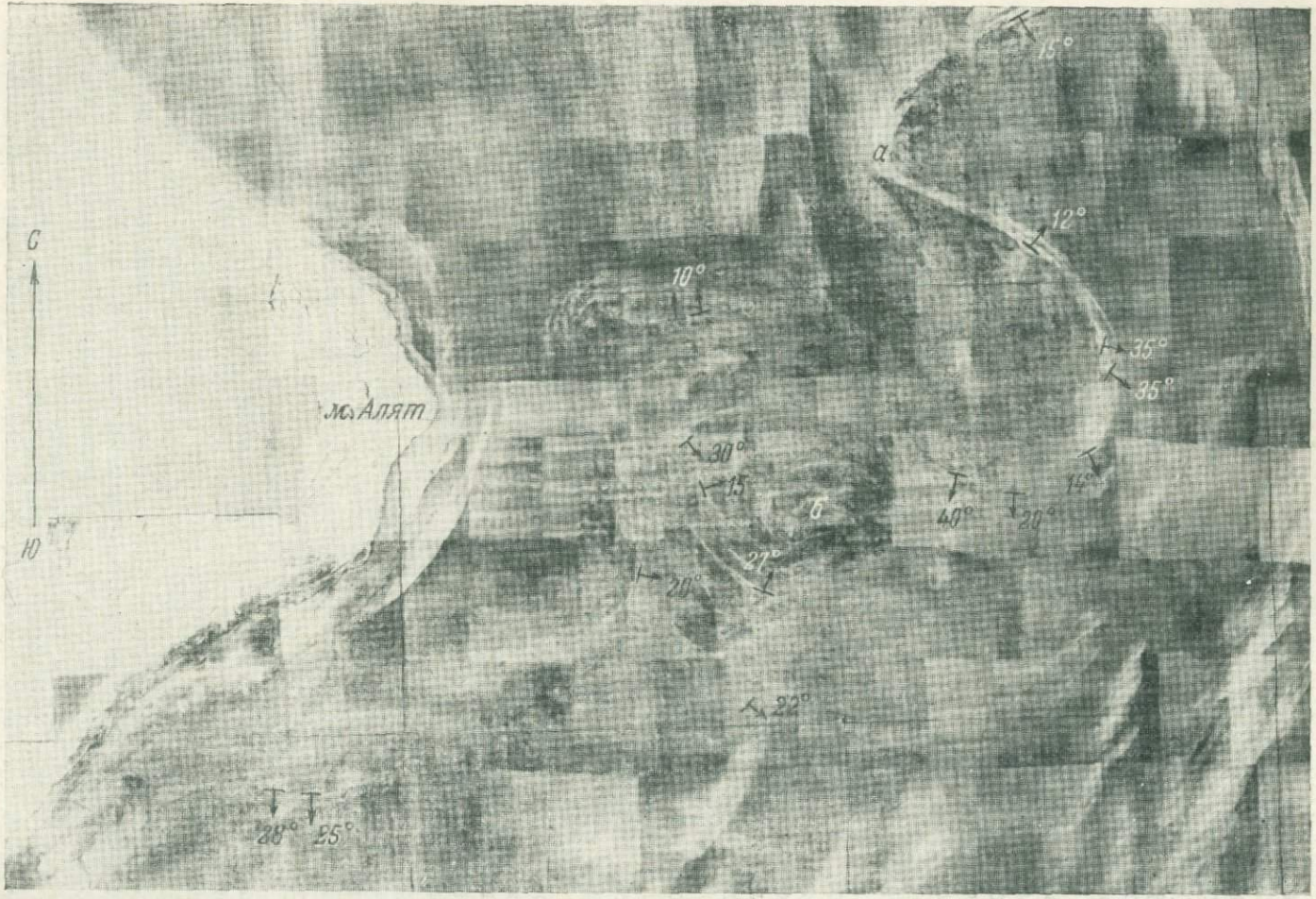


Рис. 89. Репродукция фотосхемы Приалятского мелководья. М. 1 : 47 700.

вандова определила здесь следующий комплекс фауны: *Dreissena rostriformis* (Desh.), *D. eichwaldi* Andr., *D. polymorpha* (Pall.), *Apscheronia sorokini* Andr., *A. propingua* Eichw., *A. raricostata* Sjoegr., *Monodacna caucasica* Andr., *Didacna intermedia* Eichw. и др.

Размеры этой мульды по отложениям среднего апшерона составляют по длинной оси 1.6 км, по короткой — 1.2 км.

К юго-западу от мыса Алят, почти параллельно береговой черте, протягиваются подводные гряды с выступающими над водой отдельными камнями. Полоса этих гряд отстоит от берега на 1—1.2 км. Дно моря на этом участке усеяно глыбами апшеронских известняков. Сами гряды также сложены апшеронскими известняками, которые в соответствии с изменением простирания гряд изменяют и азимуты падения от 90° на севере до 180° на юге. Углы падения изменяются сравнительно слабо — от 20 до 28°. Нет сомнения, что данная полоса гряд оконтуривает юго-восточную периклиналь поднятия, расположенного на суше в районе мыса Алят.

Наконец, на аэроснимках обращает на себя внимание изображение небольшой грядки, расположенной в 800—900 м к югу от центра вышеотмеченной мульды и в 3.7 км к юго-востоку от мыса Алят. Отдельные камни этой гряды, приподнятые над уровнем моря на 1.5 м, сложены известняками апшеронского возраста. Большая часть изобразившегося участка гряды простирается в широтном направлении, но ближе к берегу гряда резко поворачивает на юг. Эта гряда очень хорошо просматривается под стереоскопом. Измерение углов падения на гряде показало, что апшеронские отложения здесь падают на ЮВ 145° ∠ 22°. Таким образом, элементы залегания пород свидетельствуют о том, что этой грядой начинается новая мульда, отделенная от Алятской мульды нешироким антиклинальным седлом, шириной около 800 м.

Акватория южного подрайона Бакинского архипелага

Начиная от мыса Пирсагат в юго-восточном направлении располагаются последовательно одна за другой шесть брахиантиклинальных структур: Хамамдаг-море, банки Савенко, о. Свиного, банки Персиянина, о. Камень Игнатия и банки Корнилова-Павлова.

Складка Хамамдаг-море расположена в пределах подводного склона и только северо-западная периклиналь ее, к которой приурочен грязевой вулкан Хамамдаг, находится на суше. Складка вытянута с северо-запада на юго-восток; она симметрична с углами падения от 25 до 40°. Юго-западное крыло ее хорошо выражено известняками-ракушечниками, образующими цепь о-вов Бабурий, Пеликаний и др. (рис. 90). На аэроснимках видно, что юго-западное крыло складки разбито рядом небольших разломов, по которым гряды испытали видимое горизонтальное смещение. Северо-западная периклиналь складки также осложняется множеством разрывов, с которыми связывают образование здесь грязевого вулкана Хамамдаг. Особое внимание А. Л. Путкарадзе обращает на разрыв, пересекающий ось складки и северо-восточное крыло под углом 20°. К этому разрыву приурочен грязевой вулкан о. Лось, располагающийся на северо-восточном крыле складки. Кроме того, от о. Лось по направлению к банке Савенко и далее на юго-восток протягивается крупное нарушение, по которому северо-восточное крыло опущено на несколько сотен метров. Интересной особенностью глубинной тектоники является отмеченное по сейсмическим данным несогласие. На некоторых сейсмических профилях на месте погружения продуктивной толщи к юго-востоку на глубине 4 км отмечается резкое воздымание слоев (по-видимому, под-

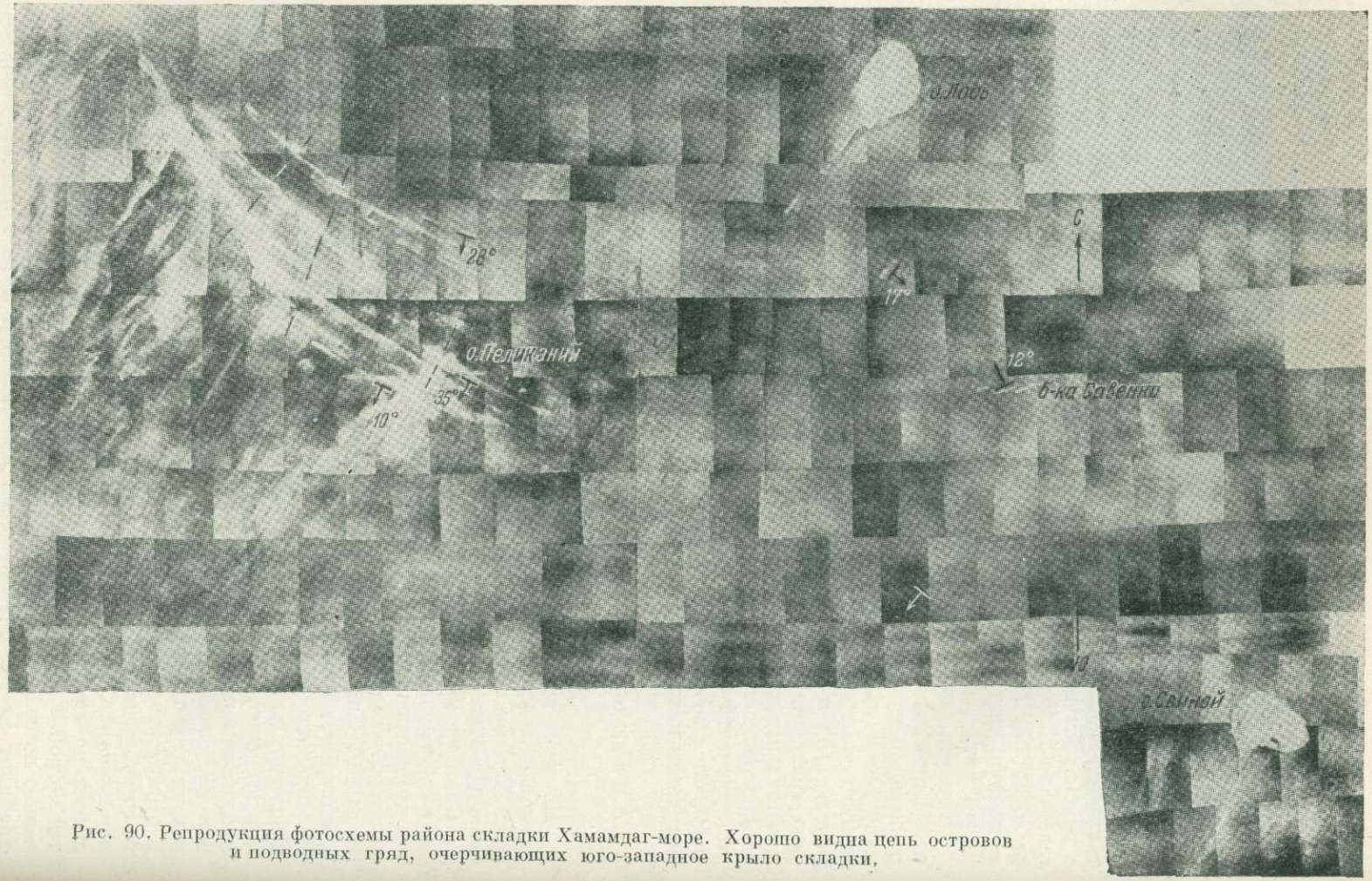


Рис. 90. Репродукция фотосхемы района складки Хамамдаг-море. Хорошо видна цепь островов и подводных гряд, очерчивающих юго-западное крыло складки.

стилающих отложений) в обратном направлении. Предполагается, что здесь располагается древний свод поднятия (Хенкина, 1959ф).

Юго-восточное замыкание складки Хамамдаг-море происходит около банки, расположенной в 1.7 км к югу от о. Лось, которая сложена апшеронскими известняками, падающими на ЮВ 145°∠17°.

В 2.4 км к юго-востоку от этой гряды на аэрофотоснимках видно пять подводных гряд, образующих банку Савенко. Гряды сложены апшеронскими известняками, падающими на СЗ 315—320°∠11—13°. В 2.5 км к юго-юго-западу от этой банки располагается еще одна подводная гряда апшеронских известняков, наклоненных на ЮЗ 235°. Таким образом, измерения элементов залегания пластов показали, что они образуют северо-западную периклиналь какой-то складки, которая нами рассматривалась как периклиналь складки о. Свиного. Однако картировочным бурением было установлено, что по выходам акчагыла северо-западная периклиналь последней складки находится восточнее о. Свиного. Следовательно, необходимо было предположить необычно удлиненную северо-западную периклиналь складки о. Свиного по апшеронским отложениям, значительно превосходящую по длине складку, оконтуренную акчагыльскими отложениями. Исходя из этого, С. Гасанов[1] сделал предположение о наличии на акватории банки Савенко самостоятельной антиклинальной складки, что было подтверждено нашими работами в 1962 г.

Складка банки Савенко располагается к юго-востоку от складки Хамамдаг-море. Здесь нами проведены два геолокаторных профиля, на которых относительно четко отражается падение пластов апшеронских известняков. На профиле, пересекающем складку вкрест простирания, изобразились очень четко оба крыла, при этом можно установить, что складка имеет симметричное строение. На продольном профиле хорошо отражена седловина, отделяющая описываемую складку от складки Хамамдаг-море, и менее четко, но все же достаточно заметно, изобразились пласты юго-восточной периклинали с падением на юго-восток, что может служить доказательством наличия седла, отделяющего складку банки Савенко от складки о. Свиного. В сводовой части складка банки Савенко сложена верхнеплиоценовыми породами.

Складка о. Свиного, обнаруженная картировочным бурением, располагается к юго-востоку от острова. Она смещена к юго-западу относительно структуры Хамамдаг-море и простирается с северо-запада на юго-восток. В ядре складки обнажаются отложения продуктивной толщи; крылья сложены акчагылом и апшероном. Складка симметрична, с углами падения 15—40°. Северо-западная периклиналь ее опущена по поперечному разлому. Амплитуда опускания достигает 300 м. К разрыву приурочен грязевой вулкан о. Свиного. По данным сейсмических работ, от складки Хамамдаг-море через всю складку Свиной-море сначала по северо-восточному крылу, а затем вдоль свода и по юго-западному крылу протягивается зона сложного геологического строения шириной в 1—2 км. Сводовая и присводовая части складки опущены по сравнению с крыльями на 100—200 м. Эта зона продолжается и далее к юго-востоку, прослеживаясь вдоль свода складки банки Персиянин.

Складка банки Персиянин, открытая картировочным бурением и впоследствии подтвержденная сейсморазведочными работами, представляет брахиантиклиналь, сложенную в своде продуктивной толщей, а на крыльях акчагыльскими и апшеронскими отложениями. Складка почти симметричная с углами падения на крыльях от 20—25° в апшеронском и до 30—35° в акчагыльском ярусах. К северо-западной периакли-

[1] Устное сообщение.

нали ее приурочен активно действующий грязевой вулкан с постоянным выделением газа. Выделяющийся газ и мутная вода около этого вулкана хорошо изобразились на аэроснимке. Второе мощное выделение газа по аэроснимкам устанавливается в 1.3 км к юго-востоку от банки Безымянной. Кроме того, Ф. С. Зубенко по изображению дна, правда не очень ясному, предполагает, что между банкой Безымянной и о. Свиным имеется еще два подводных грязевых вулкана. Однако это требует еще дополнительной проверки.

Складка Камень Игнатия выявлена сейсморазведкой. Грязевой вулкан Камень Игнатия, к которому приурочен остров, располагается между этой складкой и складкой банки Персиянин. Ядро складки Камень Игнатия находится в 4 км к юго-востоку от острова. Складка выражена в виде симметричной брахиантиклинали с углами падения 15—20°. Продуктивная толща в сводовой части находится на глубине 1000 м. Через свод проходит зона сложного геологического строения. Картировочным бурением на складке под современными осадками вскрыты слабо дислоцированные древнекаспийские отложения.

Складка банки Корнилова-Павлова также выявлена сейсморазведкой. К складке приурочен грязевой вулкан. Поставленное здесь картировочное бурение коренных пород не обнаружило. Все скважины вскрыли сопочную брекчию. По данным сейсморазведочных работ, кровля продуктивной толщи находится на глубине 1000 м. Складка симметричная с углами падения в 15—20°. Через свод проходит зона сложного геологического строения. При посещении банки Корнилова-Павлова в 1959 г. мы наблюдали интенсивное выделение газа и мутной воды.

К юго-востоку от антиклинальной линии Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова, отделяясь синклинальной зоной, располагаются складки: мыса Бяндован, Бяндован-море и банки Кумани.

Сейсмическими работами установлено, что расположенная на берегу складка мыса Бяндован только частично располагается на подводном склоне. На продолжении ее к юго-востоку от мыса Бяндован в море прослеживается новое крупное антиклинальное поднятие, названное складкой Бяндован-море.

Складка Бяндован-море, вытянутая на 20 км, простирается к грязевулканическому о. Обливному, который располагается в приосевой ее части, а затем, суживаясь, отклоняется к востоку по направлению к банке Кумани. Пробуренные на о. Обливном 3 структурно-поисковые скважины вскрыли отложения апшеронского яруса. Картировочные скважины, несмотря на глубину 80 м, не обнаружили коренных дислоцированных пород. Складка на поверхности дна никак не выражена. На наличие здесь складки может указывать только грязевой вулкан о. Обливного.

На сейсмических профилях в пределах данной складки антиклинальный перегиб выражен достаточно четко. Согласно этим материалам складка имеет резко асимметричное строение, причем сводовая часть ее осложнена серией сбросов.

Складка Бяндован-море, плавно погружаясь в юго-восточном направлении, подходит к подводному грязевому вулкану Кумани. На акватории банки Кумани сейсморазведкой отмечается небольшое и пологое антиклинальное поднятие типа террасовидного структурного выступа — структура банки Кумани. На структурной схеме, составленной А. Л. Путкарадзе (1958б), кровля продуктивной толщи здесь залегает на 1100 м ниже, чем у мыса Бяндован.

К юго-западу от Бяндован-Куманинской антиклинальной линии, за обширной синклиналью, располагается ряд складок, приуроченных к новой антиклинальной линии. Картировочным бурением и сейсморазведоч-

ными работами здесь обнаружены складки: Погорелая Плита, Головачева-Куринская и Карагедова.

Складка Погорелая Плита представляет крупную антиклинальную структуру, в сводовой части которой обнажается продуктивная толща. Крылья ее сложены акчагыльскими и апшеронскими отложениями. Складка протягивается от подводного грязевого вулкана банки Павлова к подводному грязевому вулкану Погорелая Плита. Складка асимметрична с пологим юго-западным (35—40°) и крутым северо-восточным (60—65°) крыльями. Поднятие осложнено крупным продольным нарушением, приуроченным к его северо-восточному крылу. Картировочным бурением установлен непосредственный контакт продуктивной толщи свода с апшеронскими отложениями северо-восточного крыла. А. Л. Путкарадзе (1958б) не исключает возможной ундуляции оси шарнира в районе банки Павлова, хотя, по сейсмическим данным, на площади банок Павлова—Погорелая Плита вырисовывается единая складка.

Складка Головачева-Куринская располагается к юго-востоку от складки Погорелая Плита. Сейсмические работы и картировочное бурение оправдали предположение многих исследователей, что на данном участке морского дна располагается крупная антиклинальная складка. В своде она сложена отложениями апшеронского яруса, а на крыльях древнекаспийскими осадками. Складка симметричная с углами падения в апшеронском ярусе 20—30°. Предполагается, что древнекаспийские отложения лежат на апшеронских несогласно. На северо-восточном крыле складки вдоль ее оси от банки Головачева протягивается узкая (200 м) линейно вытянутая полоса брекчии. Заложенные в пределах ее картировочные скважины до глубины 100 м из брекчии не вышли. Предполагается, что брекчия является тектонической и свидетельствует о крупном нарушении. Вблизи зоны брекчии наблюдаются аномально крутые углы падения пород (56—60°), отмеченные не только в апшеронских, но и в древнекаспийских отложениях. Это свидетельствует о молодом послебакинском возрасте нарушения. К северо-западной периклинали складки приурочен грязевой вулкан банки Головачева.

Складка банки Карагедова, установленная по данным сейсморазведки, располагается к юго-востоку от складки банок Головачева-Куринская. Она характеризуется небольшими размерами и пологими крыльями (12—15°). По материалам сейсмических исследований, кровля продуктивной толщи в присводовой части находится на глубине 1000 м, а на крыльях более 1500 м. К складке приурочен подводный грязевой вулкан.

Складка банки Калмычкова выявлена сейсморазведкой в районе подводного грязевого вулкана, расположенного в 14 км к северо-востоку от банки Карагедова, на юго-западном крыле синклинали, отделяющей антиклинальную линию Погорелая Плита—банка Карагедова от линий Бяндован—Кумани и Хамамдаг—Корнилова-Павлова. Со складкой банки Головачева-Куринская она сочленяется кулисообразно через седло. Эта брахиантиклиналь имеет асимметричную форму с пологим юго-западным (10°) и более крутым северо-восточным (15°) крыльями. С глубиной углы увеличиваются.

Юго-западнее антиклинальной линии Погорелая Плита—банка Карагедова располагается обширная Южно-Ширванская синклиналь, южная часть северо-восточного крыла которой осложнена складкой банки Борисова.

Складка банки Борисова открыта недавно сейсморазведочными работами в 40 км к юго-востоку от устья р. Куры (Агаев, Зверева, Хованова, 1959ф). Ранее наличие здесь складки предполагалось А. Л. Путкарадзе (1958б) на основании того, что в этом районе имеется

активно действующий грязевой вулкан, выделения со дна газов и пленки нефти. Эта складка асимметрична с пологим восточным крылом (15—20°) и более крутым западным (25—30°). Складка осложнена продольными и, вероятно, поперечными разломами, к которым и приурочен грязевой вулкан. В восточной части складки отмечается осложнение в виде структурного выступа, протягивающегося в сторону складки банки Карагедова, от которой он отделяется седлом. Остается неясным вопрос, является ли этот выступ самостоятельной складкой, продолжающей к юго-востоку антиклинальную линию Погорелая Плита—банка Карагедова, или же это простое осложнение на северо-восточном крыле складки банки Борисова.

АКВАТОРИЯ НИЖНЕКУРИНСКОГО РАЙОНА

В пределах Нижнекуринского района, расположенного на продолжении Нижнекуринского синклинория, сейсморазведочными работами намечены две антиклинальные зоны, отделенные от структур Бакинского района обширной Южно-Ширванской синклиналью. К первой линии приурочены складки: Нефтечала, Куринский Камень 1 и Куринский Камень 2. Ко второй линии относятся Кызылагачская антиклиналь и складки Южно-Куринская и Ленкорань-море.

Складка Нефтечала в основном расположена на суше. В море заходит только ее юго-восточная периклиналь. Складка осложнена разломами.

Складка Куринский Камень 1, находящаяся полностью на подводном склоне, открыта сейсморазведочными работами. В центральной части ее располагается грязевой вулкан, конус которого образует о. Куринский Камень. Складка смещена кулисообразно к юго-западу по отношению к антиклинали Нефтечала и отделена от последней широкой седловиной. Складка асимметрична, с пологим юго-западным (7—10°) и более крутым северо-восточным (13°) крыльями. В сводовой части предполагается нарушение.

Складка Куринский Камень 2 также выявлена сейсморазведкой, причем в настоящее время изучена лишь в северной и северо-западной частях. Она более приподнята и резче дислоцирована по сравнению с брахиантиклиналью Куринский Камень 1. В сводовой части углы падения достигают 20°. Кровля продуктивной толщи в присводовой части складки располагается на глубине 1100 м, тогда как в складке Куринский Камень 1 она отмечается на глубине 1700 м.

Кызылагачская складка приурочена к самой западной антиклинальной линии, выявленной сейсморазведкой в пределах моря. Она в основном находится на суше и только частично заходит в залив им. С. М. Кирова и прибрежную полосу Каспийского моря (юго-восточная часть северо-восточного крыла). Складка симметрична с углами падения слоев до 10°. Глубина залегания кровли продуктивной толщи в своде складки достигает 1500 м.

Южно-Куринская складка, открытая сейсморазведкой, представляет симметричную брахиантиклиналь с углами падения пластов 11—12°.

Складка Ленкорань-море также обнаружена сейсморазведочными работами. Она изучена только в северной и северо-западной частях. Свод складки уходит в область больших глубин. Углы падения слоев в изученной части не превышают 7—8°. Кровля продуктивной толщи залегает на глубине 900 м.

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА И НИЖНЕКУРИНСКОГО РАЙОНА

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что на акватории районов Бакинского архипелага и морского продолжения Нижнекуринского синклинория располагается ряд антиклинальных зон, являющихся продолжением соответствующих зон из Кобыстана и Нижнекуринской низменности.

А. Л. Путкарадзе (1958б) выделяет семь таких зон, сокращенное название которых нами дано в скобках:

1. Антиклинальная зона Б. Кянизадаг—Сангачалы-море—Булламоре (Сангачальская).

2. Антиклинальная зона Алятской гряды (Алятская).

3. Антиклинальная зона Пирсагат—Хамамдаг—о. Свиной—Камень Игнатия (Хамамдагская).

4. Антиклинальная зона Калмас—Бяндован—Кумани (Бяндованская).

5. Антиклинальная зона банка Павлова—Погорелая Плита—Головачева-Куринская (Куринская).

6. Антиклинальная зона Нефтечала—о. Куринский Камень (Нефтечалинская).

7. Кызылагачская антиклинальная зона (Кызылагачская).

На схеме рельефа Южного Каспия, составленной В. Ф. Соловьевым, Л. С. Кулаковой и Г. В. Агаповой (1959), видно, что на продолжении зон Бакинского архипелага, а отчасти и Апшеронского полуострова и порога в глубоководной части моря располагаются крупные подводные хребты. Вышеуказанные авторы высказали предположение о том, что эти подводные хребты имеют антиклинальное строение, т. е. образованы рядом выраженных в рельефе дна антиклинальных складок. Это представление нашло подтверждение в проведенных позже в центральной части котловины сейсморазведочных работах (Агаев, Адонц, Савельева, 1961ф).

Совмещение сейсмической структурной схемы с картой подводных хребтов, составленной по материалам В. Ф. Соловьева и др., показало, что многие антиклинальные складки располагаются в пределах положительных форм рельефа дна Южного Каспия (рис. 45). Это доказывает, что подводные хребты возникли в результате смятия пород в антиклинальные складки.

До глубины сейсморазведочных исследований (до 7—10 км), охвативших антропогеновые и плиоценовые отложения, в подавляющем большинстве случаев наблюдается идентичность структурного плана. В то же время гравиметрические исследования допускают предположения о несоответствии структурных планов вышеуказанного антропоген-плиоценового комплекса пород со структурным планом подстилающих отложений. К таким выводам можно прийти исходя из того, что местами наблюдается несовпадение относительных максимумов и минимумов силы тяжести с положительными и отрицательными тектоническими структурами. Например, к синклинали, расположенной между складками банок Карагедова и Калмычкова, приурочен максимум, а к Бяндованской антиклинальной зоне и Кызылагачской складке — минимумы силы тяжести. Такие несоответствия могут быть объяснены или различиями структурных планов поверхностных и более глубоких слоев, или резкими фациальными изменениями отложений. По-видимому, более вероятна первая причина, так как в противном случае нужно было бы допустить быструю и незакономерную смену литологического состава отложений.

По сейсмическим данным, на одном из профилей в пределах Хамамдагской антиклинальной зоны также отмечено для верхних слоев погружение отражающих площадок к юго-востоку, тогда как на глубине 4 км они падают в противоположном направлении.

Таким образом, для Бакинского архипелага, с одной стороны, доказан унаследованный рост складок за плиоцен-антропогеновый период, с другой, имеются основания для предположений об резком изменении структурного плана в подстилающих породах.

Возвращаясь к вопросу об антиклинальных зонах Бакинского архипелага и их продолжениях в центральную часть Южного Каспия, следует отметить ,что интенсивность складчатости не уменьшается, а, напротив, возрастает в юго-восточном направлении. В то же время наблюдается постепенное изменение характера складок с запада на восток. На западе, в пределах Бакинского архипелага и морского продолжения Нижнекуринского синклинория складки отличаются крутыми крыльями и сложным строением. Многие из них осложнены диапировыми куполами (Сангачалы-Дуванный-море), ундуляциями шарнира, продольными и поперечными дизъюнктивными нарушениями или зонами нарушений (зоны сложного строения), прослеживающимися на протяжении целых антиклинальных поясов. Складки обычно группируются в более или менее четко выраженные антиклинальные зоны, причем в пределах последних они располагаются кулисообразно относительно друг друга. За исключением некоторых антиклиналей (Булла-море, банки Андреева), большинство складок и антиклинальных зон рассматриваемой акватории простирается в юго-восточном направлении, причем на юге это направление постепенно изменяется на субмеридиональное.

Восточную границу складок вышеописанного типа можно провести по восточному крылу складки Визирова, недавно обнаруженной сейсморазведкой. Эта складка, удаленная на 90 км от берега напротив дельты р. Куры, располагается в пределах подводного хребта, протягивающегося на север к банке Макарова, а на юг — до подводной возвышенности, образованной складкой Азизбекова.

Восточнее и северо-восточнее рассмотренного подводного хребта со складками Визирова и Азизбекова, в глубоководной части моря характер складок несколько меняется. Последние отличаются относительно пологими склонами, более или менее изометричными и простыми формами. Некоторые из складок, как и на западе, приурочены к подводным хребтам (Солнцева, Амирова, Караганова). В отличие от западной части здесь хребты и складки, к ним приуроченные, простираются с северо-востока на юго-запад, но южнее складки Азизбекова также принимают субмеридиональное направление (рис. 45). На севере, ближе к Апшеронскому подводному порогу, юго-юго-западное крыло которого образует моноклиналь, обнаруженные складки не имеют строго выраженной закономерности в их простирании. В целом же в этой части моря преобладают складки (антиклинали и синклинали), ориентированные в юго-западном направлении.

Самая северная — Сангачальская антиклинальная зона Бакинского архипелага — на подводном склоне хорошо выражена морфологически. В море она начинается юго-восточной периклиналью складки Б. Кянизадаг и беспрерывно прослеживается до складки Булла-остров включительно.

Тектоническим продолжением к юго-востоку собственно Алятской антиклинали А. Л. Путкарадзе (1958б) считает складку Алятской косы, на продолжении которой в пределах подводного склона располагается одно небольшое куполовидное поднятие Аляты-море. Другие исследователи (Мирчинк, 1939; Аствацатуров, 1956) видят продолжение анти-

клинали Алятской гряды в Пирсагат-Хамамдагской зоне. В этом случае складки Алятская коса и Аляты-море следует рассматривать как ответвление антиклинали Алятской гряды, причем складкой Аляты-море это ответвление и заканчивается. Складки Алятская коса и Аляты-море ориентированы широтно.

Синклиналь между Алятской грядой и антиклинальной зоной Кянизадаг—Сангачалы, продолжаясь дальше в море, сначала постепенно суживается (между складками Аляты-море и Сангачалы-Дуванный-море), а затем раскрывается в обширную синклинальную зону, отделяющую антиклинальную линию Б. Кянизадаг—Сангачалы-Дуванный-море и складку Аляты-море от следующей к юго-западу антиклинальной линии Пирсагат—Хамамдаг—о. Свиной—Камень Игнатия. Эта Алято-Андреевская синклиналь на морской площади сложно построена, но в общем погружается и расширяется в юго-восточном направлении. На ее северо-восточном крыле располагается крупная антиклинальная складка Булла-море, тяготеющая к антиклинальной зоне Кянизадаг—Сангачалы-Дуванный-море.

Юго-восточная периклиналь складки Булла-море по мере погружения выполаживается и меняет свое направление почти на широтное. Здесь северная антиклинальная зона Бакинского архипелага как бы смыкается через седло со складками южного побережья Апшеронского полуострова, преграждая погружение в юго-восточном направлении слоев Джейранкечмесского синклинория.

В пределах юго-восточной части Алято-Андреевской синклинали зарождается складка банки Андреева, подразделяющая синклиналь на короткую северную и более протяженную юго-западную ветви. Северная ветвь быстро раскрывается в обширную мульду, ограничивающую складку банки Андреева с востока. Эта мульда лежит на продолжении к юго-востоку морской части Джейранкечмесского синклинория, отделяясь от последнего антиклинальным седлом. К востоку от нее находится складка Шахово-море, а к югу — складка Визирова. Таким образом, эта мульда, вероятно, возникла в результате ветвления складки Визирова, одна из ветвей которой простирается в сторону складок Шахово-море и банки Макарова, вторая — к складке банки Андреева.

Юго-западная ветвь Алято-Андреевской синклинали, постепенно меняя юго-восточное простирание на меридиональное, раскрывается в обширную мульду, располагающуюся к западу от складки Визирова.

Алято-Андреевская синклиналь, ее юго-западная ветвь и только что рассмотренная мульда ограничены на юго-западе и западе крупнейшей в пределах Бакинского архипелага Пирсагат-Хамамдагской антиклинальной зоной.

В приморской части суши эта зона берет начало от Котурдагского поднятия и далее на юго-восток представлена семью складками, одна из которых, Пирсагатская, находится на суше, а остальные шесть — Хамамдагская, б-ки Савекно, о. Свиного, банки Персиянин, Камень Игнатия, банки Корнилова-Павлова — в море. Наиболее приподнятой является складка Хамамдаг-море. К юго-востоку происходит постепенное погружение этой антиклинальной зоны и ее поворот в южном направлении.

В районе складки Корнилова-Павлова эта зона затухает, но в 7 км к востоку от последней за узкой синклиналью, или, точнее, седлом, сейсморазведкой обнаружена резко выраженная складка Фиолетова. Эта складка располагается на северном конце подводного хребта, отмеченного на схеме В. Ф. Соловьева и др. (1959). Складка Фиолетова вытянута в юго-юго-восточном, а южнее в субмеридиональном направлении. Южнее складка Фиолетова через седло переходит в протяженную (до 30 км) северную ветвь сложно построенной складки Джапаридзе. Характер и

форма складок позволяют сделать заключение, что обнаруженными складками не заканчивается зона складкообразования в Южном Каспии. Таким образом, высказываемое некоторыми исследователями предположение о наличии здесь жесткого срединного массива детальными сейсмическими исследованиями не подтверждается.

Юго-западнее Пирсагат-Хамамдагской антиклинальной зоны с суши в море протягивается зона Хыдырлы—Бяндован—банка Кумани. Эта антиклинальная зона отделена от вышеописанной Пирсагат-Хамамдагской зоны широкой синклиналью, которую можно было бы назвать Куманинской, поскольку она расположена севернее банки Кумани. Эта синклиналь на северо-западе постепенно суживается в сторону суши, образуя у берега седловину, отделяющую ее от Навагинской мульды, расположенной на суше. На юго-востоке она раскрывается в Бяндован-Калмычковскую синклиналь, отделяющую на северо-западе Бяндован-Куманинскую антиклинальную зону от складки Погорелая Плита, а восточнее — складку банок Головачева-Куринская от складок Камень Игнатия и банки Корнилова-Павлова. На юге она раскрывается в мульду, ограниченную на западе складкой банки Калмычкова, продолжающейся на юг в северо-западную ветвь складки Джапаридзе, а на востоке — северной ветвью последней и складкой Фиолетова.

Юго-западнее описанного синклинального пояса в море располагается протяженная антиклинальная зона Погорелая Плита—банка Карагедова, отчетливо ограниченная синклинальными прогибами. По мнению А. М. Хенкиной (1959ф), она ответвляется от Бяндован-Куманинской зоны. М. Ф. Мирчинк (1939) на суше продолжал эту зону к северо-западу до грязевого вулкана Кюрсангя. Однако между последним и Погорелой Плитой сейсмическими исследованиями не выявлены антиклинальные перегибы слоев. Здесь располагается северо-восточный борт Южно-Ширванской синклинали. В связи с этим зону Погорелая Плита—банка Карагедова правильнее рассматривать как вновь зарождающуюся морскую антиклинальную линию.

Эта антиклинальная зона включает по крайней мере три крупных поднятия: Погорелая Плита, Головачево-Куринское и банки Карагедова.

Складка банки Карагедова кулисообразно смещена на юго-запад по отношению к поднятию банок Головачева-Куринской. Сейсмические данные свидетельствуют о том, что на юго-восток не происходит затухание этой складки.

К анктиклинальной зоне Погорелая Плита—банка Карагедова приурочено четыре грязевых вулкана: банки Павлова, Погорелая Плита, банки Головачева и Карагедова.

Юго-западнее антиклинальной складки Бяндован и ответвляющейся от нее зоны Погорелая Плита—банка Карагедова, уже в пределах морского продолжения Нижнекуринского синклинория располагается крупная и глубокая депрессия — Южно-Ширванская синклиналь, или Каргалинский синклинорий, отделяющая эти складки от антиклинальной зоны Бабазанан—Нефтечала—Куринский Камень. Эта обширная мульда вытянута с северо-запада на юго-восток. Наиболее пониженная ее часть находится на суше вблизи берега к юго-западу от мыса Бяндован. В сторону моря происходит подъем слоев, вызванный тем, что здесь синклиналь осложняется складкой банки Борисова, которая как бы вклинивается в морское продолжение Южно-Ширванской синклинали, разделяя ее на две ветви. Одна из ветвей, представляющая глубокую синклиналь, погружающуюся к юго-востоку, проходит юго-западнее складки банки Борисова, отделяя ее от антиклинальной зоны Нефтечала—Куринский Камень. В южной части этого обширного синклинального пояса сейсморазведкой обнаружена северная периклиналь складки Полухина,

которой, вероятно, начинается новая антиклинальная зона. Вторая ветвь вдается узким заливом между складкой банки Борисова и поднятиями Головачево-Куринское и банки Карагедова.

Складка банки Борисова представляет крупную структуру, начинающуюся юго-восточнее устья р. Куры, где еще недавно предполагалось наличие погребенного поднятия «Сальянский рейд» (складка Усть-Куринская). Сейсморазведочные работы последних лет (Агаев, Зверева, Хованова, 1959ф) показали, что в районе Сальянского рейда, вероятно, располагается далекая северо-западная периклиналь складки банки Борисова. К юго-востоку от складки банки Борисова намечаются периклинали трех новых складок: Шаумяна, Осипяна и Богданова.

Почти непосредственно к югу от складки банки Борисова берет начало подводный хребет, продолжающийся в глубоководную часть Каспийского моря. Это показывает, что складкой банки Борисова начинается новая антиклинальная зона, простирающаяся в меридиональном направлении по дну Каспийского моря.

Антиклинальная зона Бабазанан—Нефтечала—Куринский Камень в море представлена юго-восточной периклиналью складки Нефтечала, складкой Куринский Камень 1 и северо-западной периклинальной частью складки Куринский Камень 2.

Юго-восточная периклиналь складки Нефтечала прослежена в море на 1.5 км. Она осложнена нарушением.

Складка Куринский Камень 1 располагается кулисообразно по отношению к складке Нефтечала и отделяется от последней широкой седловиной. К своду складки приурочен грязевой вулкан — Куринский Камень.

Складка Куринский Камень 2 более дислоцирована и приподнята по сравнению со складкой Куринский Камень 1, но пока изучена только ее северо-западная периклиналь.

Далее к югу эту зону можно проследить по подводному хребту, лежащему на ее продолжении.

К западу от рассмотренной зоны располагается замкнутая синклиналь, за которой протягивается зона складок, имеющих простирание, близкое к меридиональному. Складки этой зоны в рельефе морского дна не выражены. В пределах этой зоны сейсморазведкой выявлены Кызылагачская складка, Южно-Куринская антиклиналь и поднятие Ленкорань-море. Интересно отметить, что последняя структура занимает повышенное положение по сравнению с двумя предшествующими складками.

Западнее последней антиклинальной зоны располагается Мугано-Сельянский синклинорий, который имеет резко асимметричное строение с более пологим и обширным западным бортом и крутым, коротким восточным. К югу, в сторону открытого моря, синклинорий суживается и замыкается.

Таким образом, для тектонического строения акватории к югу от Джейранкечмесского синклинория характерно (по Хенкиной, 1959ф, с дополнениями автора):

1. Наличие четко выраженных веерообразно расходящихся антиклинальных зон, постепенно изменяющих простирание с кавказского на субмеридиональное и меридиональное. Только на севере зона Кянизадаг—Сангачалы-Дуванный-море—Булла-море изменяет простирание на субширотное (восток-юго-восточное).

2. Ветвление антиклинальных зон. Например, Алятская гряда, продолжающаяся в море Пирсагат-Хамамдагской антиклинальной зоной, дает ответвление в виде складок Алятской косы и Аляты-море; от Бяндован-Куманинской зоны ответвляется зона складок Погорелая Плита—Головачева-Куринская и др.; от зоны Нефтечала-Куринская отходит Кызылагачская зона.

3. Расширение к юго-востоку синклинальных поясов, разделяющих антиклинальные зоны.

4. Зарождение в синклиналях новых складок банок Андреева, Калмычкова, Борисова, им. Полухина и т. д.), к юго-востоку от которых, в глубоководной части Южнокаспийской котловины наблюдаются подводные хребты до 400—500 м относительной высоты. Эти хребты несомненно имеют тектоническое происхождение.

5. Осложнение почти всех антиклинальных зон и отдельных складок крупными продольными и поперечными дизъюнктивными нарушениями. Иногда последние носят характер надвигов. На севере надвинутыми являются юго-западные крылья (складка Сангачалы-Дуванный-море), а южнее, наоборот, юго-западные крылья опущены по отношению к северо-восточным (складка Погорелая Плита).

6. Удлиненность и приподнятость отдельных брахиантиклинальных складок по сравнению со складками соответствующих антиклинальных зон суши, при общем их погружении в юго-восточном направлении. Например, в ряде складок на дне обнажается продуктивная толща (складки: Сангачалы-Дуванный-море, Аляты-море, Камень Персиянин, Погорелая Плита, Головачева-Куринская). В то же время на юго-восточных концах антиклинальных зон в сводовых частях складок кровля продуктивной толщи опущена на значительные глубины (в складках: Булла-море на 1.3 км, Андреева на 2.3 км, Камень Игнатия на 1 км, Корнилова-Павлова более чем на 1 км, Кумани на 2 км, Карагедова на 1 км, Куринский Камень 1 на 1.7 км, Куринский Камень 2 на 1.1 км, Южно-Куринской на 1 км, Ленкорань-море на 900 м).

7. Унаследованный рост складок по крайней мере со среднего плиоцена, что доказывается полным соответствием сейсмоструктурных схем по различным горизонтам продуктивной толщи и общим согласием тектоники последней с тектоникой более молодых отложений, увеличением мощностей на крыльях складок, увеличением углов падения с глубиной и изменением мощностей верхнеплиоценовых и четвертичных отложений от нуля на сводах некоторых складок до нескольких километров в синклиналях (в Южно-Ширванской синклинали).

8. Приуроченность ко многим складкам энергично действующих грязевых вулканов, располагающихся в зонах нарушения в сводах, крыльях и периклиналях положительных структур. Только изредка грязевые вулканы располагаются в синклиналях, как например грязевой вулкан о. Глиняный. Следует отметить, что на сейсмических профилях на глубине также отмечается антиклинальный перегиб пластов, но в настоящее время материалов недостаточно, чтобы установить наличие здесь антиклинального поднятия.

9. Выраженность многих антиклинальных складок в рельефе дна в виде банок с различными грядовыми формами, как это имеет место в складках: Сангачалы-Дуванный-море, Хамамдаг-море, Свиной-море, Камень Персиянин, Камень Игнатия, Погорелая Плита, Головачева-Куринская, Борисова и т. д., или же в виде возвышающихся конусов грязевых вулканов, образующих банки и острова (о. Булла, банка Андреева, о. Обливной, банка Калмычкова, банка Карагедова, Куринский Камень 1 и т. д.).

Резюмируя изложенные данные, можно отметить, что в целом вся исследованная акватория подразделяется на 6 тектонических районов, совпадающих с физико-географическими районами. Это может свидетельствовать о зависимости основных ландшафтных особенностей морского дна от тектонической структуры.

Три района приурочены к крупным антиклинориям и три — к синклинориям. На севере, в Дагестанском районе подводный склон приурочен

к северо-восточным крыльям складок Восточной антиклинальной линии. Южнее располагается обширный Кусаро-Дивичинский синклинорий, сменяющийся к югу продолжением осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа. Последний состоит из ряда антиклинориев второго порядка, разделенных широкими синклинориями. Осевая зона мегантиклинория Большого Кавказа с юга ограничивается крупным и просто построенным Джейранкечмесским синклинорием. Последний сменяется районом Бакинского архипелага, охватывающим ряд сложно построенных антиклинальных зон. На крайнем юге исследованной акватории выделяется морское продолжение Нижнекуринского синклинория.

Рассмотренные данные позволяют установить, что структуры Дагестанского, Кусаро-Дивичинского и северной части Прикаспийско-Апшеронского районов унаследованно развиваются по крайней мере с палеогена, а отдельные складки (Советабадская и др.) даже с более раннего времени.

Развитие структур в пределах Апшеронского полуострова и южнее его, по-видимому, происходит унаследованно с более позднего времени, поскольку имеются некоторые данные, свидетельствующие об ином структурном плане мезозойско-палеогеновых и отчасти даже миоценовых пород по сравнению со структурным планом плиоценовых и четвертичных отложений (несоответствие местами локальных максимумов силы тяжести с плиоценовыми складками, наличие на сейсмических профилях иного падения отражательных площадок глубоких сейсмических горизонтов по сравнению с отражательными площадками в плиоценовых отложениях и т. д.). В данной области унаследованные дифференцированные тектонические движения достоверно устанавливаются со среднего плиоцена, поскольку имеется полное соответствие структурных сейсмических схем, составленных для различных сейсмических горизонтов продуктивной толщи и по подошве акчагыльских отложений.

Интенсивные унаследованные дифференцированные тектонические движения происходят и в настоящее время. Об этом свидетельствуют: деформация террас, вплоть до новокаспийских включительно; размыв сводов антиклинальных складок, находящихся в настоящее время под уровнем моря; изменение мощностей современных отложений от сводов к крыльям складок; землетрясения и грязевулканические явления и т. д.

В. Е. Хаин (1950), ссылаясь на сообщение М. Ш. Асланяна, приводит данные по деформации 1-го Бакинского водопровода, построенного в в 1917 г. Он пишет: «. . . на участке, находящемся в 19 км к северу от ст. Насосной, за время с 1923 по 1927 гг. произошло поднятие до 100 см, вследствие чего пришлось строить новый водопровод. В 7—8 км к северу от Насосной в 1923—1938 гг. имело место, наоборот, опускание на 15 см. Участок водопровода в 4 км к северу от Насосной в период с 1927 по 1928 гг. испытал выпирание до 60 мм и дал трещины шириной до 40 мм» (стр. 203).

По расчетам И. И. Потапова (1954б), рост плиоценовых складок достигает 17—30 см в столетие. По нашим подсчетам, со времени максимума новокаспийской трансгрессии складка о. Жилого поднимается со скоростью до 1 мм в год. Повторная высокоточная нивелировка, данные которой приводятся в работе Ю. Мещерякова и В. Левинсона (1951), свидетельствует о том, что поднятие на Апшеронском полуострове достигает 13 мм в год, а Кусаро-Дивичинская низменность в осевой части опускается до 45 мм в год.

Столь интенсивные дифференцированные тектонические движения несомненно оказывают весьма существенное влияние на формирование рельефа, в том числе и рельефа морского дна.

Глава V

ОСНОВНЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ НА ПОДВОДНОМ СКЛОНЕ ЗАПАДНОГО БЕРЕГА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Среди многочисленных работ отечественных исследователей, рассматривающих процессы формирования рельефа подводного берегового склона, в первую очередь необходимо отметить труды В. П. Зенковича (1946а, 1954, 1958, 1962 и др.) и его учеников. Много ценных сведений приводится также в работах М. В. Кленовой (1948, 1956 и др.), О. К. Леонтьева (1952, 1955), В. Ф. Соловьева (1954а, 1956б и др.), В. В. Лонгинова (1951) и многих других.

В. П. Зенкович наметил широкую программу исследований динамики берегов и рельефа подводного берегового склона. Часть этой программы ему удалось уже выполнить. В капитальных трудах (Зенкович, 1946а, 1962) он детально рассмотрел работу волн на мелководье и на основе полузабытых выводов итальянского ученого Корналья (Cornaglia) разработал и сформулировал понятие об аккумулятивном и абразионном профилях равновесия подводного берегового склона, а также дал теорию генезиса аккумулятивных береговых форм.

Эти положения В. П. Зенковича в настоящее время являются основополагающими при исследованиях рельефа подводного склона, поскольку они позволяют судить о значении гидродинамических процессов как основных экзогенных рельефообразующих факторов на мелководье.

В трудах В. П. Зенковича и других исследователей, занимающихся проблемами динамики берегов, меньше внимания уделяется рельефообразующему значению тектонических факторов. Обычно считается, что последние, как и климатические причины, могут вызвать колебания уровней бассейнов, не предопределяя каких-либо принципиальных различий в облике побережий. В связи с этим обычно говорят об относительных вертикальных движениях — относительном поднятии и относительном опускании, не вдаваясь в выяснение причин, создавших видимое впечатление поднятия или опускания берега (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962).

Между тем, уже из теоретических соображений, подтверждаемых многочисленными природными примерами, можно сделать заключение о том, что тектонические движения являются ведущим рельефообразующим агентом на побережьях морей и крупных озер, контролирующим работу основных экзогенных факторов и в первую очередь волновых процессов.

Действительно, ни один из экзогенных факторов не может оказать сколько-нибудь существенное влияние на темп и направление тектонических движений. Последние же в зависимости от знака предопределяют длительное направленное увеличение или уменьшение глубин, а также усиление или ослабление трансгрессий в случае одновременных с ними эвстатических колебаний уровней бассейнов.

Уменьшение или увеличение глубин вызывает усиление или ослабление воздействия волн на дно, а следовательно, и направленное развитие рельефа дна подводного склона и прибрежной части суши. В тех случаях, когда темп тектонических движений превосходит темп абразии или аккумуляции, на дне возникают и прямые формы тектонического рельефа, как это имеет место в целом ряде районов рассматриваемой акватории.

Из экзогенных процессов, кроме волн и течений, рельефообразующее значение имеют подводное выветривание, гравитационные движения, жизнедеятельность морских животных и подводной растительности, плавающий лед и т. п.

Кроме того, большое влияние на рельеф дна в нашем районе оказывает деятельность подводных грязевых вулканов, а из пассивных факторов — вещественный состав обнажающихся на дне горных пород и геолого-структурные особенности.

ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Несмотря на то что законы волнового движения на мелководье не могут считаться окончательно установленными, все же, на основе экспериментальных данных, некоторые особенности этого процесса, важные для понимания работы, выполняемой волнами на дне, можно считать установленными.

Среди этих особенностей необходимо отметить следующие:

1. При воздействии ветра на поверхность моря частицы воды начинают совершать движение по круговым орбитам в вертикальной плоскости, вследствие чего и возникают волны. Орбитальное движение передается в нижележащие слои воды с уменьшением амплитуды колебаний частиц в геометрической прогрессии, при увеличении глубины в арифметической прогрессии. В связи с этим на некоторой глубине, примерно равной половине длины волны, волновое движение практически прекращается.

Волны, возникающие на поверхности моря под действием ветра, обладают значительным запасом потенциальной и кинетической энергии, равной $E=1/8h^2L$, где E — энергия волн, h — их высота, а L — длина. В связи с этим, на мелководье, где орбитальное движение частиц распространяется на всю толщу воды, волны могут воздействовать на дно, вызывая его разрушение и перемещение обломочных частиц.

2. Попадая на мелководье при глубинах, равных половине или меньше длины волны, происходит деформация внешней формы и внутренней структуры волн. Волны становятся асимметричными с крутым и коротким передним и пологим и длинным задним склонами. Частицы воды в деформированных волнах движутся уже не по круговым орбитам, а по эллиптическим. С приближением ко дну эллиптические орбиты уплощаются, приобретая асимметричную «караваеобразную» форму. У самого дна вода испытывает колебательное — возвратно-поступательное прямолинейное движение, т. е. к берегу и обратно. При глубинах, приблизительно равных высоте волн, происходит опрокидывание гребней волн и их разрушение или перестройка в волны меньших параметров. Последние в свою очередь при дальнейшем уменьшении глубин также могут разрушаться. При сильных ветрах разрушение волн может происходить на глубинах, превосходящих высоту волн.

Опрокидывание гребня у отмелого берега влечет образование волны перемещения, при которой частицы воды не подчиняются законам волнового движения. Орбиты частиц размыкаются и происходит массовое перемещение воды к берегу в виде потока, взбегающего вверх по откосу с постепенно уменьшающейся скоростью. При обратном движении потока ско-

рость воды сначала увеличивается, а затем вследствие сопротивления следующей волны замедляется.

3. На основании визуальных наблюдений, подтвержденных инструментальными измерениями, установлено, что в деформированной волне движение воды у дна имеет разные скорости при прохождении крутого и короткого переднего склона и длинного заднего склона. Движение воды в сторону берега происходит с большей скоростью, чем в обратном направлении. Эта асимметрия прямых (в сторону берега) и обратных (в сторону моря) скоростей, как показал В. П. Зенкович (1946а, 1962), имеет решающее значение для перемещения обломочного материала. При прямых скоростях могут быть выведены из покоя более крупные частицы и перемещены дальше к берегу, чем при обратных скоростях.

4. Нагон воды ветром к берегу, а также существующее некоторое перемещение воды в направлении распространения волнения вызывают у берега повышение уровня (нагонное явление). В связи с этим возникает компенсационное донное течение, направленное в сторону моря, и поверхностное вдольбереговое течение, перемещающее воду на участки, где амплитуда нагона воды была меньшей.

5. В открытом море энергия волн распределяется на всю толщу, охваченную волнением. При уменьшении глубин эта энергия распределяется на меньшую водную массу, что вызывает увеличение орбитальной скорости частиц, определяющее увеличение высоты волн и запаса энергии на единицу фронта.

6. Проходя над мелководьем, волна расходует энергию на внутреннее трение жидкости, трение о дно, которое зависит от шероховатости последнего, и на работу, связанную с разрушением пород дна и перемещением обломочного материала. Очевидно, расход энергии будет тем больший, чем дольше проходят волны над мелководьем. Следовательно, над длинным и обычно пологим склоном, несмотря на меньший расход энергии на единицу пути, в целом энергия волн расходуется в большем количестве, чем на крутом и коротком склоне.

В связи с этим на отмелых берегах волны обычно подходят к береговой линии со значительно израсходованной живой силой и, наоборот, приглубые берега подвергаются воздействию волн, сохранивших значительный запас кинетической и потенциальной энергии.

7. Фронт волны может подходить к береговой линии по нормали или под углом, в связи с чем перемещение обломочного материала может быть поперечное или продольное.

8. На мелководье волны испытывают рефракцию и дифракцию, что оказывает влияние на угол подхода луча волн к берегу и на воздействие волн на дно за препятствиями.

Формирование профиля равновесия дна

В. П. Зенкович (1946а), используя вышеотмеченные особенности волн мелководья, существенно развил теорию нейтральной линии, в общем виде выдвинутую Корналья. Он показал, что работа волн при постоянном уровне моря стремится создать на подводном береговом склоне такой профиль равновесия, при котором энергия волн полностью расходовалась бы на трение о дно и колебательное движение обломочных частиц, без направленного их перемещения.

В настоящей работе нет необходимости подробно останавливаться на механизме выработки профиля равновесия, поскольку эти вопросы, детально проанализированные в трудах В. П. Зенковича (1946а, 1958, 1962) и его учеников (Леонтьев, 1955, 1961 и др.), общеизвестны.

Напомним только, что В. П. Зенкович выделяет три типа профиля равновесия: аккумулятивный, или профиль равновесия для невзвешиваемых наносов, абразионный, выработанный в блоке коренных (плотных, сцементированных) пород, и профиль равновесия для взвешиваемых наносов.

Аккумулятивный профиль равновесия формируется в рыхлых осадочных породах. Его форма характеризуется вогнутой кверху кривой. Такой профиль образуется при перемещении обломочных частиц дна под действием деформированных волн мелководья и составляющей (скатывающей) силы тяжести. Деформированная волна стремится с возрастающей энергией перемещать обломки к берегу, а составляющая сила тяжести — в сторону моря. В определенной зоне действия этих сил уравновешиваются и частицы испытывают колебательное движение. Эта зона получила название нейтральной линии. Ниже нейтральной линии преобладает действие скатывающей силы тяжести и частицы смещаются к подошве склона, где и отлагаются. Смещение частиц вниз по склону продолжается до тех пор, пока размыв и аккумуляция не приведут к такому выполаживанию нижней части склона, при котором уменьшающаяся вследствие этого скатывающая сила тяжести не сравняется с действием деформированной волны.

Выше нейтральной линии деформация волн настолько возрастает, что прямые (к берегу) скорости воды у дна значительно превосходят обратные (к морю). Действие волн превосходит скатывающую силы тяжести, поэтому обломочные частицы перемещаются в сторону берега, где и отлагаются, вызывая увеличение крутизны склона. Перемещение наноса к берегу прекратится в тот момент, когда крутизна склона, а следовательно, и составляющая силы тяжести возрастет настолько, что она сравняется с действием волн. В конечном счете при определенном параметре волн вдоль всего профиля энергия волн будет расходоваться на приведение в колебательное движение обломочных частиц без их направленного перемещения.

В зависимости от исходного уклона дна, попадающего в зону воздействия волн, положение нейтральной линии меняется. Если исходный уклон равен или больше угла естественного откоса наносов данной крупности, то нейтральная линия вообще отсутствует. С самого начала будет наблюдаться перемещение материала вниз по склону. Берег в этом случае будет размываться и отступать (рис. 91, *А*). При предельно пологом дне, когда нейтральная линия лежит где-то у основания подводного склона, вся площадь последнего находится в зоне размывания и перемещения материала к берегу, где происходит его аккумуляция и выдвижение берега в сторону моря (рис. 91, *В*). При промежуточных углах формируется профиль, подобный рассмотренному в самом начале (рис. 91, *Б*).

В. П. Зенковичем также показано, что крутизна аккумулятивного профиля будет зависеть от крупности материала, от параметров волн, от количества поступления на склон обломочного материала и скорости его истирания. В связи с этим он приходит к выводу о существовании динамического профиля равновесия, форма которого в каждом конкретном случае зависит от условий его формирования. Следует отметить, что при наличии материала разной крупности при выработке профиля равновесия происходит естественная его сортировка. Более крупный материал располагается ближе к береговой линии. Объясняется это тем, что более слабые обратные скорости могут перемещать мелкий материал дальше вниз по склону по сравнению с крупным.

В природных условиях наблюдаются отступления от идеальной теоретической формы профиля равновесия, вызываемые изменчивостью параметров волн и угла их подхода к берегу, наличием продольного перемещения донных наносов, пульсацией их подачи и т. д.

Абразионный профиль равновесия возникает у приглубых берегов (с углами наклона, по В. П. Зенковичу, 1946а, не менее 1 : 10 [1]), сложенных коренными (плотными) породами. В этих условиях обломочный материал нигде не образует сплошного слоя. Под действием волн на всем протяжении склона происходит разрушение пород, пропорциональное количеству энергии волны на данной глубине у дна. В начальную стадию абразии разрушение пород достигает максимального значения у линии прибоя, где и образуется клифф. Под действием волн клифф постепенно отступает, оставляя за собой абразионную площадку. Расширение последней приводит к образованию подводной террасы, сложенной коренными (плотными) породами и называемой бенчем. В результате отодвигания клиффа и образования подводной террасы увеличивается пробег волн над мелководьем. Это вызывает потерю энергии, а следовательно, и уменьшение темпа разрушения берега. Абразионный профиль характеризуется на всем протяжении выпуклой кверху кривой с наименьшей крутизной у берега. При таком профиле в каждой его точке «энергия волновых движений сделается постоянной и будет равна тому минимальному значению, при котором начинается разрушение данной породы» (Зенкович, 1946а, стр. 114).

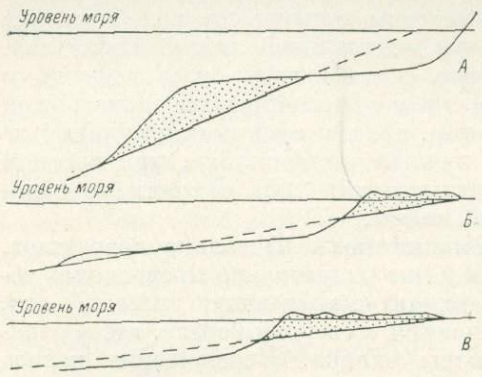


Рис. 91. Профили равновесия при различных уклонах дна. (По В. П. Зенковичу, 1946а).

Профиль для взвешиваемых наносов характерен для откосов, сложенных тонким (глинистым) материалом. При волнении глинистые частицы взвешиваются в воде и удаляются вниз по склону. В прибрежной части развитие профиля идет по абразионному типу. В нижней части склона происходит аккумуляция размытого материала. В конечном счете возникает профиль, в верхней части выпуклый, а в нижней вогнутый.

Продольное береговое и донное перемещение наносов

При подходе к берегу косых волн вода прибойного потока взбегает на пляж под углом. Обратный сток воды, как на это обратил внимание еще В. А. Обручев (1908), происходит по наибольшему уклону пляжа. Такой же путь проходят и частицы грунта. В итоге наблюдается продольное береговое перемещение наносов.

Кроме продольного берегового перемещения наносов, происходит перемещение обломков и на дне. Схема продольного донного перемещения наносов разработана В. П. Зенковичем (1946а). Смысл этой схемы сводится к тому, что частицы грунта при подходе волн под углом совершают путь не по лучу волны, а идут по равнодействующей между последним и составляющей силы тяжести. Последняя сила укорачивает путь частиц в сторону берега и, наоборот, увеличивает его при обратном движении воды. В силу этого после каждого колебания частицы смещаются вдоль берега и вниз по склону. Такое перемещение нарушает профиль равновесия, выработанный при подходе волн по нормали к бе-

[1] В другой работе В. П. Зенкович (1954) приглубым считает берег с углами наклона более 1 : 30.

регу, и при продолжительном волнении создается новый профиль равновесия.

Продольное перемещение наносов определяется направлением волн, поэтому зависит от угла подхода последних к берегу. Итоговое суммарное перемещение материала за длительный срок (не менее года) принято называть потоком вдольбереговых наносов.

Различают: мощность потока — количество материала, перемещаемого через створ потока в течение года; емкость потока — максимальное количество наносов, которое волны и течения способны перемещать вдоль данного участка берега в единицу времени; насыщенность потока — соотношение мощности и емкости потока. Последней характеристике В. П. Зенкович (1946а) придает особо важное значение, поскольку при недосыщенном потоке может происходить абразия берега и дна, а при насыщенном потоке любая причина, тормозящая поток, вызовет аккумуляцию материала.

Интересной особенностью движения рыхлого материала у дна является способность частиц разного размера перемещаться в противоположных направлениях. Это явление можно объяснить следующим. Волны разных направлений могут обладать и разной интенсивностью. Допустим, что преобладающее волнение обладает меньшей интенсивностью, чем волны других направлений. Под его действием в движение приходят только мелкие частицы, которые за итоговый длительный срок действия волн этого направления испытывают перемещение на значительные расстояния. Крупные же частицы при волнах этого направления могут оказаться неподвижными. В более редкие, но сильные штормы обратно направленные волны приводят в движение как мелкие, так и крупные частицы. При последующих менее интенсивных волнах, направление которых совпадает с преобладающими волнами, мелкие частицы вновь переместятся по основному направлению, крупные же останутся на месте. В результате перемещение наносов разной крупности будет происходить в противоположных направлениях.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ТЕЧЕНИЙ

Рельефообразующая роль течений на подводном склоне, как и волн, также наиболее полно рассмотрена В. П. Зенковичем (1946а). Он выделяет течения, связанные с волнами, и течения, проявляющиеся во времени независимо от волнения. Первые возникают в связи с нагоном к берегу воды при волнении. Происходящее при этом повышение уровня моря у берега вызывает, с одной стороны, донное противотечение, с другой — течение, параллельное берегу. Течения, параллельные берегу, заставляют частицы грунта в береговом потоке наносов проходить добавочное расстояние вдоль берега, а возникающее донное противотечение способствует смещению частиц вниз по откосу и выносу их за пределы подводного склона в случае взвешиваемых наносов. При этом уклон дна оказывает чрезвычайно сильное влияние. При малых уклонах затрудняется отток воды по дну. У приглубых берегов, наоборот, происходит энергичный отток. Роль рассматриваемых течений в переносе песчаного и илистого материала весьма заметная, поэтому они имеют существенное рельефообразующее значение.

Течения второй группы, не связанные с волнением, могут вызываться разными причинами. Сюда относятся дрейфовые течения, общециркуляционные течения данного бассейна, компенсационные течения и т. д.

Течения, не связанные с волнами, по мнению В. П. Зенковича, играют незначительную роль в качестве рельефообразующего фактора. В лучшем случае они в состоянии перемещать илистые частицы и являются факто-

ром избирательной седиментации. Однако в условиях западного берега Каспийского моря в целом ряде случаев общециркуляционные течения имеют большое значение для формирования рельефа дна. В частности, только общециркуляционным течением можно объяснить погрубение осадков на значительном удалении от берега вдоль побережья Среднего Каспия.

В Приапшеронском районе, а также в районе Бакинского архипелага имеется целый ряд аккумулятивных форм, происхождение которых несомненно в основном связано с течениями. Значение течений как одного из рельефообразующих факторов на западном побережье Каспия отмечается М. В. Кленовой (1956) и В. Ф. Соловьевым (1956б). В. П. Батурин (1947), ссылаясь на данные В. Б. Штокмана, указывает на наличие в глубоководной части Апшеронского порога (глубина 200 м) донного течения со скоростью до 50 см/сек. Здесь же со дна была поднята галька, присутствие которой он связывает с размывом древних конгломератов продуктивной толщи.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Разработанные В. П. Зенковичем (1946а) теоретические схемы перемещения наносов в береговой зоне и выработки профиля равновесия под действием волн позволяют понять многие особенности происхождения рельефа подводного склона и берегов. Эти исследования значительно продвинули вперед науку о морских берегах.

Однако, как это часто наблюдается, многие исследователи на основе этих новых идей начали объяснять всю сложную динамику берегов и рельефа подводного склона почти исключительно деятельностью гидродинамических процессов, в первую очередь волн, и ряда других экзогенных факторов.

Прежние представления, согласно которым эволюция подводного склона и общее направление береговых процессов являются следствием недавних или современных тектонических движений, стали или полностью отрицаться, или же им отводилась незначительная роль. Например, В. П. Зенкович (1954), допуская некоторое влияние вертикальных движений на формирование берегов, все же считает необходимым оговориться что «по-видимому, нельзя представить себе какие-либо новые типы берега, возникшие в процессе вертикальных движений» (стр. 120).

Не входя в рассмотрение вопроса о значении тектонических движений для формирования рельефа подводного склона и берегов в различных геолого-структурных условиях, отметим, что для таких мобильных в тектоническом отношении областей, как Кавказское побережье Каспийского моря, новейшие и современные тектонические движения несомненно должны быть приняты во внимание при анализе происхождения рельефа подводного склона и берегов.

Кроме того, на гидродинамические процессы несомненно существенное влияние оказывают и эвстатические колебания уровня бассейна.

Значение этих двух факторов в динамике берегов было учтено американскими геоморфологами. Например, Джонсон (Johnson, 1919) на их основании построил свою генетическую классификацию берегов, выделив берега погружений, поднятий, нейтральные и сложные. По его представлениям, берега погружений формируются при тектонических опусканиях некоторых участков земной коры или при эвстатическом повышении уровня моря, в результате которых происходит затопление или подтопление изрезанных эрозией участков суши. Исходя из этого, Джонсон считает, что рельеф подводного склона затопленных участков на первых

стадиях развития характеризуется пересеченностью, а берега — изрезанностью контуров и преобладанием абразионных процессов, особенно концентрирующихся на выступах береговой линии.

При тектонических поднятиях или эвстатическом опускании уровня моря от воды освобождаются выровненные участки морского дна и в этом случае возникает ровная, прямолинейной или дугообразной формы береговая линия, к которой как со стороны суши, так и моря примыкают выровненные морской абразией и аккумуляцией поверхности.

Между этими двумя основными типами берегов Джонсон помещает нейтральные и сложные берега.

Генетическая классификация берегов Джонсона в последние десятилетия встретила критические замечания со стороны В. П. Зенковича (1946а, 1962) и ряда зарубежных исследователей и, в частности, соотечественника Джонсона, автора известного труда «Геология моря» Ф. Шипарда (1951). Последний отметил, что все берега без исключения имеют черты как берегов погружения, так и берегов поднятия. Причину этому он видит в том, что в результате таяния континентального льда в послеледниковое время уровень океана значительно повысился, а на протяжении последних нескольких тысяч лет вновь понизился от 1.5 до 9 м.[1] В результате этого даже наиболее стабильные берега приобрели черты как поднимающихся, так и опускающихся берегов.

Критика взглядов Джонсона правильна в том отношении, что реально существующие типы берегов не отвечают представлениям этого автора.

Однако проведенные нами детальные исследования мелководной полосы западного берега Каспийского моря показали строгую зависимость основных генетических типов рельефа дна от геолого-структурных элементов, имеющих определенный знак тектонических движений. Установлено, что участки дна, испытывающие длительное унаследованное погружение, характеризуются выровненным аккумулятивным рельефом (морские части Кусаро-Дивичинского, Джейранкечмесского, Нижнекуринского синклинориев, а также некоторые синклинали). Рыхлые осадки здесь достигают огромной мощности. Профиль дна в большинстве случаев выработан и приближается к предельному. Напротив, участки дна, испытывающие длительные унаследованные дифференцированные тектонические поднятия, отличаются пересеченным рельефом, при этом положительные формы приурочены к антиклинальным зонам и отдельным антиклиналям и представлены абразионным рельефом, с многочисленными обнажениями дочетвертичных пород. Синклинали второго порядка на поднимающихся участках в отличие от площадей регионального погружения (синклинориев и крупных синклиналей) имеют незначительную мощность современных осадков, хотя обычно и характеризуются выровненным рельефом.

Такая строго закономерная зависимость рельефа от геологического строения не может быть случайной. Она свидетельствует о том, что решающее значение при формировании рельефа подводного склона описываемого района имели новейшие тектонические движения, унаследованно проявляющиеся и в настоящее время. Эта же зависимость показывает, что в крупном историческом плане тектонические движения контролируют работу волн, т. е. предопределяют направление действия последних. Это подтверждается изменениями мощностей горных пород плиоценового, постплиоценового и голоценового возраста и данными по скоростям современных движений.

[1] Понижение уровня моря за последние несколько тысяч лет допускается в связи с наличием поднятых над уровнем моря коралловых рифов. Однако многие исследователи считают, что эти факты нельзя распространять на все побережья земного шара. В последнее время, наоборот, наблюдается повышение уровня Мирового океана.

Мощность морских четвертичных отложений в прибрежной части Кусаро-Дивичинского синклинория (около рыбного промысла Худат № 4) достигает свыше 400 м, в Джейранкечмесском синклинории — 1800 м, в синклиналях Бакинского архипелага (по данным сейсмики) — свыше 1000 м. В то же время на некоторых морских антиклинальных складках за этот период, как увидим ниже, произошел размыв толщи пород, достигающей несколько тысяч метров (на складке о. Жилого до 2000—2500 м). Таким образом, унаследованно развивающаяся деформация земной коры на этом участке за четвертичный период достигает амплитуды порядка 3000—4000 м. Мощность голоценовых осадков колеблется от нуля до 50—100 м. Скорости современных движений достигают нескольких миллиметров, а местами и сантиметров в год. Эти факты несомненно доказывают устойчивое положение региональных областей аккумуляции и абразии, а следовательно, и решающее значение тектонических движений в формировании основных типов рельефа подводного склона и берегов.

Тектонические движения разного знака, как мы уже отмечали, определяют длительное и направленное изменение глубин бассейна, а следовательно, и интенсивность воздействия на дно гидродинамических процессов и в первую очередь волн. На погружающихся участках преобладает аккумуляция и выравнивание рельефа, а на поднимающихся — абразия и снос материала. Таким образом, если исключить частные случаи, то формирование основных типов рельефа подводного склона по крайней мере в тектонически мобильных областях определяется взаимодействием *тектонических движений и гидродинамических процессов. Первые* следует рассматривать как ведущий фактор, поскольку они определяют дифференцированную работу волн на мелководье. В открытом же море волны обладают однородным энергетическим полем.

В зоне воздействия волн на дно экзогенные процессы стремятся выработать аккумулятивный или абразионный предельный профиль равновесия.

В. П. Зенкович (1946а) убедительно показал, что выработка того или иного профиля равновесия морского дна зависит от первоначального уклона подводного откоса, от слагающих его пород, от гранулометрического состава современных отложений, от параметров волн и т. д.

Многие из этих факторов прямо или косвенно связаны с тектоническими движениями. Так, выходы древних плотных пород, в которых обычно формируется абразионный профиль равновесия, возможен только на тектонически поднимающихся участках, так как в противном случае плотные древние породы были бы перекрыты как на суше, так и на морском дне рыхлыми современными отложениями. Гранулометрический состав поступающего на подводный склон обломочного материала также зависит от тектонических движений, поскольку грубые осадки приносятся с горных районов, характеризующихся интенсивными поднятиями, а мелкозернистые — с рядом расположенных равнин, отличающихся поднятием незначительной амплитуды или даже погружением.

Решающее значение при выработке профиля равновесия имеет крутизна *откоса подводного склона. Она определяет характер деформации* волн и устойчивое положение частиц грунта на дне. Поэтому крутизна откоса в значительной степени направляет развитие склона либо по абразионному, либо по аккумулятивному профилю равновесия. В своих работах В. П. Зенкович крутизну откосов принимает как нечто заранее данное, без выяснения причин ее обусловивших, и в последующем все внимание обращает только на характер деформации волн, на вызываемое ими разрушение пород дна и на перемещение частиц грунта. В результате создается впечатление, что единственным активным началом являются только волны, а склоны дна лишь пассивно воспринимают их воздействие.

Мы считаем, что такой подход не дает правильного понимания процесса. Крутизна откоса дна не есть что-то заранее данное, а возникает в результате длительной геологической истории развития рельефа впадины бассейна. Она не остается постоянной, а непрерывно изменяется под действием тектонических движений и экзогенных сил. В районах погружения, как уже отмечалось, происходит аккумуляция и выравнивание рельефа. Здесь формируются пологие откосы с небольшими уклонами дна и мощной толщей рыхлых осадков, что предопределяет развитие склона по аккумулятивному профилю равновесия.

В конкретных условиях подводного склона западного берега Каспийского моря тектонически поднимающиеся участки характеризуются сложным рельефом дна. Такие участки приурочены к крупным антиклинориям или антиклинальным зонам, осложненным интенсивно растущим брахиантиклинальным складкам. Темп роста последних, как правило, превосходит интенсивность абразии, в связи с чем большинство антиклинальных складок образует положительные формы рельефа в виде скалистых банок. Характер рельефа дна зависит от положения береговой линии относительно основных простираний структур.

Если береговая линия сечет основные сложно построенные структуры вкрест простирания, подводный склон отличается широким мелководьем с многочисленными банками и невыработанным профилем равновесия. Берега таких участков характеризуются чередованием активных или отмерших абразионных клиффов, приуроченных к антиклинальным складкам, с бухтами, располагающимися на месте синклиналей или их крыльев.

На тех участках, где интенсивность абразии соизмерима с ростом складок, вдоль уреза воды на подводном склоне возникают более или менее выровненные абразионные поверхности с отдельными подводными грядами, окаймленные со стороны суши широкими пляжами, среди отложений которых кое-где обнажаются выходы дочетвертичных пород. Этот своеобразный тип берега, который несет черты как абразионного, так и аккумулятивного типа, мы называем абразионно-аккумулятивным. Он имеет распространение на некоторых участках Дагестанского побережья, к югу от мыса Амия и т. д.

При продольном расположении береговой линии по отношению к основным растущим структурам и при крутом падении пластов, слагающих крылья антиклиналей, обычно возникают приглубые берега с отвесными высокими клиффами и узкими бенчами. Подобный тип берега приурочен к северо-восточному крылу Ачисинской складки в Южном Дагестане.

В настоящее время придается большое значение послеледниковой трансгрессии, в результате которой в зону воздействия волн попадают наземные формы рельефа. Уровень современного Каспийского моря также находится значительно выше по сравнению с предшествующей мангышлакской стадией послехвалынского времени.

При быстро нарастающих трансгрессиях затоплению одновременно подвергаются как тектонически поднимающиеся, так и погружающиеся участки суши. Но в береговой зоне эти участки можно определить по характеру рельефа и его влияния на работу волн.

Поднимающиеся участки суши характеризуются резко пересеченным рельефом с многочисленными выходами скальных пород, а погружающиеся — выровненным рельефом и преобладанием аккумулятивных процессов. Исходя из этого, при трансгрессиях на тектонически поднимающихся участках затопляется пересеченный рельеф с выходами скальных пород и крутыми склонами. Береговая линия здесь характеризуется изрезанностью очертаний. В этих условиях профиль будет развиваться по абразионному типу.

На погружающихся участках затоплению как в результате тектонического погружения, так и эвстатического подъема уровня моря подвергаются первоначально выровненные аккумуляцией поверхности суши.

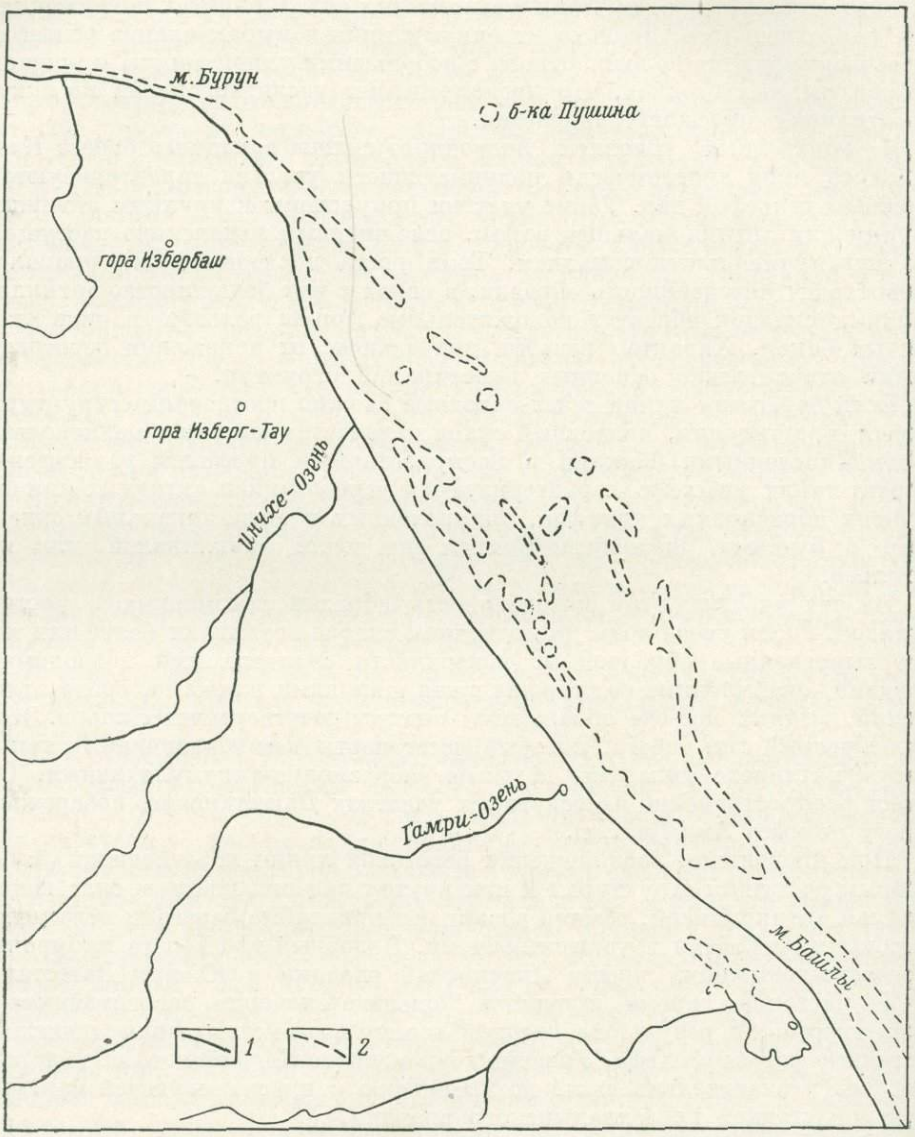


Рис. 92. Возможное изменение очертаний береговой линии в районе одного из участков Дагестанского побережья при снижении уровня моря на 5 м.

1 — современная береговая линия; *2* — береговая линия при понижении уровня моря на 5 м. М. 1 : 200 000.

Исходная выровненность рельефа и большая мощность молодых рыхлых отложений в таких районах обычно определяют после трансгрессий образование береговых линий простых очертаний и развитие профиля склона по аккумулятивному типу.

При эвстатических понижениях уровня моря значительные участки морского дна, и в первую очередь подводного склона, могут оказаться

осушенными как в тектонически погружающихся, так и поднимающихся областях. При этом в пределах тектонически погружающихся областей, вследствие преобладания в условиях моря аккумуляции, осушению подвергаются выровненные участки морского дна, сложенные молодыми рыхлыми осадками. Естественно, что в этом случае берег будет носить первоначально выровненный аккумулятивный характер. На тектонически поднимающихся участках, где в подводных условиях преобладала абразия и вынос рыхлого материала, осушенные участки будут характеризоваться многочисленными выходами скальных дочетвертичных пород, а если здесь наблюдались дифференцированные тектонические движения, темп которых превосходил абразию, то и относительно пересеченным рельефом. В связи с этим при регрессиях моря из-под воды в этом случае освобождаются площади дна, характеризующиеся первичной пересеченностью, крутыми склонами и частыми обнажениями скальных пород. Естественно, что береговая линия здесь будет значительно изрезанной с многочисленными скалистыми мысами, заливами и т. п. В виде примера можно сослаться на участок побережья Каспийского моря между мысами Бурун и Баилы (рис. 92). Как видно на рисунке, современная береговая линия здесь выровнена и имеет простые очертания. Если бы уровень моря понизился на 5 м, очертания береговой линии резко изменились бы и приобрели бы более сложную конфигурацию, с каменистыми косами, островами и прихотливой формы заливами.

Исходя из изложенных соображений, видно, что признаки поднимающихся и погружающихся берегов прямо противоположны тем, которые положены в основу генетической классификации Джонсона. Рельеф подводного склона и берегов поднимающихся участков отличается пересеченностью и преобладанием абразионных процессов, а погружающихся — выровненностью и преобладанием, за исключением некоторых случаев, аккумуляции над абразией. Эвстатические колебания уровня моря могут усиливать или ослаблять работу волн, в основном контролируемую тектоническими движениями.

Вещественный состав горных пород, механический состав и количество поступающих на склон осадков, направление и параметры волн конечно имеют существенное значение при формировании рельефа подводного склона и берегов, что в достаточной степени подчеркнуто В. П. Зенковичем (1946а, 1958, 1962). Однако рельеф подводного склона и берегов есть продукт длительной геологической истории, ведущим фактором которой являются тектонические движения.

Работа волн на тектонически погружающихся участках

Если на погружающийся участок морского дна поступает значительное количество материала, то его аккумуляция может компенсировать погружение и глубины не изменятся. Волны могут быстро восстановить нарушенный профиль равновесия, поэтому значительных изменений в рельефе подводного склона и берега может не произойти. При избыточном поступлении на данный участок побережья обломочного материала, например в дельте реки, энергия волн и течений может оказаться недостаточной для удаления этого материала и берег начнет нарастать.

Иначе пойдет процесс на погружающихся участках подводного склона, куда будет поступать недостаточное количество осадков для компенсации погружения. Глубины моря в этих условиях будут прогрессивно увеличиваться, а береговая линия отступит в сторону суши, при этом берег начнет интенсивно размываться. В результате на берегу может воз-

никнуть абразионный клифф, как это имеет место на Каспийском море к югу от дельты р. Самура. В отличие от абразионных клиффов поднимающихся участков, нередко образованных скальными дочетвертичными породами, клифф в рассматриваемом случае будет формироваться в мощной толще рыхлых, молодых (четвертичных) отложений, аккумулировавшихся в процессе длительного опускания данного района. Нам представляется, что наличие клиффа в рыхлых молодых отложениях и отсутствие выходов дочетвертичных пород до некоторой степени могут служить указанием на наличие унаследованных современных некомпенсированных осадконакоплением погружений.

Рельеф дна погружающихся участков за редким исключением отличается широким развитием аккумулятивных форм. Только в тех случаях, когда погружающиеся крупные тектонические формы типа синклинориев осложнены быстро растущими антиклинальными складками, среди аккумулятивных форм могут наблюдаться локальные выходы скальных пород, образующих скульптурные формы рельефа. Такой случай имеет место на подводном склоне Черного моря, примыкающем к Анапской пересыпи. Здесь среди широкой аккумулятивной равнины, приуроченной к морскому продолжению Кизилташского прогиба, наблюдаются выходы неогеновых пород, образующих банку Марии Магдалины.

На участках быстрого некомпенсированного погружения, особенно если последнее сопровождается эвстатическим поднятием уровня моря, на подводном склоне могут сохраниться затопленные террасы, береговые валы и другие субаэральные формы рельефа.

На участках погружения, компенсированного осадконакоплением, возникает отмелый аккумулятивный берег с равнинами волнового поля, с подводными валами и барами.

При погружениях, сопровождающихся эвстатическими колебаниями уровня моря, развитие рельефа подводного склона может пойти несколькими путями, зависящими от темпа погружения, а также направления и скорости колебаний уровня моря.

Если тектонические движения (в данном случае погружения) обозначить через букву T, а эвстатические колебания уровня моря — через букву $Э$, то теоретически можно представить несколько случаев совместного влияния этих факторов на механическую работу волн.

I. При тектоническом погружении, происходящем на фоне эвстатического опускания уровня моря (регрессии), возможны следующие случаи:

а) При $T=Э$ нарастание глубин, связанное с погружением, компенсируется эвстатическим опусканием уровня моря. Существенных изменений глубин не происходит. Берег развивается по аккумулятивному типу. Условия наиболее благоприятны для выработки предельного профиля равновесия. Эволюция берега происходит по закономерностям, установленным В. П. Зенковичем (1946а) при постоянном уровне моря. Разнообразие рельефа берега и подводного склона зависит от механического состава грунтов, параметров волн, угла подхода к берегу равнодействующей волнения и от количества поступающих на данный участок побережья наносов. В зависимости от механического состава грунтов и параметров волн профиль подводного склона может быть то более крутой, то более пологий. Изменения угла подхода волн к берегу и количества поступающего обломочного материала вызывает возможные изменения конфигурации берега и профиля подводного склона. При ненасыщенном потоке наносов возможно размывание дна и смещение береговой линии в сторону берега. Однако размыв дна здесь захватывает только верхнюю часть отложений, в основном представленных мощными рыхлыми образованиями. Поэтому вряд ли можно предполагать, что он в состоянии вызвать обнажение дочетвертичных пород, как это допускает В. П. Зенкович и другие

исследователи. При насыщенном потоке наносов, очевидно, можно ожидать более или менее устойчивое положение сформированного профиля равновесия и береговой линии. При поступлении на склон обломочного материала в количестве большем, чем в данном пункте, может перемещаться в виде потока береговых наносов, часть материала должна будет аккумулироваться на дне, создавая аккумулятивные формы или вызывая выдвижение береговой линии в сторону моря. Эти условия весьма благоприятны для формирования дельт. Аккумулятивные береговые формы устойчивы, хотя под влиянием изменчивости параметров волн, углов их подхода к берегу и количества поступающих на склон наносов постоянно претерпевают некоторые изменения в размерах и форме.

б) При $T > Э$ будет наблюдаться медленное нарастание глубин, равное $T—Э$, что вызовет преобладание аккумуляции осадков на данном участке побережья. При достаточном поступлении наносов погружение может быть компенсировано осадконакоплением. В этом случае волны в состоянии выработать профиль, приближающийся к предельному профилю равновесия, а берег будет носить выровненный аккумулятивный характер. При выработанном профиле равновесия, в случае поступления рыхлого материала с соседних участков суши, превышающего необходимое количество на компенсацию погружения, может возникнуть поток наносов. При насыщенном потоке наносов будет наблюдаться транзитное перемещение материала и береговая линия окажется в динамическом равновесии, т. е. не будет испытывать заметных изменений. При недостаточном для компенсации погружения поступлении наносов глубины на подводном склоне увеличиваются. Береговая линия перемещается в глубь суши. Возможно образование абразионных клиффов, сложенных молодыми рыхлыми отложениями. Устья рек подтопляются. Аккумулятивные формы рельефа имеют неустойчивый характер.

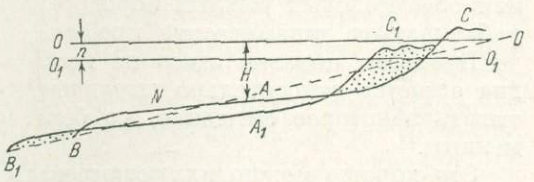


Рис. 93. Схема выработки аккумулятивного берега при падении уровня моря (по О. К. Леонтьеву, 1955).

Прерывистая линия — первоначальный склон (до выработки профиля равновесия). *OO* — уровень моря *до его падения*; O_1O_1 — уровень моря после падения. *CB* — профиль до падения уровня; C_1B_1 — профиль после падения уровня. Остальные обозначения в тексте.

в) При $T < Э$ нарастание глубин, вызванное погружением, меньше опускания уровня моря, поэтому происходит уменьшение глубины на величину $Э—T$.

Развитие склона при регрессии моря рассмотрено О. К. Леонтьевым (1949, 1955), который показал, что при этом происходит перестройка профиля равновесия (рис. 93).

Если до понижения уровня моря профиль равновесия был выработан ($C—B$), то после его падения, вследствие уменьшения глубин, увеличится деформация волн, чем нарушится устойчивое положение частиц наносов. В некоторой точке A, как и выше по склону, частицы начнут двигаться в сторону берега. На некоторой глубине в точке N прямые скорости будут уравновешены обратными, т. е. здесь будет располагаться нейтральная линия. Ниже этой точки частицы будут смещаться вниз по склону. В соответствии с закономерностями выработки профиля равновесия перемещение частиц грунта вверх и вниз по склону будет происходить до тех пор, пока по всему профилю не будут восстановлены глубины, равные тем, которые здесь существовали до падения уровня моря, т. е. не выработается профиль C_1B_1. В этом случае будет происходить нарастание берега как

за счет отступания моря, так и в результате аккумуляции материала, поступающего со средней части склона.

Эвстатическое опускание уровня моря, чаще всего связанное с климатическими причинами, в геологическом объеме времени бывает непродолжительным, поэтому абразионные процессы на дне в этих условиях не могут размывать значительные толщи пород, слагающих данный участок. Тектонические движения, в том числе и погружение, имеют унаследованный определенный знак движения в течение длительного времени, измеряемого многими миллионами или даже десятками миллионов лет. Естественно, что на погружающихся участках за время, предшествовавшее эвстатическому падению уровня моря, происходило накопление осадочной толщи часто огромной мощности. В связи с этим возникшее в средней части склона временное преобладание процессов абразии над процессами аккумуляции в данных условиях вызывает размыв только верхних, наиболее молодых рыхлых пород, в которых при этом легко могут вырабатываться динамические профили равновесия.

Процессы абразии здесь не вскрывают коренные породы, и рельеф дна остается относительно выравненным. Береговая линия может испытывать некоторое смещение, но берег остается аккумулятивным и низменным.

Это хорошо можно иллюстрировать материалами по западному побережью Каспийского моря. Несмотря на снижение уровня с 1929 г. почти на 2.5 м, повсеместно наблюдается унаследованное развитие берегов. На участках, тектонически погружающихся, подводный склон всюду остается аккумулятивным; напротив, на поднимающихся участках древние террасы имеют абразионный или абразионно-аккумулятивный характер, а подводный склон изобилует многочисленными выходами коренных пород, хотя местами и наблюдаются широкие пляжи, возникшие из материала, выброшенного со дна.

II. При тектонических погружениях на фоне эвстатического поднятия уровня моря будет происходить увеличение глубин с интенсивностью $T+Э$. Этот случай, по-видимому, наиболее часто может вызывать погружение, некомпенсированное осадконакоплением. Правда, компенсация в значительной степени зависит также от количества поступающих в бассейн осадков, поэтому в отдельных местах возможно компенсированное осадконакопление, например, в дельтах крупных рек. В общем же виде некомпенсированное увеличение глубин вызовет наступание моря на сушу. Но поскольку море в данном случае будет заливать выровненные в процессе погружения площади суши, сложенные мощной толщей рыхлых отложений, берег в основном будет аккумулятивный. Возможно образование абразионных клиффов, но последние обычно слагаются рыхлой толщей. При затоплении устьев рек возникнут лиманы.

При очень быстрых погружениях, сопровождаемых эвстатическим подъемом уровня моря, в пределах подводного склона могут сохраниться субаэральные аккумулятивные формы в виде затопленных эоловых холмов, террасовых поверхностей, ледниковых форм и т. д.

Работа волн на тектонически поднимающихся участках

Детальные исследования геолого-геоморфологического строения подводного склона западного берега Каспийского моря и некоторых участков Черного показали, что к положительным тектоническим структурам (антиклинориям и антиклиналям) приурочены и положительные формы рельефа дна. Рельеф таких участков характеризуется резкой пересеченностью, хотя и с небольшими относительными высотами. Здесь обычно наблюдаются хорошо отпрепарированные пласты устойчивых к разруше-

нию горных пород, образующих узкие (от 0.5 до 10 м) гряды, прослеживающиеся на многие километры и даже десятки километров. Эти гряды в большинстве случаев оконтуривают складки.

Изучение отдельных антиклинальных складок на морских площадях Каспийского бассейна, как мы уже отмечали, показало, что все они в течение длительного периода испытывают интенсивный рост. Об этом свидетельствует увеличение углов падения пород с глубиной, возрастание мощности и смена грубозернистых осадков более мелкозернистыми отложениями от сводов к крыльям складок и т. п. Рост складок подтверждается и многочисленными выходами на поверхность дна дочетвертичных пород, которые могли появиться здесь только в результате интенсивного сноса материала, вызванного усилением абразии на тектонически поднимающихся участках дна. Для некоторых складок величина этого сноса может быть установлена относительно точно. Так, например, на складке о. Жилого, где в своде обнажаются отложения диатомовой свиты, по крайней мере за четвертичный период размывом уничтожена толща мощностью минимум 2000—2500 м.

Несмотря на огромное разрушение, которое испытали растущие антиклинальные складки, большинство из них хорошо выражено в рельефе морского дна в виде банок, осложненных скульптурными грядами, повторяющими очертания складок.

Поскольку растущие тектонические структуры отражены в современном рельефе дна, следует сделать заключение, что темп роста складок превосходит темп абразии.

По поводу образования скульптурных гряд на морском дне существуют две точки зрения. Согласно первой, развитой В. В. Лонгиновым (1951), скульптурные гряды имеют абразионное происхождение. О. К. Леонтьев (1948) при изучении рельефа подводного склона Дагестанского побережья пришел к заключению, что здесь гряды имеют наземное денудационное происхождение. Современное положение их на морском дне он связывает с эвстатическим повышением уровня моря.

В. В. Лонгинов обосновывает абразионное происхождение подводных гряд материалами, собранными им при изучении бенча Кавказского побережья Черного моря, сложенного флишевыми породами. Он обратил внимание на тот факт, что высота гряд закономерно увеличивается с глубиной. «Нахождение наиболее резко выраженных и высоких гряд на значительных глубинах и одновременное отсутствие высоких гряд вблизи берега, несомненно указывает на активность абразии не только на мелководье, но и на глубинах свыше 10 м» (Лонгинов, 1951, стр. 75). В прибрежных участках на небольших глубинах породы быстро разрушаются и гряды не успевают достичь значительной высоты. В более глубоких местах абразия не прекращается, а лишь замедляется. По данным этого автора, абразия на Черном море происходит до глубины 30 м.

Денудационное происхождение скульптурных известняковых гряд подводного склона Дагестана О. К. Леонтьев (1948) обосновывает, во-первых, тем, что они имеют пологие склоны, обращенные в сторону моря, а крутые — в сторону берега. При морской абразии, по его мнению, нужно было бы ожидать обратного соотношения. Во-вторых, он считает, что о субаэральном происхождении гряд свидетельствуют присутствующие на пологом их склоне воронкообразные карры и поперечные извилистые борозды, которые из-за насыщенности вод Каспия ионом Са не могли образоваться под водой.

Подводные гряды, сложенные известняками, доломитами, мергелями и песчаниками, имеют широкое развитие на подводном склоне Дагестанского побережья, Прикаспийско-Приапшеронского района и в районе

Бакинского архипелага. При этом на берегу, если исключить полосу, недавно освободившуюся из-под воды, подобные скульптурные гряды отсутствуют, несмотря на то, что суша и подводный склон сложены породами одного и того же вещественного состава. Отсюда можно сделать заключение, что подводные скульптурные гряды формируются под действием абразии. Трудно себе представить, как в субаэральных условиях могла бы произойти препарировка маломощных пластов (2—6 м) пород, образующих серии параллельных гряд, протягивающихся иногда на десятки километров. Несомненно, что эрозия не в состоянии выполнить такую тонкую работу. Факты же, приведенные О. К. Леонтьевым, могут интерпретироваться иначе.

Нами твердо установлено, что асимметрия подводных гряд определяется падением пластов, а не расположением гряд относительно преобладающего направления морского волнения. В. П. Зенкович (1946а) для восточного берега Каспия допускает каррообразование под водой. Аналогичные факты собраны и нами. Подводное каррообразование может быть связано с локальным изменением содержания CO_2 в воде или с изменением солености воды в периоды трансгрессий. Наконец, каррообразные формы могли возникнуть на склоне гряд абразионного происхождения в одну из стадий регрессии моря в историческое время.

Таким образом, нет убедительных доказательств субаэрального происхождения подводных гряд. В то же время механизм препарировки устойчивых к разрушению пород под действием волн нам представляется сравнительно простым. На тектонически поднимающихся участках, где преобладает абразия и снос материала, как правило, обнажаются дислоцированные дочетвертичные породы. Если они представлены слоистой толщей, состоящей из пластов различного вещественного состава, работа волн и течений дифференцируется. Твердые породы, как об этом свидетельствуют наблюдения В. П. Зенковича (1946а, 1948) и других исследователей, разрушаются очень медленно. В противоположность этому на участках, сложенных рыхлыми или легко разрушающимися породами, такими как, например, глинами, механическая работа волн протекает очень интенсивно.

Допустим, что в результате абразии на дне обнажилась серия пород, состоящих из известняков, мергелей и песчаников, чередующихся с глинами и песчанистыми глинами. На участках дна подводного склона, сложенных таким комплексом дислоцированных пород, каждое более или менее сильное волнение вызывает взмучивание воды, которое, естественно, происходит в основном за счет разрушения глинистых и песчаных пластов. Мелкие обломочные частицы в водной среде могут находиться во взвешенном состоянии сравнительно долго. В связи с этим течения и донные противотечения выносят большую часть взмученного волнением материала за пределы подводного склона. В результате многократного повторения указанного процесса под действием волн происходит препарировка всех даже маломощных пластов твердых пород в такой идеальной форме, которая не доступна ни одному субаэральному агенту в том числе и ветру, также производящему площадную избирательную денудацию. Как известно, ветер слабо воздействует на глинистые породы и, кроме того, обычно на площадях развевания происходит аккумуляция песчаных частиц и более крупных обломков, в дальнейшем ослабляющих денудационную работу ветра.

Разрушению мягких пород в понижениях дна между грядами способствуют скопления ракуши и обломочного материала (щебень, гравий, галька), которые при волнении приводятся в движение, вызывая корразию подстилающих глин. Интенсивность воздействия волн на дно в межгрядовых понижениях доказывается наличием здесь песчаных волн

(рис. 94) и многочисленных выходов коренных глин среди маломощного слоя ракуши и глыб скальных пород (рис. 95).

На участках растущих антиклинальных складок, характеризующихся обычно в пределах подводного склона обнаженностью дислоцированных коренных пород, работа волн дифференцируется. Наличие на пути распространения фронта волн положительных форм рельефа (банок, гряд) вызывает перестройку волн. В этих условиях отсутствует постепенная деформация волн и нарастание асимметрии прямых и обратных скоростей воды у дна, как это установлено В. П. Зенковичем (1946а) для аккумулятивных участков подводного склона. Следовательно, нет и единой нейтральной линии или зоны, которая играет огромное значение при выработке профиля равновесия на аккумулятивном или выровненном дне. Этим, вероятно, и нужно объяснить тот факт, что уклоны дна, приближающиеся к теоретическому предельному профилю равновесия, характерны только для районов развития аккумулятивных и приглубых абразионных берегов. На участках же дна, испытывающих дифференцированные тектонические движения, выработанные профили равновесия отсутствуют. Следовательно, наличие невыработанного профиля равновесия подводного склона также может явиться признаком дифференцированных тектонических поднятий.

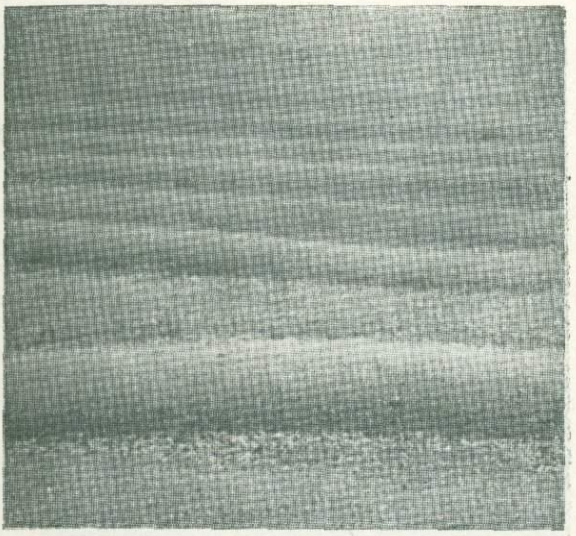


Рис. 94. Подводная фотография песчаных волн в понижениях дна между скалистыми грядами. Высота волн около 10—15 см, ширина 25—30 см. Глубина моря 5 м. Фото К. М. Петрова.

Отсутствие выработанных профилей равновесия на подводном склоне с абразионным рельефом характерно не только для Каспийского моря. Подобный же рельеф наблюдался нами и на подводном склоне Черного моря в районе Таманского полуострова.

Отсутствие выработанного профиля равновесия отмечается в пределах шельфа и других морей. В частности, В. П. Зенкович (1946а) пишет, что «почти нигде в настоящее время на дне шельфа нет выработанного профиля равновесия. Его можно видеть лишь в районах развития рыхлых отложений, и то не во всю ширину воздействия волн, а лишь на несколько десятков метров» (стр. 49). Это явление он объясняет недавним затоплением суши в связи с послеледниковой трансгрессией океана. Однако изложенные выше материалы показывают, что по крайней мере в некоторых случаях здесь могут иметь значение дифференцированный рост складок и особенности работы волн на абрадируемых участках морского дна. К сожалению, пока еще недостаточно изучено влияние подводных препятствий на изменение характера волн, поэтому приходится ограничиваться вышеизложенными общими соображениями и косвенными данными, хотя вряд ли можно сомневаться в том, что пересеченный рельеф дна вызывает дифференцированную работу волн, которая также зависит и от

их параметров и глубины моря. Короткие волны при определенной глубине моря воздействуют не на всю поверхность подводного склона, а только на верхние части положительных элементов дна. Действие более длинных волн распространяется и на склоны подводных возвышенностей, а крупные штормовые волны достигают даже пониженных участков дна. Так как верхние части положительных элементов дна при определенной глубине находятся под воздействием волн почти всех параметров, а депрессии только под воздействием крупных и штормовых волн, то казалось бы гидродинамические процессы должны производить интенсивное выравнивание дна. Фактически же этого не наблюдается, так как темп современных дифференцированных тектонических положительных движений значительно превосходит абразионную деятельность волн и течений. В результате на тектонически поднимающихся участках дна наблюдается устойчивое существование положительных форм в виде скалистых банок, подводных гряд и камней.

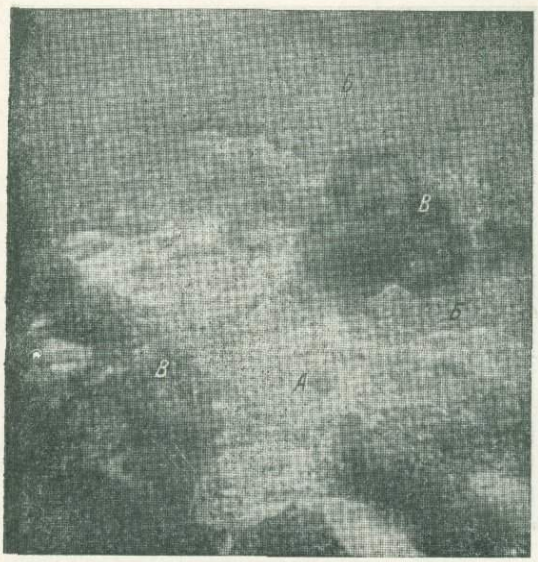


Рис. 95. Выходы на дне моря коренной глины (*А*) среди ракуши (*Б*) и отдельных глыб твердых пород (*В*). Глубина моря 4 м. Фото К. М. Петрова.

Работа волн на тектонически поднимающихся, так же как и на погружающихся участках протекает на фоне эвстатических колебаний уровня моря. Здесь также можно наметить несколько случаев:

I. При тектонических поднятиях, происходящих на фоне эвстатического падения уровня моря, глубины моря быстро уменьшаются с интенсивностью $Т+Э$, так как оба эти фактора действуют в одном направлении.

В зависимости от расположения береговой линии относительно основных тектонических направлений, интенсивности тектонических движений и их формы берег и рельеф подводного склона могут отличаться большим разнообразием. При расположении береговой линии вкрест простирания основных антиклинальных и синклинальных складок, испытывающих дифференцированные тектонические движения на фоне общего поднятия структур первого порядка, рельеф подводного склона и характер берега отличаются закономерным чередованием абразионных и аккумулятивных форм. Первые приурочены к антиклинальным зонам и отдельным антиклиналям, вторые — к синклинальным поясам и отдельным синклиналям второго порядка.

В этих условиях на растущих положительных формах рельефа часто наблюдаются выходы дочетвертичных пород и сложенные ими скульптурные гряды. В синклиналях второго порядка рельеф дна за редким исключением выровненный и дочетвертичные породы перекрыты современными отложениями.

Так, например, в пределах западной части подводного Апшеронского порога, являющегося положительной тектонической структурой первого порядка, наблюдается большое количество осложняющих брахиантиклиналей и брахисинклиналей. К первым всюду приурочены положительные

абразионные формы рельефа дна. В пределах брахисинклиналей за редким исключением развит выровненный аккумулятивный рельеф, но мощность современных отложений здесь весьма незначительна, порядка от нескольких десятков сантиментров до метров и редко первых десятков метров. Точно такая же картина наблюдалась нами и на Притаманской акватории Черного моря, где в брахисинклинальных участках дна мы доставали образцы миоценовых пород обычной грунтовой трубкой ГОИН-1. При значительной амплитуде дифференцированных движений в пределах поднимающейся тектонической области первого порядка мощность современных отложений может достигать значительных величин. Примером этого может служить район Бакинского архипелага, где мощность современных отложений колеблется от 0 до 50 м, а иногда и более.

Берега в таких районах относятся к типу абразионно-бухтовых. Абразионные участки такого берега приурочены к антиклинальным зонам или отдельным антиклиналям, а бухты — к синклинальным поясам или отдельным синклиналям. Мысы вследствие роста складок, вызывающего увеличение крутизны подводного склона, попадающего в зону воздействия волн, подвергаются усиленной абразии и характеризуются наличием абразионных уступов и волноприбойных ниш. Бухты же эволюционируют по аккумулятивному профилю равновесия с образованием аккумулятивных берегов.

На участках, где береговая линия проходит параллельно основным простираниям структур, возникают два типа берега и подводного склона. Здесь при моноклинальном залегании пород с небольшими углами падения или на участках, где темп тектонических поднятий соизмерим с деятельностью абразии, возникают относительно широкие мелководья.

Понижение уровня моря, связанное с тектоническим поднятием и эвстатическим фактором, вызывает усиленную деформацию волн, нарастающую в сторону берега. Поскольку поверхность дна оказывается выше теоретического профиля равновесия, волны производят разрушение коренных пород. Возникающий обломочный материал, а равно и ракуша в верхней части склона, вследствие значительной асимметрии прямых и обратных скоростей волн перемещается в сторону берега. В нижней части склона, где асимметрия скоростей меньше, обломочный материал и ракуша перемещаются в сторону моря. В результате возникает своеобразный тип побережья, характеризующийся тем, что на подводном склоне обнажаются древние породы, свидетельствующие о преобладании абразии, а прибрежная часть суши отличается наличием широких пляжей, с береговыми валами, нередко перевеянными в дюны. Примером подобного побережья может служить Дербентский участок, где до глубины 20 м распространен ступенчатый бенч, а на берегу за неширокой приурезовой полосой выходов скальных пород наблюдаются мощные дюнные образования. К тому же типу следует также отнести участок побережья к югу от мыса Амия до Килязинской косы и участок Мардакянского пляжа.

Иной тип берега наблюдается при высоком темпе тектонических поднятий и значительных углах падения пластов дислоцированных пород. Обычно в этих условиях наблюдаются продольные приглубые берега. Развитие профиля равновесия в этих условиях идет по абразионному типу, поскольку волны подходят к берегу с нерастраченной энергией, а разрушенный материал вследствие значительных уклонов перемещается к подножию подводного склона. В результате возникает бенч, почти лишенный рыхлого материала и ограниченный крутыми отвесными абразионными уступами. Классическим примером такого типа берега мы считаем Кавказское побережье Черного моря в пределах Сочинско-Туапсинско-Новороссийского района. На западном берегу Каспийского моря к этому типу побережья можно отнести участок Дагестанского района к югу

от устья Манас-озень до мыса Буйнак, где береговая линия в основном приурочена к северо-восточному крылу Ачисинской антиклинальной складки.

II. На тектонически поднимающихся участках при эвстатическом повышении уровня моря возможны следующие сочетания этих двух факторов:

а) При $T > Э$ будет наблюдаться уменьшение глубин вследствие преобладания поднятия дна над повышением уровня моря. Интенсивность уменьшения глубин равна $T—Э$.

Рельеф подводного склона и типы берега будут такими же, как в вышерассмотренном случае, хотя и менее ярко выраженными.

б) При $T=Э$ обмеление, связанное с поднятием морского дна, компенсируется эвстатическим подъемом уровня моря. Изменение глубины на подводном склоне не произойдет. Очевидно, этот случай является наиболее благоприятным для выработки предельного абразионного профиля равновесия.

Если береговая линия пересекает основные структурные элементы вкрест их простирания или под большим углом, то при одновременном дифференцированном росте структур второго и третьего порядка на положительных тектонических структурах вырабатываются абразионные профили, а на отрицательных — аккумулятивные.

При продольном расположении береговой линии относительно структурных элементов возникает абразионный профиль равновесия.

в) При $T < Э$ эвстатический подъем уровня моря обгоняет тектоническое поднятие, поэтому глубины будут нарастать с интенсивностью $Э—T$. Увеличение глубин может вызывать даже на тектонически поднимающихся участках аккумуляцию осадков. Береговая линия перемещается в глубь суши. Однако поскольку в пределах суши к тектонически поднимающимся участкам обычно приурочен расчлененный рельеф с частыми выходами дочетвертичных скальных пород, то в этом случае в зону воздействия волн попадают крутые склоны. Поэтому развитие рельефа идет по абразионному профилю. Береговая линия отличается сильной изрезанностью. Тектонически поднимающиеся берега, даже при их затоплении, морфологически резко отличаются от тектонически погружающихся, где затоплению подвергаются относительно выровненные площади.

Таким образом, сочетание тектонических движений и эвстатических колебаний уровня бассейна создает очень сложную обстановку для механической работы волн.

Взаимодействие волн и горных пород, попадающих в зону их воздействия, в каждом конкретном случае значительно осложняется еще рядом второстепенных факторов. Разрушающая работа волн во многом зависит от вещественного состава горных пород, слагающих побережье. Очевидно, что в мягких легко разрушаемых породах результаты воздействия волн будут иные, чем в твердых. Иначе протекает процесс абразии в горизонтально лежащих породах по сравнению с дислоцированными отложениями. На продольных берегах характер абразии зависит от того, в какую сторону и под каким углом падают породы (в сторону суши или моря). Поиному проявляется абразия на берегах, ориентированных вкрест или под большими углами к простиранию пород. В. П. Зенкович (1946а) большое значение придает углу подхода лучей волн к берегу. В зависимости от последнего, особенно на аккумулятивных берегах, как показал этот автор, формируется ряд специфических форм рельефа. От угла подхода волн к берегу зависит продольное перемещение наносов, а следовательно, и формирование аккумулятивных форм рельефа, например, кос за мысами, сложенными коренными породами, и т. д. Существенным фактором является также количество наносов, поступающих на подводный склон с суши. Некоторое значение имеют общеклиматические условия, в которых располагается тот или иной подводный склон. Они определяют био-

логические особенности бассейна, иногда вызывающие образование специфических берегов (коралловые и мангровые берега) и т. д.

Несмотря на весьма существенную роль отмеченных факторов, как и многих других, не отмеченных нами, решающим фактором, обусловливающим современный рельеф подводного склона, а в связи с этим и берега, все же следует считать тектонические движения. Почти повсеместно наблюдаемая унаследованность новейших и современных тектонических движений свидетельствует о том, что этот фактор предопределял изменение глубин для каждого геоморфологического района в определенном направлении в течение длительного геологического периода, направляя тем самым и работу волн. Эвстатические колебания уровня моря изменчивы и в геологическом смысле времени не очень продолжительны. При этом они происходили однозначно по всему морскому бассейну, не вызывая дифференцированной работы гидродинамических процессов, *за исключением того короткого периода, когда подтоплялись* новые участки суши. Этим мы и объясняем тот факт, что определенные типы подводного рельефа и берегов, по крайней мере в тектонически мобильных *областях, приурочены к определенным геоструктурным элементам*, развивавшимся в течение длительного времени в одних и тех же направлениях, чем определяется и унаследованное развитие побережий.

Действие других факторов, иногда оказывающих существенное влияние на рельеф, также контролируется тектоническими движениями.

Из всего изложенного в данном разделе можно установить некоторые признаки, позволяющие судить о направлении недавних и современных тектонических движений на подводном склоне независимо от темпа и направления эвстатических колебаний уровня бассейнов. Основными из этих признаков будут следующие.

I. Для областей тектонических поднятий:

а) Вынос материала с подводного склона и в связи с этим наличие частых выходов дочетвертичных пород и маломощных современных отложений в пониженных участках морского дна и берега.

б) Пересеченный рельеф с преобладанием на положительных элементах скульптурных форм. Отсутствие в большей части подводного склона выработанного профиля равновесия.

в) Абразионный или абразионно-бухтовый тип берега. На продольном берегу береговая линия выровнена. При наличии поперечного берега или при ингрессии моря береговая линия сильно изрезана, иногда с чередованием абразионных и аккумулятивных участков, с приуроченностью первых к положительным тектоническим структурам или твердым породам, *вторых — к отрицательным тектоническим структурам или легко* разрушаемым породам.

г) Абразионные клиффы почти всегда сложены древними, часто дислоцированными *породами*.

д) Наличие лестниц цокольных террас.

е) При незначительном темпе поднятий, соизмеримым с абразионной деятельностью волн, или же при незначительном угле падения пород формируется побережье, характеризующееся скалистым бенчем и аккумулятивным берегом.

II. Для областей тектонических погружений:

а) Резкое преобладание процессов аккумуляции и выравнивания рельефа. Значительная мощность современных отложений. Выходы дочетвертичных пород отсутствуют или они очень редки. На подводном склоне неровности рельефа представлены аккумулятивными формами.

б) Берега преимущественно аккумулятивные, выровненные. Кривая подводного склона близка к кривой теоретического предельного профиля равновесия.

в) При погружениях, не компенсированных осадконакоплением, происходит отступание берега в глубь суши. Возможно возникновение абразионных клиффов, но в отличие от клиффов поднимающихся участков они выработаны в рыхлых молодых отложениях, слагающих еще не затопленную часть суши. На подводном склоне возможно сохранение наземных форм рельефа, в том числе и аккумулятивных (ледниковых, эоловых, террас и т. д.). Очертания береговой линии могут осложняться подтоплением устьевых частей рек с образованием лиманов.

г) При погружениях, компенсированных осадконакоплением, формируются дельты, косы, бары и другие аккумулятивные формы рельефа.

Эти признаки, по нашему убеждению, могут лечь в основу генетической классификации берегов, до сих пор еще отсутствующей, если исключить классификацию Джонсона, в которой, к сожалению, дана ошибочная интерпретация фактов.

Вопрос генетической классификации берегов является весьма сложным, поэтому ему необходимо посвятить специальную работу. В настоящем же труде отметим, что в основу такой классификации могут быть положены, как это следует из всего вышеизложенного, тектонические движения, вызывающие формирование двух основных типов берегов: п о д н и м а ю щ и х с я, преимущественно абразионных, и п о г р у ж а ю щ и х с я, преимущественно аккумулятивных.

В дальнейшем эти два основных класса могут быть подразделены в зависимости от соотношения тектонических движений и эвстатических колебаний уровня бассейна. При выделении более мелких таксономических единиц могут быть учтены элементы классификации Рихтгофена, О. Шлюстера, Джонсона, Шипарда и В. П. Зенковича. Все эти классификации отражают те или иные реально существующие факторы, иногда существенно влияющие на морфографический облик берега. Недостатком большинства этих классификаций, за исключением классификации Джонсона, является то, что в них не выделяется ведущий, повсеместно действующий процесс, определяющий направление работы всех остальных агентов. Правда, у В. П. Зенковича (1946а) за ведущий процесс принимается волновой, однако направление работы волн, как показал этот автор, определяется крутизной подводного склона, попадающего в зону воздействия волн. Поэтому, для того чтобы установить причину наличия того или иного берега, необходимо объяснить возникновение различной крутизны склонов. Последнее, как мы видели, определяется направлением тектонических движений, которые таким образом контролируют работу волн и большинства остальных факторов.

Следует отметить, что В. П. Зенкович (1954) в своей классификации берегов выделил берега приглубые и отмелые, которые в общих чертах можно сопоставить с погружающимися и поднимающимися берегами. В этом отношении наши взгляды до известной степени можно рассматривать как развитие классификации В. П. Зенковича. Однако то обстоятельство, что мы устанавливаем причинную связь большинства приглубых берегов с тектоническими движениями, дает возможность подойти к формированию рельефа берегов и подводного склона с совершенно иных позиций.

ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ КАК РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР

Деятельность грязевых вулканов, по крайней мере в пределах Каспийского моря и особенно к югу от Апшеронского полуострова, является одним из основных рельефообразующих факторов. На этой акватории зарегистрировано до 27 грязевулканических очагов. Кроме того, обнару-

жено 8 грязевых вулканов на морской площади Приапшеронского района и 2 — в Прикаспийском морском районе (рис. 96). Несомненно, что при дальнейших исследованиях количество выявленных подводных грязевых вулканов будет увеличено.

Проявление грязевулканической деятельности сводится к тому, что время от времени из недр земли по аппаратам грязевых вулканов на земную поверхность извергается своеобразная кластическая порода в виде увлажненной газированной глинистой массы с включениями мелких и крупных остроугольных обломков различных пород. В отдельных случаях в ней встречаются включения огромных глыб, оторгнутых от глубоко залегающих дочетвертичных пород. Эта порода получила название сопочной брекчии. Извержение сопочной брекчии сопровождается выбросом огромного количества газа, нередко воспламеняющегося и потому видимого за десятки километров от очага извержения в виде высокого столба пламени (до 200 м).

В промежутки между бурными извержениями на некоторых вулканах из паразитических конусов происходит слабое выделение струй газа, сопочного ила и воды, иногда с пленками нефти.

Об огромной рельефообразующей роли грязевых вулканов можно судить по тому, что ими созданы многочисленные острова Бакинского архипелага и подводные конусы, возвышающиеся над поверхностью дна на несколько десятков, а вероятно и сотен метров. Морфография подводных грязевых вулканов остается пока изученной слабо, поэтому о размерах этого явления можно судить в основном по аналогии с хорошо изученными грязевыми вулканами Апшеронского полуострова, Кобыстана и Нижне-Куринской низменности.

Площадь распространения покрова сопочной брекчии в районе вулканов, расположенных на суше, достигает у Таш-Мардана 10 000 га, Ахтарма-Пашалы — 4000 га, Кянизадага — 100 га (Горин и Мехтиев, 1953).

Объем выброшенной сопочной брекчии за одно извержение в 1860 г. на банке Кумани, в результате которого образовался небольшой временно существовавший островок, достигал 1 000 000 м^3. После извержения этого грязевого вулкана 4 декабря 1950 г., по нашим подсчетам, выполненным совместно с Ф. С. Зубенко (Шарков, Зубенко, 1954), объем выброшенного материала достигал 2.5 млн м^3. По подсчетам С. А. Ковалевского (1940), объем сопочной брекчии грязевого вулкана Кянизадаг составляет 0.55 км^3, а на вулкане Лок-Батан — 0.21 км^3.

Средняя мощность сопочной брекчии у кратера грязевых вулканов оценивается в 100 м. Буровая скважина, заложенная на банке Макарова, до глубины 1730 м вскрыла сопочную брекчию, переслаивающуюся с морскими отложениями четвертичного возраста.

Потоки сопочной брекчии достигают 2.5—3 км длины, при ширине в 2 км и мощности в 5 м.

Наиболее высокий грязевой вулкан — Тоурагай — имеет 400 м абсолютной высоты и поднимается до 260—280 м над окружающей местностью. Наибольшее поперечное основание его около 3800 м, с диаметром кратера в 530 м.

Деятельность грязевых вулканов, констатируемая по погребенной сопочной брекчии, началась не ранее нижнетретичного времени и продолжалась в течение всего миоцена, плиоцена, вплоть до настоящего времени.

Если судить по включениям пород в сопочной брекчии, корни грязевых вулканов располагаются в верхнемеловых породах (о. Лось) в чокракско-спириалисовых отложениях (о. Глиняный), но чаще всего в различных горизонтах продуктивной толщи (Путкарадзе, 1958б).

Как показывают сейсморазведочные работы, грязевые вулканы обычно приурочены к зонам крупных нарушений или к зонам сложного геологического строения, осложняющие, как правило, антиклинальные линии или складки. Это определяет их линейное расположение. Грязевулканические проявления имеют место в результате тектонических подвижек и в связи с присутствием в недрах земли газа и воды, вызывающих извержения. По-видимому, при выдавливании сопочной брекчии могут возникать диапирообразные осложнения антиклинальных складок, как это отмечается в сводовой части Сангачалы-Дуванный-море. Местами же грязевые вулканы сами приурочены к диапировым куполам.

В связи с тем, что нарушения осложняют главным образом брахиантиклинальные складки, грязевые вулканы в основном располагаются на их сводах, крыльях или периклиналях. Реже вулканы наблюдаются и в синклиналях (о. Глиняный) или же в зонах сочленения отдельных складок (Камень Игнатия).

Из изложенного выше видно, что грязевый вулканизм является одним из существенных современных рельефообразующих факторов, определяющих образование подводных конусов в десятки, а иногда и сотни метров высоты. Грязевыми конусами образован ряд постоянных или временных островов.

ПОДВОДНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Подводное выветривание, способствующее абразии, несомненно является одним из существенных рельефообразующих факторов. К сожалению, его изучением никто специально не занимался и сведения, которыми мы располагаем в этом направлении, в том числе и наши, носят случайный и отрывочный характер. Тем не менее мы считаем уместным дать хотя бы некоторую характеристику данного явления с тем, чтобы привлечь к нему заслуженное внимание будущих исследователей.

Почти все выходы дочетвертичных пород, а также отдельные обломки и глыбы их на морском дне характеризуются выветрелой корочкой или каемкой, мощностью от 0.3 до 10 см. В отличие от невыветрелой породы такая корочка имеет окраску от бурого до ржавого цветов, по-видимому, зависящую от обогащения поверхностных слоев породы окислами железа. Внутренняя граница корочки выветривания неровная с отдельными выступами, проникающими по трещинам в виде клиньев в глубь породы. Подобное же явление наблюдала и М. В. Кленова (1936) при исследованиях в Баренцевом и Карском морях. Она отмечает, что вследствие проникновения железистой корочки внутрь породы происходит ее быстрое механическое разрушение. М. В. Кленова полагает, что железистая пленка в полярных морях является продуктом жизнедеятельности железобактерий, так как при ее исследованиях была обнаружена культура железобактерий из рода *Callionella*.

Некоторую роль при подводном выветривании играет и растворение карбонатов, содержащихся в породе. На выходах известковистых песчаников продуктивной толщи мы неоднократно наблюдали сильно изъеденные поверхности в виде неглубоких пещерок (10—20 см глубиной), с очень неровными внутренними и внешними краями. Иногда в породе наблюдаются сквозные отверстия. Кроме того, неоднократно наблюдались следы растворения известковистых раковин. По-видимому, несмотря на насыщенность воды Каспия карбонатами, при некоторых обстоятельствах существуют условия, благоприятные для растворения карбонатов, находящихся в породе. Такой микрорельеф наблюдался нами в песчаниках с карбонатным цементом, слагающих морское дно к востоку от о. Артема и на банке Цюрупы. В этих же пунктах временами отмечается очень вы-

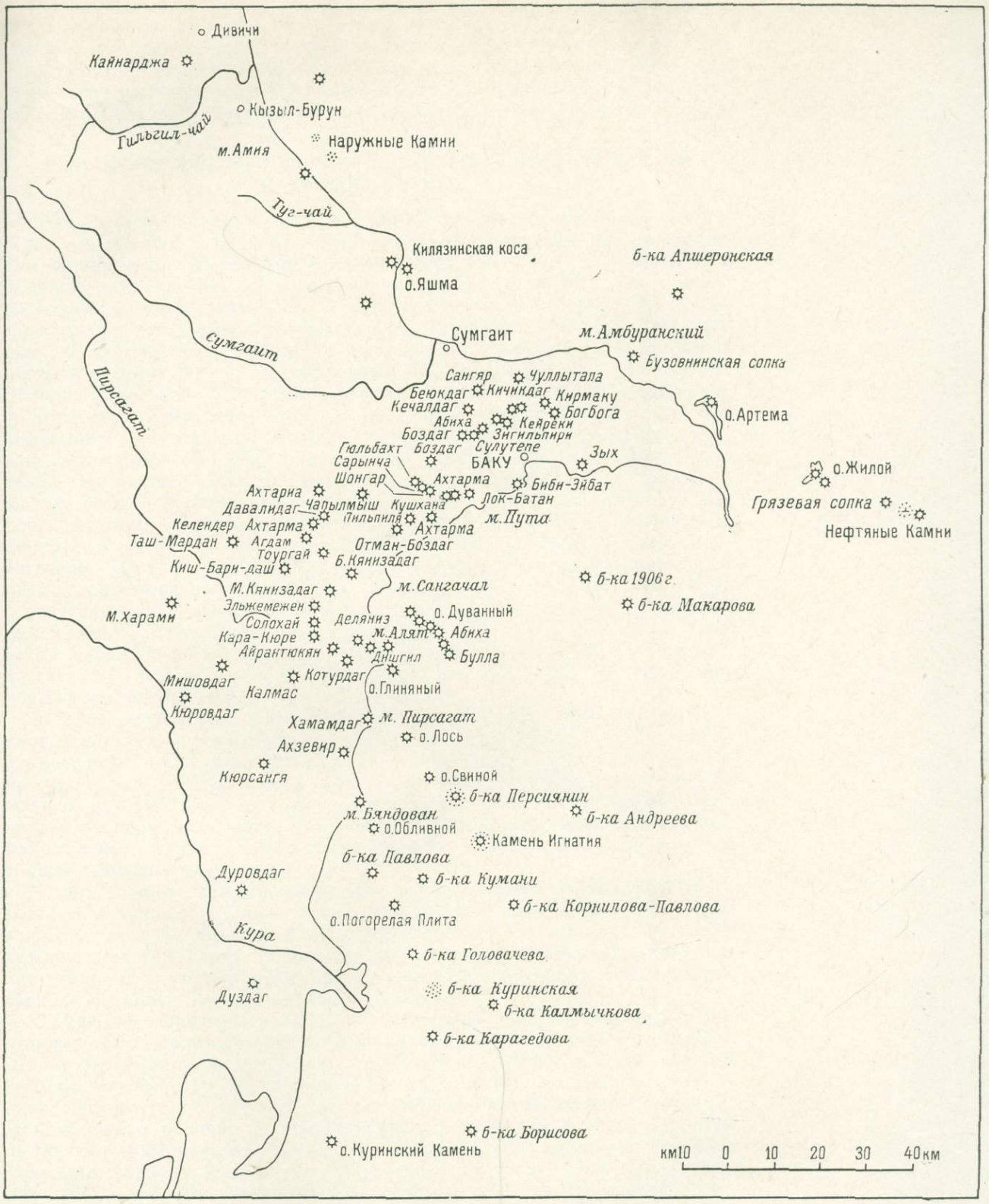


Рис. 96. Карта распространения грязевых вулканов на акватории Прикаспийско-Приапшеронского района и района Бакинского архипелага, а также на прилегающих участках суши.

сокое положение границы температурного скачка воды, свидетельствующее о поступлении сюда глубинных вод с низкой температурой. Как *известно, при низкой температуре вода может содержать значительное* количество растворенного CO_2. Быть может, это и способствует растворению карбонатов в известковистых песчаниках продуктивной толщи.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОДВОДНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ДОННОЙ ФАУНЫ

Роль растительности и донной фауны, как рельефообразующего фактора, так же как и подводное выветривание, специально не изучалась. Тем не менее при подводных исследованиях нами было подмечено, что в целом ряде случаев гидробиологический фактор имеет существенное рельефообразующее значение. На некоторых участках акватории густые заросли морской травы образуют подобие дерновины, которая предохраняет песчано-илистые грунты от размывания. Стебли травы, достигая местами в длину 30—40 см, оказывают тормозящее действие на течения. Обладая известной упругостью, густые заросли ослабляют воздействие волн на дно. В результате этого за кустиками растительности возникают небольшие, в несколько десятков сантиметров песчаные повышения, ориентированные согласно направлению преобладающего волнения и течений. Небольшие неровности, сложенные тонкозернистым и мелкозернистым песком, образование которых нужно связывать с защитной ролью морской травы от размыва грунтов, наблюдались нами в Апшеронском проливе, к северу от дамбы, соединяющей о. Артема с Апшеронским полуостровом. Здесь в прибрежной части полуострова покров подводной растительности очень разрежен. Пятна зарослей морской травы чередуются с участками дна, совсем лишенными растительного покрова. К первым, как правило, приурочены небольшие повышения дна, вытянутые чаще всего параллельно береговой линии полуострова. Такие повышения достигают 5—6 м длины и 1.5—3 м ширины. Они возвышаются над поверхностью дна на 0.3—0.4 м.

В связи с тем, что морская трава задерживает илистые частицы, иногда образуются своеобразные подводные микроформы в виде «кочек», диаметром 0.75—1.5 м и высотой до 25—40 см. Такие «кочки» нам удалось наблюдать на участке между восточным берегом Апшеронского полуострова и о. Жилым, где они располагаются среди выровненного дна, покрытого коркой современной цементации. На корке цементации местами маломощным слоем в 1—2 см залегает ракуша. «Кочки», покрытые морской травой, сложены песчаным илом.

Таким образом, все перечисленные аккумулятивные формы подводного рельефа возникают в связи с тем, что растительность (морская трава) ослабляет воздействие волн на дно, а ее корневая система исключает подвижность частиц грунта. Вероятно, некоторую защитную роль при абразии скальных (дочетвертичных) пород играют и водоросли, иногда покрывающие скальные породы сплошным ковром.

Такую же защитную роль играет и широко распространенный в настоящее время в Каспийском бассейне моллюск *Mytilaster lineatus* (Gmel.). Живые экземпляры этого моллюска местами покрывают сплошным слоем выходы дочетвертичных скальных пород, а также отдельные участки скоплений ракуши и илистых грунтов. В первом случае слой скрепленных друг с другом раковин *M. lineatus* (Gmel.) ослабляет воздействие волн на породу. Поселяясь на ракуше, *M. lineatus* (Gmel.) скрепляет биссусом отдельные створки последней, предохраняя их от перемещения по дну под действием волн и течений. Это вызывает образование относительно *повышенных участков аккумулятивного рельефа в виде полос, наблюдав-*

шихся Ф. С. Зубенко (1955) и нами на банке Апшеронской, а также в некоторых местах Бакинского архипелага. Над поверхностью окружающих участков дна они возвышаются на 10—20 см. На аэроснимках такие образования благодаря темной окраске раковин *M. lineatus* (Gmel.) отображаются темным тоном (рис. 40).

На илистых грунтах щетки *Mytilaster*, образуя неправильной формы пятна (рис. 5), также защищают грунт от размывания. Наличие щеток *Mytilaster* на ракуше и илистых грунтах, по-видимому, свидетельствует о присутствии здесь более или менее постоянных придонных течений, которые препятствуют отложению рыхлого материала, чем создают благоприятные условия для жизни этого моллюска.

Из других организмов, играющих некоторую рельефообразующую роль, необходимо упомянуть раков, широко распространенных вдоль западного берега Каспия. Строя свои норы в плотных илах, они выполняют значительную работу по разрыхлению грунтов и, несомненно, способствуют разрушению морского дна.

Рельефообразующее значение организмов на морском дне не исчерпывается приведенными примерами. В результате жизнедеятельности организмов, и в частности моллюсков, морское дно обогащается раковинами, образующими мощные скопления на мелководье. Отмершими раковинами сложены многочисленные банки, косы, пересыпи, подводные валы и т. д.; ими же заполнены все понижения среди выходов дочетвертичных пород.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ГРУНТОВ

Из работы А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938) известно, что на Черном море илистые грунты уже при уклонах дна в 2° под влиянием силы тяжести перемещаются вниз по склону, вызывая подводные оползни. Оползневые явления здесь чаще всего наблюдаются вблизи береговой линии около активных (живых) абразионных уступов.

На Каспийском море гравитационные перемещения проявляются в виде обвалов глыб апшеронских и древнекаспийских известняков, образующих в прибрежной полосе и на дне хаотические нагромождения, как например около абразионного уступа в районе Ачисинских рыбных промыслов. Подобные развалы глыб наблюдаются и около подводных гряд, сложенных известняками и песчаниками.

Наиболее ярко выраженные подводные оползневые явления чаще обнаруживаются уже за пределами подводного склона там, где морское дно имеет более значительные уклоны, т. е. на склоне прибрежной отмели. При эхолотных измерениях здесь иногда констатируются валоподобные формы, возникновение которых, вероятнее всего, связано с оползневыми явлениями.

ПАССИВНЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

К пассивным рельефообразующим факторам относятся вещественный состав горных пород и их структурные формы, сложившиеся в процессе длительной геологической истории района.

Вещественный состав обнажающихся на дне горных пород играет особенно важную роль при формировании рельефа подводного склона.

Все горные породы, обнажающиеся на подводном склоне, в отношении устойчивости можно разбить на две большие группы: породы трудно и легко разрушающиеся под действием гидродинамических процессов.

К первой группе, как и на суше, относятся известняки, доломиты, мергели и различные песчаники, встречающиеся в виде прослоев в верхнемеловых и сарматских отложениях, в породах продуктивной толщи и ап-

шеронского яруса, а также в более молодых древнекаспийских отложениях. Наиболее устойчивыми являются карбонатные породы типа ракушечных известняков древнекаспийского, апшеронского и сарматского возрастов. Все эти породы слагают многочисленные подводные гряды, ряд надводных камней, а также острова Апшеронского архипелага.

Ко второй группе — сравнительно легко поддающимся разрушению породам — относятся глины, пески и слабосцементированные отложения, слагающие большую часть разреза рассматриваемой территории. Многие из этих пород при разрушении волнами и течениями дают взвешиваемый материал, легко удаляемый за пределы подводного склона. В связи с этим участки морского дна, сложенные легко разрушающимися породами, как правило, отличаются пониженным рельефом, если только они не находятся в зоне интенсивной современной аккумуляции.

Роль структурного фактора в формировании рельефа дна сводится главным образом к тому, что им определяется площадное распространение пород различного вещественного состава, а следовательно, и различного рельефа. Это определяет и значение геоморфологического фактора при геологическом изучении и картировании морского дна, поскольку, прослеживая различные формы рельефа, представляется возможным установить очертание складок, их соотношения друг с другом и т. п.

Глава VI

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф подводного склона западного берега Каспийского моря изучался попутно с геологопоисковыми работами на нефть.

В Дагестанском районе в период 1948—1951 гг. трестом «Дагнефть» было организовано детальное геолого-геоморфологическое изучение подводного берегового склона от г. Махачкала на севере до р. Рубас-чай на юге. Работы выполнены под руководством О. К. Леонтьева (Леонтьев, 1949ф, 1950ф; Леонтьев и Куприн, 1951ф). В процессе этих работ проведены детальные промеры глубин, прослежены подводные гряды, установлена зависимость рельефа от вещественного состава пород и геологической структуры. В результате этих исследований намечена история развития рельефа. Позже в этом же районе были проведены исследования Н. С. Скорняковой (1955а, 1955б, 1962) и аэрогеологические исследования (Шарков, 1953ф, 1958в).

В Кусаро-Дивичинском районе подводный рельеф изучался в связи с нуждами рыбных промыслов. Специальные исследования по изучению геологического строения и геоморфологии побережья и морского дна выполнены Б. А. Антоновым (1949), Н. С. Скорняковой (1962), З. И. Гурьевой и В. В. Шарковым (1958). Кроме того, в 1959 г. нами здесь проведено несколько эхолотных профилей и подводных наблюдений в аквалангах. В результате этих работ было установлено, что дно в основном характеризуется аккумулятивными формами рельефа с рядом затопленных террас.

Большое количество сведений о рельефе дна Прикаспийско-Приапшеронского района разбросано в многочисленных геологических и геофизических отчетах, посвященных морским нефтяным площадям. Однако эти сведения в основном ограничиваются указаниями об изменении глубин. Интересные геоморфологические выводы можно встретить в отчетах и статьях В. Ф. Соловьева (1948ф, 1951ф, 1956б), в капитальном труде В. С. Мелик-Пашаева (1959), в статьях З. И. Гурьевой (1958а) и Ф. С. Зубенко (1955), а также отчетах Каспийской экспедиции Лаборатории аэрометодов АН СССР, работы которой выполнялись под руководством автора, и в опубликованной монографии «Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря» (1958в). В этих работах установлено широкое развитие в данном районе абразионных форм рельефа и приуроченность его положительных форм к антиклинальным структурам.

Для района морского продолжения Джейранкечмесского синклинория сведения о рельефе, если исключить данные гидрографических карт, практически отсутствовали. Наши работы, выполненные в 1959 г., показали, что в этом районе, как и в Кусаро-Дивичинском, подводный склон в основном характеризуется аккумулятивным рельефом. Скульптурные гряды наблюдаются только в узкой приурезовой полосе побережья.

В отличие от Кусаро-Дивичинского района здесь не были обнаружены затопленные подводные террасы.

Данные по морфологии подводного склона Бакинского архипелага, как и для Прикаспийско-Приапшеронского района, можно найти в многочисленных геологических и геофизических отчетах. Более подробные сведения о рельефе дна приводятся в трудах Д. М. Сулейманова (1953) и А. Л. Путкарадзе (1958б). Большой интерес представляют работы Г. В. Абиха, переизданные в 1939 г. и не потерявшие значения до настоящего времени, а также К. П. Калицкого (1921), С. А. Ковалевского (1930, 1940), С. М. Апресова (1933), М. Ф. Мирчинка (1939) и др.

При полевом дешифрировании аэроснимков нами выполнен значительный объем работ по изучению рельефа дна с помощью эхолотных промеров и подводных исследований. Работы в районе Бакинского архипелага показали тесную связь рельефа дна с растущими антиклинальными складками и проявлением грязевулканической деятельности.

По характеру рельефа в пределах изученной акватории можно выделить 6 геоморфологических районов: Дагестанский, Кусаро-Дивичинский, Прикаспийско-Приапшеронский, Джейранкечмесский, район Бакинского архипелага и Нижнекуринский. Три из них — Дагестанский, Прикаспийско-Приапшеронский и район Бакинского архипелага — характеризуются относительно широким развитием абразионно-скульптурного рельефа; три других — Кусаро-Дивичинский, Джейранкечмесский и Нижнекуринский — преимущественным развитием аккумулятивного рельефа.

ДАГЕСТАНСКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН

Подводный склон Дагестанского района на юго-западе ограничен широкой полосой, сохранившей следы взаимодействия суши и моря. Она в основном представлена Приморской равниной, образованной широкими хвалынскими террасами. К юго-западу от Приморской равнины параллельно берегу простирается ряд невысоких возвышенностей (плато Тарки-Тау — 725 м, хребты Нарат-Тюбинский — 250—700 м, Ачинский — 542. 5 м, Избербашский — 222.7 м, Кулка-Тау и т. д.). На северо-восточных склонах этих возвышенностей сохранились абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы хазарского, бакинского и даже апшеронского возраста.

Вдоль береговой линии простирается относительно узкая полоса молодых голоценовых террас, отделенных от Приморской равнины обычно четко выраженным уступом новокаспийского возраста. Местами береговая линия образована абразионным клиффом.

Древнекаспийские террасы

В. Д. Голубятников (1937) для Дагестанского района выделил четыре поверхности древнекаспийских террас, причем две из них, наиболее высоко приподнятые, отнес к бакинскому времени. Кроме того, им дана характеристика и более молодой террасы, ныне называемой новокаспийской. Он также отметил, что к югу от линии Махачкала—ст. Чир-Юрт и до р. Самура все более древние террасы гипсометрически залегают выше, чем более молодые. В пределах же Северо-Дагестанской равнины и к юго-востоку от р. Самура, в области прибрежной полосы современного Каспийского моря, наблюдаются зоны погружения, с нормальной последовательностью в залегании осадков. Переход приподнятых террасовых отложений в отложения областей погружения осуществляется путем

«ныряния» отложений древних террас под более молодые. Вслед за А. Л. Рейнгардом В. Д. Голубятников объясняет подобные соотношения террасовых отложений сводообразным поднятием побережья Каспийского моря. Он отмечает также локальную деформацию отдельных террасовых поверхностей.

Специальные исследования террас Каспийского моря, в том числе и Дагестанского района, выполнены П. В. Федоровым (1957). Для рассматриваемого участка побережья он в общих чертах подтвердил схему террас, предложенную В. Д. Голубятниковым, но значительно детализировал ее. Согласно материалам П. В. Федорова, в Дагестанском районе отчетливо выделяются верхнебакинские, нижнехазарские, верхнехазарские, нижнехвалынские, верхнехвалынские, новокаспийские и современные террасы. Кроме того, вслед за В. Д. Голубятниковым он выделяет еще апшеронские террасовые поверхности, приподнятые на 400—600 м над уровнем моря.

Терраса бакинского возраста располагается в предгорьях на отметках 228 (200)—248 (220) м.[1] По мнению П. В. Федорова, береговая линия этого времени располагается более или менее на одинаковых гипсометрических уровнях, хотя В. Д. Голубятников отмечал наличие поверхности бакинской террасы на высоте 380 м. Эту поверхность П. В. Федоров считает пролювиально-аллювиальной, опирающейся на уровень моря бакинского времени. В. П. Федоров (1957) отмечает, что в пределах Дагестанского побережья береговые линии бакинского (верхнебакинского) возраста на всем протяжении находятся на «. . . более или менее одинаковом уровне» (стр. 149). С этим заключением возраста согласиться трудно, так как В. Д. Голубятников (1937) между селениями Джинаби и Джибагни обнаружил древнекаспийскую фауну (*Dreissensia polymorpha* Pall. и обломки *Didacna*) на высоте около 500 м. В устье р. Терека кровля бакинских отложений встречена при бурении на глубине 300 м, а к югу от р. Самура по крайней мере на глубине 150—200 м ниже уровня Каспийского моря. Сам П. В. Федоров приводит данные, согласно которым береговые линии более молодых террас находятся на разных уровнях. Террасовые поверхности бакинского возраста должны испытывать в процессе дифференцированных движений еще большие изменения высот. Отсутствие установленных деформаций бакинских террас объяснятся недостаточной их изученностью. До сих пор палеонтологическое обоснование возраста террас выполнено только для немногих пунктов, поэтому при прослеживании террас нередко приходится ориентироваться на высотное их положение. В этом случае террасовые уровни разного возраста, по-разному деформированные, могут быть приняты за одну поверхность.

П. В. Федоров выделил три террасы нижнехазарского возраста, расположенные на отметках 200 (172), 150 (122) и 110 (82) м, причем он отмечает, что высотное положение синхронных береговых линий изменяется на 20—25 м, т. е. они деформированы.

Верхнехазарская терраса в большинстве случаев погребена под отложениями нижнехвалынской террасы, и только кое-где береговая линия этого возраста располагается выше хвалынских отложений, находясь на отметке 70 (42) м.

Нижнехвалынские террасы представлены двумя поверхностями. Береговые линии этого возраста располагаются на высотах 75 (47) и 48 (20) м. Местами нижнехвалынская береговая линия поднимается до 90 (62) м.

И, наконец, верхнехвалынские береговые линии находятся на отметках 26 (—2) и 12 (—16) м.

---

[1] Вне скобок даны отметки над современным уровнем Каспийского моря, а в скобках — абсолютные высоты.

Поверхность Приморской равнины в основном образована террасами хвалынского возраста.

Нижнехвалынские террасы широкой полосой протягиваются вдоль предгорий. На участке к югу от устья р. Манас-озень и почти до мыса Буйнак нижнехвалынские террасы подходят непосредственно к берегу моря и обрываются почти отвесным, ныне абрадируемым уступом, в основании которого у мыса Буйнак и Ачисинских рыбных промыслов обнажаются сарматские отложения. Южнее устья р. Манас-озень у подножья этого уступа наблюдаются хаотические нагромождения известняков хазарского возраста, залегающих под нижнехвалынскими осадками в основании этой террасы. Относительная высота уступа достигает 40 м. К югу от мыса Буйнак нижнехвалынские террасы располагаются далеко от моря, отделяясь от береговой линии верхнехвалынскими террасами. Тем не менее они наблюдаются вдоль предгорий до Кусаро-Дивичинского района. По долине р. Инчхе-озень и особенно у сел. Каякент имеется прекрасно выраженная высокая нижнехвалынская терраса высотой 75 (42) м, представленная здесь широкой абразионной поверхностью, срезающей дислоцированные дочетвертичные породы.

Верхнехвалынские террасы также распространены очень широко. В районе г. Махачкала высокая верхнехвалынская терраса, высотой 26 (—2) м, имеет ширину в несколько километров. Береговая линия этой террасы здесь приподнята на 1—2 м по сравнению с обычным положением, что свидетельствует о локальной ее деформации (Федоров, 1957). Террасовые отложения залегают на абрадированной поверхности дочетвертичных пород. К югу от г. Махачкала высокая терраса суживается, а низкая, высотой 12 (—16) м, расширяется до нескольких километров. Южнее мыса Турали низкая терраса постепенно выклинивается, срезаясь современной линией берега. Еще южнее также выклинивается высокая верхнехвалынская терраса и море непосредственно подмывает уже описанную нижнехвалынскую террасу.

Южнее мыса Буйнак вновь появляются сначала высокая, а затем и низкая верхнехвалынские террасы. Высокая терраса хорошо развита у р. Инчхе-озень, достигая здесь нескольких сотен метров ширины. По направлению к Каякенту она срезается береговой линией низкой террасы. Южнее отчетливо выражены обе эти террасы.

При приближении к Дербенту низкая верхнехвалынская терраса срезается новокаспийской с широко развитыми дюнами. Высокая верхнехвалынская терраса сохраняется здесь в виде широкой абразионной поверхности, перекрытой маломощными террасовыми отложениями.

Поверхности хвалынских террас покрыты делювиально-пролювиальными суглинками и местами осложняются небольшими холмами и увалами, сложенными верхнесарматскими известняками и песчаниками чокракского и караганского возраста. Эти положительные формы рельефа приурочены к антиклинальным складкам. Так, например, возвышенности Анджа-арка и Узун-арка соответствуют крыльям Махачкалинской складки; небольшие бугры и увалы располагаются в сводовой части Каякентской антиклинали; увалы и холмы отмечаются в пределах юго-восточной периклинали складки Дагестанские Огни. Кроме того, на поверхности террас наблюдаются небольшие впадины, заполненные водой (озера Ак-Гель, Турали) или занятые солончаками (оз. Аджи, солончак в своде Берикейской складки).

И. О. Брод и В. Д. Голубятников отмечают, что в пределах Избербашской складки низкая верхнехвалынская терраса пересечена уступом, высотой 5—6 м, обращенным не к морю, а в сторону гор. Этот уступ протягивается с юго-востока на северо-запад немного юго-западнее г. Избербаша (старый город). Он совпадает с линией разлома и свидетельствует

о том, что подвижки по старым линиям нарушения не прекратились до самого последнего времени, поскольку они затронули самую молодую древнекаспийскую террасу.

Прибрежная часть суши

Полоса суши, примыкающая к береговой линии, рельеф которой продолжает формироваться или сформирован в недавнем геологическом прошлом, выделяется нами под названием прибрежной. К ней мы относим современные берега, а также голоценовые террасы, т. е. новокаспийские и современные. В отличие от древнекаспийских террас здесь, как правило, отсутствует покров делювиально-пролювиальных суглинков и все формы рельефа носят черты молодости.

Прибрежная часть суши и подводный склон Дагестанского района приурочены к северо-восточному крылу Восточной антиклинальной зоны Дагестана, являющемуся одновременно и юго-западным геосинклинальным склоном Терско-Каспийского прогиба.

На участке Махачкалинской складки береговая линия следует в общем параллельно простиранию пород, образуя в некоторых местах мелкую, но резко выраженную зазубренность. Относительно крупная бухточка в устье р. Черкес-озень (рис. 46), вероятно, возникла в связи с наличием мелких поперечных разломов, разбивающих подводные гряды сарматских известняков. Волны благодаря разломам могли воздействовать на подстилающие глинистые отложения, в результате чего берег за грядами стал отступать и образовалась бухта.

Почти на всем Махачкалинском участке побережья в 40—50 м от береговой линии проходит обрыв, сложенный детритусовыми известняками верхнесарматского возраста и древнекаспийскими конгломератами. Известняки местами слагают и всю прибрежную полосу, спускающуюся ниже уровня моря. Иногда известняки перекрыты ракушей, из-под которой они выступают в виде небольших куэстовых грядок. Эти грядки нередко продолжаются в море, образуя скалистые, узкие мысы и подводные гряды, прослеживающиеся на значительном расстоянии. Между скалистыми мысами возникают бухточки, в вершинах которых наблюдается скопление ракуши. К югу от г. Каспийска известняки нижней известковистой толщи (аджарской) отходят от берега и между озерами Б. и М. Турали образуют Туралинский, а еще южнее и Манаскентский увалы.

На мысе Сатун (Турали) береговая линия вдается в море в виде почти правильного треугольника. Мыс сложен древнекаспийскими детритусовыми конгломератами, которые как породы, трудно поддающиеся размыву, вероятно, и определили его образование.

Южнее г. Каспийска берег приобретает выровненный характер со значительным развитием дюнных образований, приуроченных к новокаспийской террасе, являющейся древней пересыпью, отделившей от моря оз. Турали. Ширина этой террасы около 2 км. К берегу примыкает широкий ракушечный пляж. Среди ракуши местами наблюдаются выходы сарматских известняков в виде едва поднимающихся асимметричных грядок, с пологими склонами, обращенными к морю.

Выровненный аккумулятивно-абразионный берег прослеживается примерно до рыбного промысла Турали № 7. Южнее к берегу моря близко подходят уступы сначала низкой и высокой верхнехвалынских террас, а затем нижнехвалынской террасы, отделяясь от берега пляжем и новейшей террасой, имеющими вместе ширину 250—300 м. Широкий пляж и современная терраса сложены ракушей, из-под которой кое-где обнажаются сарматские глины (в устье р. Манас-озень). Высота отмершего в настоящее время уступа севернее р. Манас-озень достигает 17—18 м.

Уступ сложен суглинками с прослоями галечников. В верхней части он имеет отвесные склоны, а ниже, вероятно, *осложнен оползнями.*

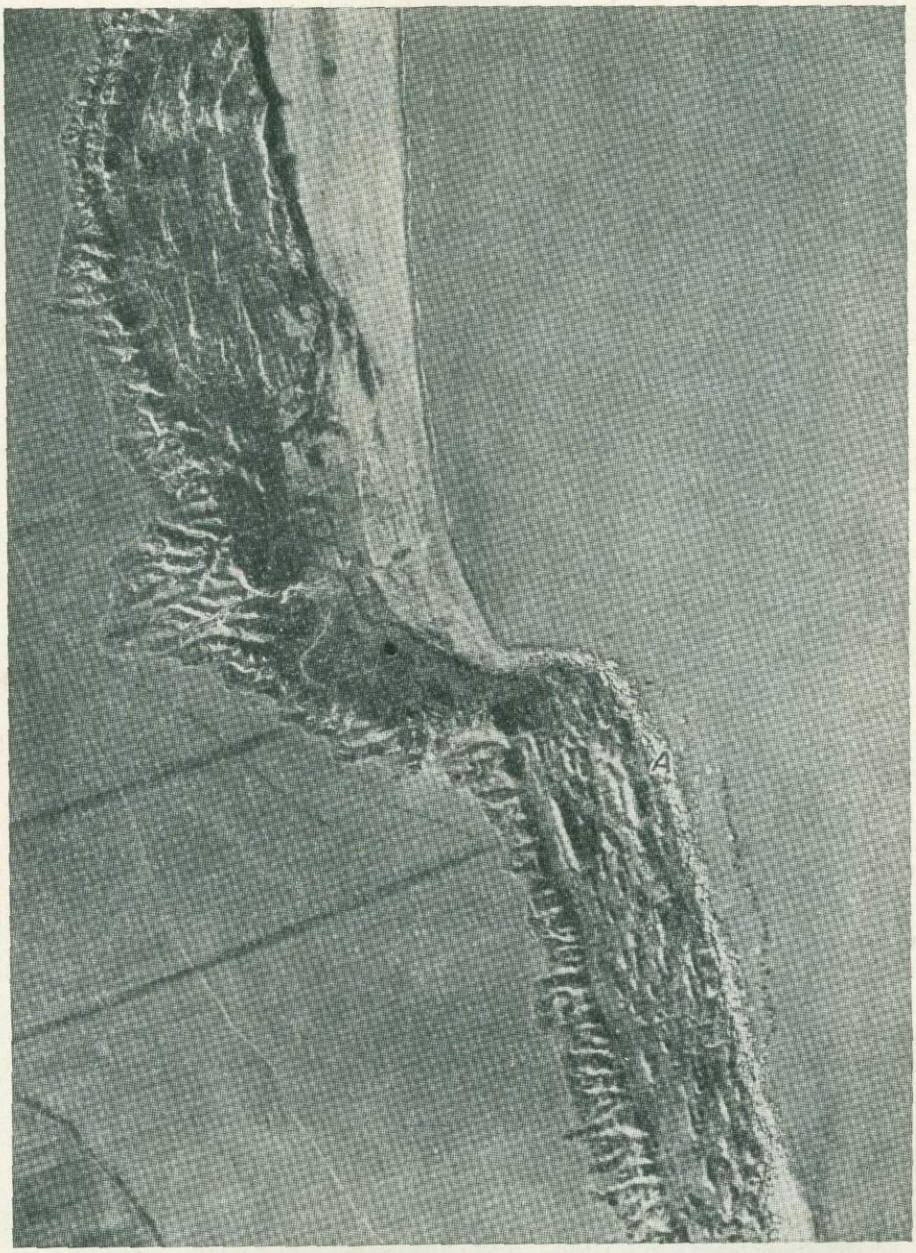


Рис. 97. Аэроснимок берега около рыбного промысла Култук. Виден крутой *абразионный уступ, осложненный оползнями, и развалы глыб (А)* у его основания М. 1 : 11 100.

Южнее рыбного промысла Култук протягивается уступ с активным клиффом, высотой до 40—45 м (рис. 97). В основании уступа обнажаются верхнехазарские конгломераты до 3 м мощностью, перекрытые суглинками нижнехвалынского возраста с пропластками галечников. У основания

уступа наблюдаются хаотические нагромождения глыб этого конгломерата (*А*), которые частично располагаются и в море. Отдельные глыбы имеют размеры 15×10×3 м.

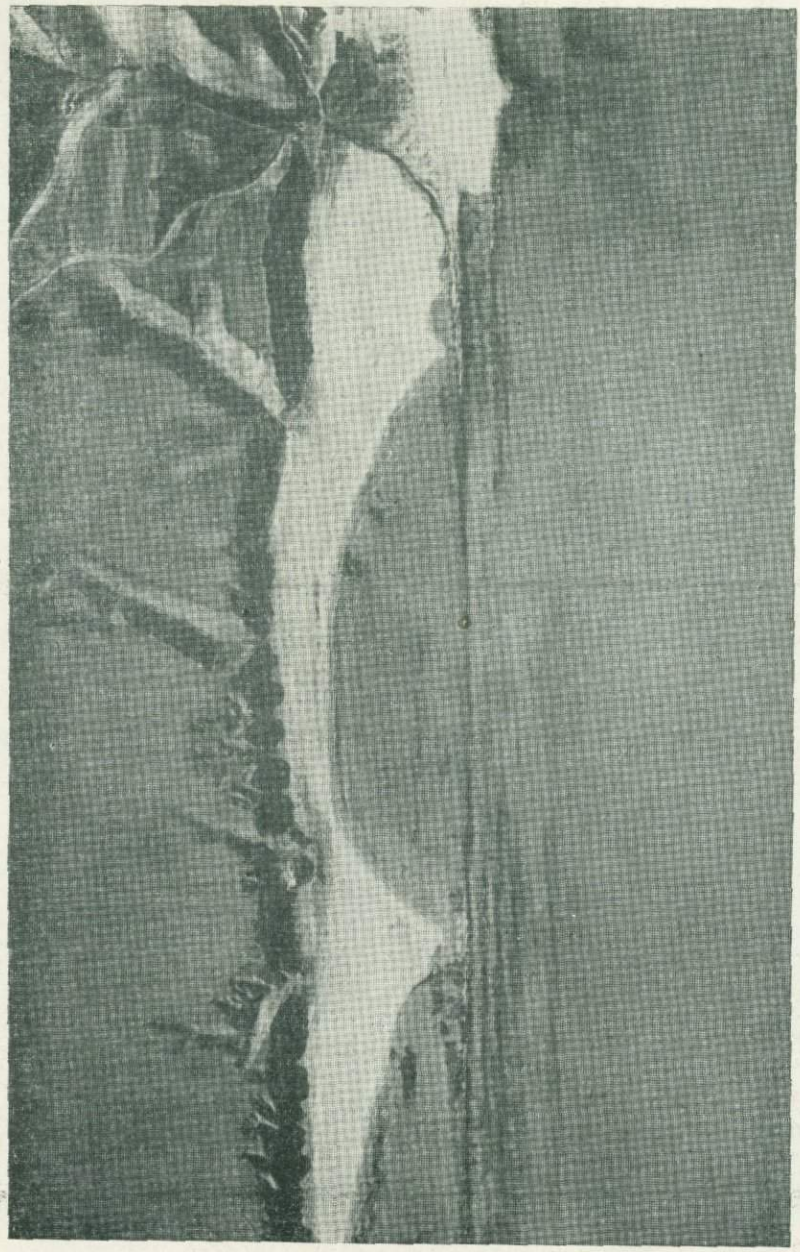


Рис. 98. Аэроснимок абразионного уступа нижнехвалынской террасы. На морском дне параллельно береговой линии простираются гряды верхнесарматских известняков. М. 1 : 10 000.

В районе Ачисинских рыбных промыслов, где море подмывает нижнехвалынскую террасу, в основании абразионного уступа появляются обнажения верхнесарматских известняков, образующих гладкие поверх-

ности, падающие в сторону моря под углом 16—18°, или же куэстообразные грядки с пологими склонами в сторону моря и крутыми к берегу. Гряды сарматских известняков здесь наблюдаются и в море, простираясь параллельно берегу (рис. 98).

Вблизи устья р. Количи береговая линия вдается в сторону суши, образуя бухту, приуроченную к тектоническому прогибу, отделяющему Ачисинскую складку от Избербашской антиклинали.

В пределах площади Избербашской складки берег в виде дуги большого радиуса вдается в море, пересекая складку почти поперек. От мыса Буйнак и почти до мыса Бурун прибрежная часть суши имеет ширину 100—

Рис. 99. Выходы верхнесарматских известняков к югу от мыса Буйнак.

200 м и ограничена с юго-запада крутым абразионным уступом 24—25-метровой террасы. Местами между уступом террасы и береговой линией моря берег сплошь сложен сарматскими известняками, образующими относительно круто падающую к морю каменистую поверхность или невысокие асимметричные грядки (рис. 99). Наряду с этим здесь встречаются короткие береговые валы, сложенные ракушей, состоящей преимущественно из раковин *Dreissena*, и небольшие площадки новокаспийской террасы высотой в 6 м.

Таким образом, на участке от рыбного промысла Турали № 7 и до мыса Бурун берег носит резко выраженный абразионный характер. Во многих пунктах отмечается ныне подмываемый активный клифф.

Южнее мыса Бурун береговая линия приобретает фестонообразный облик, поскольку она срезает породы под большим углом к их простиранию. Здесь заливы дугообразной формы чередуются с заостренными к юго-востоку мысами, приуроченными к пластам сарматских известняков, образующих грядки, продолжающиеся в море. Относительная высота этих грядок не превышает 1 м. Такой характер береговая линия сохраняет на протяжении около 2.5 км. К юго-востоку от мыса Бурун вдоль берега моря простирается уступ древнекаспийской 10-метровой террасы, сложенный конгломератами, глыбы которых наблюдаются и под водой.

К югу от северной эстакады Избербашского промысла береговая линия выравнивается, вдоль берега протягивается относительно широкая полоса пляжа, сложенного ракушей с галькой и песком. Местами здесь отмечаются глыбы древнекаспийских конгломератов. Выходы сарматских известняков в виде небольшой грядки с падением в сторону берега наблюдаются у уреза воды вблизи южной эстакады Избербашского промысла.

Выровненный характер береговой линии, при отсутствии выходов древних пород на берегу, хотя на подводном склоне они и наблюдаются, сохраняется вплоть до мыса Башлы. Здесь за резко выраженным уступом низкой верхнехвалынской террасы (высотой в 10—12 м) или за полосой дюн, сменяющих последнюю, в сторону моря располагаются еще две выровненные террасовые поверхности, поднимающиеся над уровнем современного Каспия на 2.5 и 6—7 м. В пределах этих террас, занимающих полосу шириной от 150 до 500 м, наблюдаются хорошо выраженные береговые валы, перевеянные в дюны. Высоты валов уменьшаются в сторону моря.

Дюнные образования отмечаются еще в районе Избербашского промысла, где перевеянная ракуша и пески местами перекрывают уступ низкой верхнехвалынской террасы (рис. 22). Они снова появляются к югу от 1-го Каякентского рыбного промысла и прослеживаются вдоль береговой линии вплоть до г. Дербента, отделяясь от нее современной (2—2.5 м) террасой или менее перевеянными участками новокаспийской террасы. Местами, как например в районе 3-го рыбного промысла Каякент, намечаются две дюнные гряды, разделенные ложбиной, а иногда наблюдаются и фрагменты третьей. Дюнные гряды состоят из ряда песчаных холмов, поднимающихся над окружающей местностью на 3—4 м, а иногда и до 10 м. Высота дюнных холмов над уровнем Каспийского моря часто достигает 14—15 м, поэтому дюны полностью перекрывают край низкой (10—12 м) верхнехвалынской террасы, так что ровная поверхность последней, сложенная суглинками, оказывается отделенной от моря более высокими холмами дюн. Дюны являются результатом перевевания новокаспийских отложений, поэтому их образование следует отнести к сухой эпохе, последовавшей за максимумом новокаспийской трансгрессии, по нашим представлениям, совпадающим с суббореальным периодом в Европейской части Союза.

Выходы дочетвертичных пород на этом участке наблюдаются только вблизи береговой линии у мыса Башлы, где параллельно берегу протягиваются гряды караганских песчаников (рис. 21), и к югу от рыбного промысла Первомайского.

Береговая линия между Первомайским рыбным промыслом и Рубасскими промыслами отличается прихотливыми очертаниями. Она приурочена здесь на всем протяжении к выходам верхнесарматских известняков, слагающих Дербентскую структурную террасу. Известняки падают в сторону моря под углом 6—12°. Расчлененность береговой линии в основном определяется трещиноватостью известняков в виде системы взаимноперпендикулярных трещин. По трещинам известняки распадаются на крупные глыбы прямоугольных очертаний. Часть глыб в связи с подмывом оседает, в результате чего здесь образуются бухты, расширяющиеся в процессе дальнейшей абразии и заполняющиеся в вершинах ракушей. На мысах возникают невысокие абразионные клиффы. За нешироко приурезовой полосой выходов скальных пород наблюдаются мощные дюнные образования.

Таковы особенности берега Дагестанского побережья. Характерно, что почти на всем протяжении он несет следы продолжающейся и в настоящее время абразии, о чем свидетельствуют не только клиффы (правда,

обычно невысокие), но и повсеместное обнажение дочетвертичных пород, которые, если местами и перекрыты современными отложениями, то весьма небольшой мощности.

Подводный склон

Рельеф подводного склона Дагестанского района в целом характеризуется значительной пересеченностью и наличием многочисленных скульптурных форм. В северной части района, к северу от мыса Буйнак, подводный склон приурочен к моноклинально залегающим миоцен-плиоценовым породам, которые в 18—20 км от берега выполаживаются вплоть до горизонтального залегания. Южнее мыса Буйнак подводный склон образован морскими частями Избербашской складки и складки Инчхеморе, затем северо-восточными крыльями Каякентской и Берикейской складок, а в районе г. Дербента — Дербентской структурной террасой. В южной части района, как и в северной, в сторону моря происходит выполаживание пород с переходом в горизонтальное залегание.

Основные особенности строения рельефа подводного склона Дагестанского побережья были выявлены О. К. Леонтьевым, П. Н. Куприным и др. (Леонтьев, Куприн, 1951ф; Леонтьев, Финько, Ибрагимов, 1952ф). Согласно данным этих авторов, подтвержденным нашими исследованиями, в северной части района наблюдается пять типов рельефа. На Махачкалинском участке до глубины 5 м имеет распространение грядовый рельеф, приуроченный к отложениям нижней известковистой свиты верхнего сармата (аджарской). Гряды имеют относительную высоту в 1.5—2 м. Они очерчивают северо-восточное крыло Махачкалинской складки и Таркинской структурной террасы. Эта система подводных гряд отделяет от открытого моря бухту в устье р. Черкес-озень (рис. 46), в пределах которой отчетливо выделяются три подводных вала. Южнее г. Каспийска известняки аджарской свиты располагаются полностью на суше, а прибрежная часть подводного склона сложена верхней глинистой толщей верхнего сармата.

Мористее пояса гряд на Махачкалинском участке в области распространения глинистой толщи верхнего сармата располагается депрессия с равномерно нарастающими глубинами до 14—16 м. Эта депрессия ограничена со стороны моря банкой, характеризующейся пологими склонами и широкой поверхностью. Превышение банки над депрессией достигает 1.5—2 м. Хотя в пределах самой банки выходы дочетвертичных пород не обнаружены, тем не менее О. К. Леонтьев считает, что в основании ее имеется цоколь неогеновых пород, вероятно, представленных верхней известковисто-глинистой свитой верхнего сармата, перекрытых современными отложениями. К северо-востоку от банки происходит постепенное нарастание глубин. Здесь располагается равнина неволновой аккумуляции.

У мыса Сатун, там где в прибрежной части подводный склон сложен верхней глинистой толщей верхнего сармата, перекрытой несогласно древнекаспийскими конгломератами, местами сохранившимися от размыва, располагается широкая отмель, ограниченная уступом высотой в 10—17 м. Этот уступ хорошо отразился на одном из наших эхолотных профилей (рис. 100). За уступом наблюдается постепенное нарастание глубин. Основание уступа, по-видимому, нужно рассматривать как одну из береговых линий, затопленных в процессе трансгрессии Каспия.

Южнее устья р. Манас-озень известняки аджарской свиты, слагающие юго-восточное крыло Ачисинской складки, частично простираются и в пределы подводного склона. В связи с выходами здесь устойчивых к разрушению пород, чередующихся с глинами, в прибрежной части подводного склона вновь появляются подводные гряды (рис. 98). Как и на Махачкалинском участке, за грядами располагается пологая депрессия,

выработанная в отложениях верхней глинистой толщи верхнего сармата. За депрессией отчетливо выделяется повышение дна, где, кроме погребенного коренного рельефа, обнаружены подводные гряды, сложенные известняками верхней известковистой свиты верхнего сармата. Так, например, напротив Ачисинских рыбных промыслов в 6 км от берега на эхолотном профиле отмечена подводная гряда, возвышающаяся над дном на 6.8 м.

За этим поясом гряд глубины нарастают постепенно. Здесь можно выделить равнину нижней части подводного склона и область донной равнины неволновой аккумуляции.

На морской площади Избербашской складки и складки Инчхе-море, а также на морских участках, приуроченных к северо-восточным крыльям Каякентской, Берикейской и Дузлакской брахиантиклиналей, рельеф

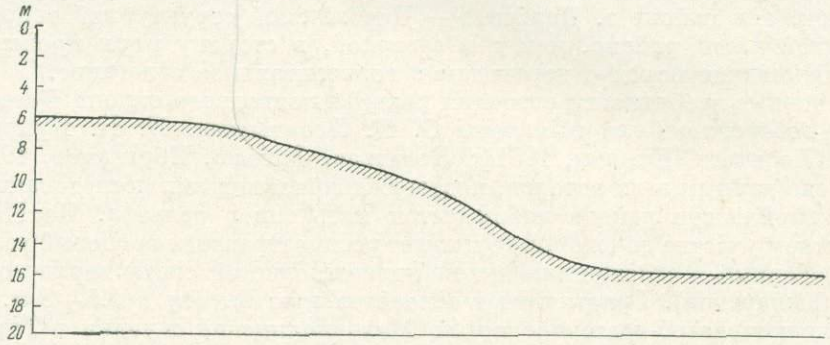


Рис. 100. Эхолотный профиль в районе мыса Сатун (Турали).

подводного склона отличается исключительно резкой пересеченностью, хотя и с незначительными превышениями рельефа, достигающими нескольких метров.

Для этого участка получено исключительно четкое фотоизображение морского дна, что позволило составить подробную схему расположения подводных скульптурных гряд, сложенных известняками и песчаниками среднего и верхнего сармата (рис. 101).

Дополняя описание О. К. Леонтьева (1949ф, 1950ф), на этой площади можно выделить пять отличающихся друг от друга типов рельефа: 1) прибрежную подводную аккумулятивную равнину, 2) внутреннюю зону грядового рельефа, 3) межгрядовую депрессию, 4) внешнюю зону грядового рельефа и 5) внешнюю подводную аккумулятивную равнину.

1. Прибрежная подводная аккумулятивная равнина ограничена на западе береговой линией моря, а на востоке грядами среднесарматских известняков, дугообразно изгибающихся в сторону моря и образующих внутреннюю зону грядового рельефа. В наиболее широком месте прибрежная подводная равнина имеет ширину 1.5 км. Поверхность ее относительно ровная и характеризуется пологим наклоном к северо-востоку, при постепенном нарастании глубин от 0 до 6—10 м. Здесь отмечаются только подводные валы, образованные деятельностью прибоя, отдельные глыбы древнекаспийских конгломератов, располагающиеся вблизи береговой линии к югу от устья р. Инчхе, и кое-где поднимающиеся над дном короткие грядки, сложенные сарматскими известняками. Дно этого участка покрыто преимущественно оолитово-ракушечными песками и ракушей.

2. Внутренняя зона грядового рельефа, если судить по фотоизображению, состоит из шести узких, местами прерывающихся подводных гряд, разделенных понижениями. Гряды, образующие резко пересеченный рельеф дна, начинаются в пределах суши непосредственно у южной эста-

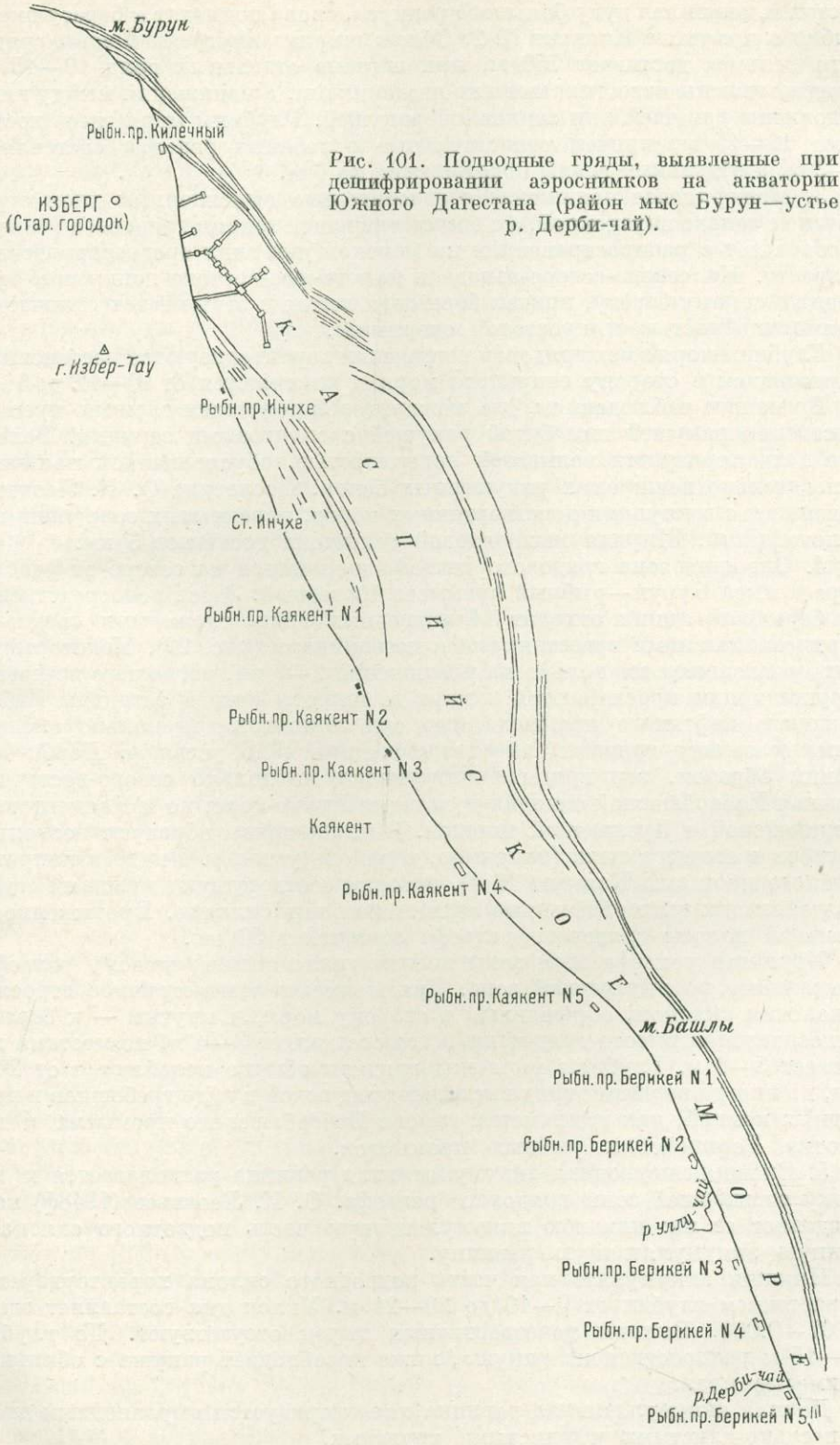


Рис. 101. Подводные гряды, выявленные при дешифрировании аэроснимков на акватории Южного Дагестана (район мыс Бурун—устье р. Дербы-чай).

кады Избербашского нефтяного промысла, откуда направляются на юго-восток и, описывая дугу большого радиуса, снова подходят к берегу около рыбного промысла Каякент № 2. Общая ширина внутренней зоны грядового рельефа достигает 750 м, при ширине отдельных гряд 10—15 м. Гряды сложены известняками или песчаниками, а понижения между ними заполнены ракушей или заиленной ракушей. Глубины моря здесь достигают 12—15 м, причем относительные колебания рельефа составляют 2—3 м, а отдельные гряды поднимаются до 6 м.

3. Межгрядовое понижение с относительно выровненным дном ограничено с запада внутренней, а с востока внешней зонами грядового рельефа и совпадает с распространением на морском дне глин среднесарматского возраста. На северо-северо-западе и на юго-юго-востоке понижение подходит к самому берегу, причем береговая линия в этих местах отличается прямолинейностью и простотой очертаний.

Глубины моря в межгрядовом понижении характеризуются постепенным нарастанием в сторону открытого моря и изменяются от 10—12 до 16 м.

По нашим наблюдениям, дно межгрядовой депрессии сложено преимущественно ракушей или битой ракушей с оолитовыми зернами. Рельеф дна характеризуется волнистой поверхностью, обусловленной наличием относительно нешироких ракушечных банок. Последние О. К. Леонтьев связывает с выступами дочетвертичных пород, перекрытых современными отложениями. *Ширина межгрядовой депрессии достигает 3 км.*

4. Внешняя зона грядового рельефа начинается на севере от участка берега мыса Бурун—рыбный промысел Килечный. Здесь непосредственно от береговой линии отходит 14 подводных гряд, сложенных средне- и верхнесарматскими известняками и песчаниками (рис. 22). Некоторые из них прослеживаются только на протяжении 2—3 км, после чего исчезают. Другие гряды простираются в море до широты южной эстакады Избербашского нефтяного промысла, где они заменяются несколько смещенными к западу грядами, прослеживающимися до устья р. Дерби-чай. Таким образом, эти гряды оконтуривают не только северо-восточные крылья Избербашской складки и складки Инчхе-море, но и Каякентской, Берикейской и Дузлакской складок. В плане гряды образуют несколько изгибов в сторону суши (например, в районе устья р. Инчхе и напротив рыбного промысла Каякент № 4), которые соответствуют крыльям седел, разделяющих вышеотмеченные антиклинальные складки. Протяженность внешней полосы грядового рельефа составляет 50 км.

Характер рельефа этой зоны вполне аналогичен грядовому рельефу, описанному во внутренней зоне. Гряды имеют асимметричное строение с пологим склоном, обращенным в сторону моря, и крутым — к берегу. Относительная высота гряд чаще всего составляет 3—4 м, но местами достигает 5—6 м. Глубины моря над грядами обычно колеблются от 2 до 8 м, но иногда вершины гряд выступают над водой в виде гребешков и надводных камней, как например в районе Избербашского промысла и напротив Берикейских рыбных промыслов.

5. Внешняя подводная аккумулятивная равнина располагается к востоку от внешней зоны грядового рельефа. О. К. Леонтьев (1948ф) подразделяет ее на: нижнюю аккумулятивную часть подводного склона и донную аккумулятивную равнину.

Нижняя аккумулятивная часть подводного склона характеризуется нарастанием глубин от 9—10 до 20—21 м. Уклон дна составляет здесь 0.007—0.009. Выходы дочетвертичных пород отсутствуют. До глубин 12—15 м распространена ракуша, ниже преобладает ракуша с обильной примесью ила.

Донная аккумулятивная равнина характеризуется выровненным дном и песчано-илистыми и илистыми грунтами.

Южнее устья р. Дерби-чай выходы дочетвертичных пород на подводном склоне исчезают и вплоть до широты Дагестанских Огней дно сложено современными морскими отложениями. Рельеф здесь характеризуется наличием банок, сложенных рыхлыми современными осадками. Банки имеют вытянутую форму и прослеживаются на десятки километров. Одна из таких банок, изученная О. К. Леонтьевым (1950ф) и расположенная на широте сел. Дузлак, имеет серповидную форму. Глубины моря между берегом и этой банкой достигают 8 м, в то время как над банкой они не превышают 4 м. Следовательно, относительная высота банки достигает 4 м. Другая банка, расположенная мористее, простирается на юг вплоть до Дербентского участка. Глубины с западной стороны этой банки достигают 24.5 м, в то время как над ее гребнем составляют 18—19 м. Большая часть банки покрыта илом. Однако в пределах ее, вероятно, имеются выходы дочетвертичных пород. О. К. Леонтьев (1950ф) отмечает, что при соприкосновении лота с дном чувствуется твердое основание.

Акватория, примыкающая к Дербентскому участку, располагается в пределах Дербентской структурной террасы. Дно здесь, как и в прибрежной части суши, сложено верхнесарматскими известняками, падающими в сторону моря под углом 3—5°. Пологое залегание известняков определяет отсутствие узких гряд. Склон здесь до глубины 20 м носит ступенчатый характер. Ступени обращены в сторону суши, а в сторону моря простираются полого падающие, почти горизонтальные скалистые поверхности. Местами наблюдаются останцы, со всех сторон окруженные обрывами, до 2—3 м высоты.

О. К. Леонтьев и П. В. Федоров (1953) отмечают наличие затопленных террас и береговых валов вдоль всего Дагестанского побережья. Перегибы склона констатированы на глубинах 4, 12 и 20 м, по нашим данным отмечается перегиб еще и на глубине 16 м (рис. 100). Н. С. Скорнякова (1962) указывает на наличие затопленных террас в Каякентском районе на глубинах 30—32 и 40—42 м. Особенно хорошо выражены затопленные террасы на Дербентском участке на глубинах 20—26, 34—41 и 50—52 м.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что по крайней мере до глубины 20 м рельеф подводного склона Дагестанского района носит абразионный характер. Здесь имеют широкое распространение скульптурные формы рельефа. Выровненные участки, покрытые современными отложениями, также в своей основе связаны с абрадирующей деятельностью моря. Повсюду устанавливается зависимость основных форм рельефа от вещественного состава дочетвертичных пород и особенностей геологического строения. Выработанные профили равновесия отсутствуют.

Преобладание процессов абразии для рассматриваемой части Дагестанского побережья можно проследить на протяжении всего четвертичного времени. Так, например, все террасы прибрежной полосы являются цокольными. Аккумулятивный покров террас достигает более или менее значительной мощности только местами на хвалынских террасах. Каждая молодая терраса располагается ниже более древней. Все эти данные однозначно свидетельствуют о непрерывном, возможно, неравномерном поднятии Дагестанского участка побережья. О темпе этого поднятия можно судить по современному высотному положению террас. Так, поверхность террас бакинского возраста приподнята на 250 м над уровнем Каспийского моря, а по данным В. Д. Голубятникова (1937), к западу от г. Дербента, по дороге из сел. Джинаби на сел. Джибагни даже на высоту 500 м. В то же время в скважинах, заложенных в устье Терека, бакинские отложения встречены на глубине 300 м. Исходя из этого, амплитуда поднятия Дагестанского побережья по сравнению с областью низовий р. Терека за четвертичное время должна достигать порядка 800 м.

В настоящее время на подводном склоне процессы абразии преобладают над аккумуляцией, в связи с чем здесь во многих пунктах на дне обнажаются дочетвертичные породы. О. К. Леонтьев (1949) связывает современную абразию с понижением уровня моря, которое наблюдается за последние 30 лет. Несомненно регрессия моря способствует развитию абразионных процессов, однако снижением уровня моря всего на 2 м вряд ли можно вызвать обнажение дочетвертичных пород. Такое же снижение уровня наблюдается и в соседних районах (в Кусаро-Дивичинском и в Северо-Дагестанском), но признаки резко выраженных абразионных процессов на дне здесь не наблюдаются, а выходы дочетвертичных пород отсутствуют. Очевидно, абразионный рельеф подводного склона рассматриваемого района вызван иными причинами. Основной из этих причин является унаследованный рост антиклинальных складок, на фоне общего поднятия Дагестанского района, которое отчетливо фиксируется высоким положением плейстоценовых террас на суше. В процессе общего поднятия и роста отдельных складок происходит уменьшение глубин, приводящее к активизации разрушающей работы волн. На месте легко разрушаемых преимущественно глинистых пород возникают понижения дна, а пласты твердых пород препарируются в виде подводных гряд, прослеживающихся на многие километры и даже десятки километров.

Относительно резко пересеченный абразионный (скульптурно-структурный) рельеф дна наблюдается в прибрежной полосе, шириной от нескольких сотен метров до 5—6 км. Восточнее располагается равнина абразионно-аккумулятивного выравнивания волнового поля, а еще мористее равнина неволновой аккумуляции. Под равниной абразионно-аккумулятивного выравнивания мы понимаем выровненные участки дна, характеризующиеся тем, что с поверхности они сложены маломощными современными отложениями, залегающими чаще всего на древних, обычно дочетвертичных дислоцированных породах. Такие равнины имеют значительное распространение в областях общего тектонического поднятия, как например в Прикаспийско-Приапшеронском районе, где современные осадки мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м непосредственно залегают на плиоценовых породах. Очевидно, при формировании таких равнин большое значение имели абразионные процессы, под действием которых происходило разрушение дочетвертичных пород и выравнивание дна. В пределах равнины неволновой аккумуляции мощность современных отложений резко возрастает.

Рассмотренное строение мелководья Дагестанского побережья определяется геологическим строением. Согласно данным сейсморазведочных работ, крылья складок Восточной антиклинальной зоны переходят в моноклиналь, породы которой постепенно выполаживаются. В прибрежной полосе наблюдается сравнительно крутое падение пород с углами от 20 до 40°, но уже на некотором удалении от берега пласты пород залегают горизонтально. Горизонтальное залегание пород констатируется на Махачкалинской площади в 12 км от берега, около мыса Турали в 8 км, напротив Ачисинской складки в 19—20 км, у мыса Буйнак в 17 км и т. д.

Таким образом, горизонтальное залегание дочетвертичных пород, как и вышележащих, определяет равнинный характер рельефа. Эта часть дна в структурном отношении лежит ближе к осевой части Терско-Каспийского прогиба, поэтому мы считали возможным хотя бы приблизительно наметить границу между областями современного поднятия и опускания, которая на широте г. Изберга находится в 18—20 км от берега. В северную часть Терско-Каспийского прогиба поступает значительное количество терригенного материала, поэтому она является областью погружения, компенсированного осадконакоплением. Об этом свидетельствует значительная мощность четвертичных осадков. На сейсмическом

профиле г. Махачкала—о. Кулалы акчагыльские отложения располагаются на глубине 1500 м (Вартанов и Корнев, 1961). Эти условия и определяют наличие обширного мелководья Дагестанского побережья севернее г. Дербента. Изобата в 100 м на широте г. Махачкала располагается в 135 км от берега. Отсюда она протягивается на юго-восток и около г. Дербента приближается к берегу на 28 км. Примерно также следует и изобата в 50 м, которая на широте г. Махачкала находится в 88 км, а на широте сел. Дагестанские Огни в 12 км от береговой линии. Изобата в 20 м отстоит от берега у г. Махачкала на 21 км, напротив устья р. Манас-озень на 11 км, а у мыса Буйнак всего на 1 км. Южнее она вновь удаляется от береговой черты на расстояние в 6—7 км.

Новейшие тектонические движения и последняя регрессия моря во многом определили и характер берега на Махачкалинском участке, где береговая линия срезает северо-восточное крыло Махачкалинской складки. Здесь берег носит абразионный характер, а подводный склон характеризуется грядовым рельефом. В 40—50 м от береговой линии на суше хорошо выражен абразионный уступ, а вдоль уреза воды обнажаются сарматские известняки, перекрытые местами ракушей. Такой характер берега возник в связи с продолжающимися поднятием складки и последней регрессией моря. Обмеление моря вызвало усиление деформации волн, что привело к размыву средних частей подводного склона и перемещению материала выше нейтральной линии к берегу, ниже — в море.

На участке побережья к югу от г. Каспийска, где подводный склон приурочен к структурным террасам с более пологим залеганием пород, берег имеет аккумулятивный характер. Вдоль береговой линии протягиваются высокие дюнные гряды. Однако, хотя поступление материала со дна здесь значительное, тем не менее в целом ряде пунктов и здесь из-под ракушечного материала выступают сарматские известняки, образующие небольшие куэстовые грядки, что свидетельствует о незначительной мощности четвертичных отложений.

На Ачисинском участке берег является типично абразионным. Для него характерен частично отмерший, но на большем протяжении активный клифф и сравнительно узкий бенч. Наличие приглубого берега здесь, очевидно, объясняется ростом складки и относительно крутым падением сарматских пород (до 25°). Абразионный характер берега сохраняется и на мысе Бурун.

Южнее подводный склон представляет обширную абразионную поверхность, сочетающуюся с широким пляжем, обрамленным на севере отмершим абразионным уступом, а на юге мощными дюнными образованиями. Такой характер берега объясняется относительно пологим уклоном дна, в результате чего происходит интенсивное перемещение ракуши в сторону берега.

Абразионный берег, окаймленный дюнами, наблюдается и на Дербентском участке, где он характеризуется пологим ступенчатым бенчем. Южнее, вплоть до устья р. Самура берег аккумулятивный и окаймлен высокими дюнами.

КУСАРО-ДИВИЧИНСКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН (СИНКЛИНОРИЙ)

В пределах суши восточная часть синклинория в основном занята Шолларской равниной, отграниченной от моря прибрежной полосой молодых террас. На севере она ограничена долиной р. Самура, на западе — Кусарской наклонной флювиогляциальной равниной, на юго-западе — Дивичинским платообразным нагорьем, а к юго-востоку переходит в Дивичи-Сумгаитскую аллювиально-морскую и морскую терразированную равнину.

Шолларская равнина

Большая часть Шолларской равнины образована уплощенными конусами выноса многочисленных рек, стекающих с гор и выносящих на территорию равнины огромное количество рыхлого материала в виде хорошо окатанной гальки. В результате этого возникает пологоволнистый и увалистый рельеф. С поверхности равнина перекрыта пролювиально-делювиальными суглинками. Вблизи границы с Кусарской наклонной равниной высота Шолларской равнины достигает 200 м (у Самур-Дивичинского канала).

Отсутствие в пределах равнины древнекаспийских террас П. В. Федоров (1957) и Б. Г. Векилов (1958) объясняют последующим их размывом. По нашему мнению, здесь имеет место главным образом погребение морских отложений (при общем погружении синклинория) под аллювиально-пролювиальным покровом. Наличие погребенных бакинских морских отложений, вскрытых бурением под слоем галечников мощностью в 100 м, отмечалось А. Л. Рейнгардом (1932) и В. Д. Голубятниковым (1937). В одной из предыдущих глав мы также отмечали, что в районе Худатских рыбных промыслов подошва хвалынских отложений вблизи береговой линии располагается на 150—160 м ниже уровня Каспийского моря, в то время как в Дагестане эти отложения местами лежат на цоколе из неогеновых пород, часто приподнятом выше уровня Каспийского моря.

Эти данные свидетельствуют о том, что в восточной (прибрежной) части синклинорий испытывает интенсивное погружение, происходившее в течение всего четвертичного периода и продолжающееся в настоящее время. На это указывают морфологические особенности побережья, о чем подробнее будет сказано ниже, а также данные повторных нивелировок, согласно которым в течение последних десятилетий местность вблизи р. Самура погружается с интенсивностью в 45 мм в год (Мещеряков и Левинсон, 1951).

Во время хвалынской трансгрессии реки, по-видимому, доставляли материал прямо в морской бассейн, так как среди галечных отложений, обнажающихся в уступе около Яламинских рыбных промыслов, нами наблюдались конгломераты, в цементе которых встречаются обломки неопределимых морских раковин. В отложениях, обнажающихся вблизи устья р. Кубу-Мураб в уступе, ограничивающем поверхность, бровка которой приподнята на 7 м выше уровня Каспия, обнаружена хвалынская фауна. Таким образом, хвалынская терраса располагается значительно ниже, чем в соседних районах.

Кусарская наклонная флювиогляциальная равнина

Кусарская наклонная равнина располагается к западу от Самур-Дивичинского канала и представляет наклонную от гор поверхность, изрезанную многочисленными реками, руслами и сухими оврагами. В результате такого расчленения возникает ряд пологих увалов и холмов, которые в совокупности с долинами, балками и оврагами создают довольно пересеченный рельеф. Поэтому применение термина «равнина» для этого типа рельефа в значительной степени условно.

Кусарская наклонная равнина сложена галечниками и конгломератами кусарской свиты (верхнеапшеронского возраста), представляющими флювиогляциальные отложения верхнеплиоценового оледенения (вероятно, синхронного гюнцскому оледенению Альп). В настоящее время Кусарская равнина втянута в поднятие Кавказских гор, чем и объясняется ее значительное расчленение и обнажение верхнеплиоценовых пород.

Дивичинское платообразное нагорье

Дивичинское нагорье протягивается от р. Шабран-чай на западе до горы Бешбармак на юго-востоке. Оно приурочено к Кайнарджинской антиклинали, осложненной грязевым вулканом того же названия. В северо-восточной и юго-восточной частях нагорье осложнено морскими террасами, занимающими большую площадь.

Б. Г. Векилов (1958) отмечает здесь палеонтологически охарактеризованные террасовые отложения от верхнехвалынских до верхнебакинских включительно. Верхнебакинские террасовые поверхности располагаются на высотах от 248 (220) до 325 (297) м; нижнехазарские — от 78 (50) до 200 (172) м; нижнехвалынские на высоте 78 (50) м. Колебание высотного положения террас зависит не только от того, что они формировались во время разных стадий морских бассейнов, уровень которых располагался на различных отметках, но и от тектонических движений. Свидетельством этому служит отмеченное Б. Г. Векиловым в районе пос. Агбаш нарушенное залегание конгломератов, слагающих террасу 78(50) м высотой. Конгломераты здесь падают на юго-восток 160° под углом 30°. Б. А. Будагов (цит. по: Хаин и Ахмедбейли, 1957) на основании изменения высот речных террас доказал тектонический рост Кайнарджинской антиклинали в течение всего четвертичного периода.

Дивичи-Сумгаитская морская и аллювиально-морская террасированная равнина

Эта равнина, простирающаяся от устья р. Дивичи-чай до р. Сумгаит, в пределы синклинория заходит только своей крайней северо-западной частью. Она образована аккумулятивными хвалынскими террасами, причем верхнехвалынская терраса располагается на высоте 30—31 м. Реки, достигающие поверхности террас, иногда образуют уплощенные конусы выноса.

Прибрежная полоса молодых террас

Южнее устья р. Рубас-чай, в районе дельты р. Самура и далее на юг вплоть до мыса Амия прибрежная полоса характеризуется полным отсутствием выходов дочетвертичных пород, чем резко отличается от Махачкалинско-Дербентского участка. Береговая линия в плане описывает дугу большого радиуса, выпуклую в сторону моря и имеющую исключительно ровные очертания. Такой характер берега необходимо связывать с выносом огромного количества материала многочисленными реками, стекающими с гор. На этом участке в море впадают такие крупные реки, как Самур с многочисленными рукавами, Кусар-чай, Кудиал-чай, Карачай, Вельвели-чай, Гильгиль-чай, Ата-чай и многие другие. Берег имеет широкий пляж с невысокими береговыми валами, высотой от 0.5 до 1 м. Для прибрежной полосы характерны пересыхающие лагуны, вытянутые вдоль береговой линии, за которыми местами наблюдается молодая новейшая терраса, высотой в 2 (—26) м, иногда сменяющаяся относительно узкой, слегка перевеянной террасой в 4 (—24) м высоты. Юго-западнее последней хорошо прослеживается полоса дюн, состоящая из 2—3 параллельных гряд дюнных холмов, разделенных пониженными участками. Дюны, имеющие относительную высоту до 6—8 м, частично полузакреплены растительностью, частично же интенсивно перевеваются и наступают на вышележащую низкую верхнехвалынскую террасу, перекрывая уступ последней. Местами дюны засыпают остатки строений, как это имеет место в 3.5 км к юго-востоку от устья р. Рубас-чай, и возвышаются

над ровной поверхностью низкой верхнехвалынской террасы на 3—3.5 м, образуя крутой четко выраженный уступ (рис. 102).

Интересно отметить, что к северу от устья р. М. Самура, или точнее севернее устья р. Белиджинки, дюны сложены песками, состоящими в основном из битой ракуши, поэтому имеют светло-желтую окраску. Южнее дюнные пески, как и пески пляжа, приобретают серый или даже темно-серый цвет. Они характеризуются небольшим количеством обломков раковин и преобладанием кварцевых зерен и обломков пород, что связано с выносом с гор в море р. Самуром и ее рукавами большого количества обломочного материала.

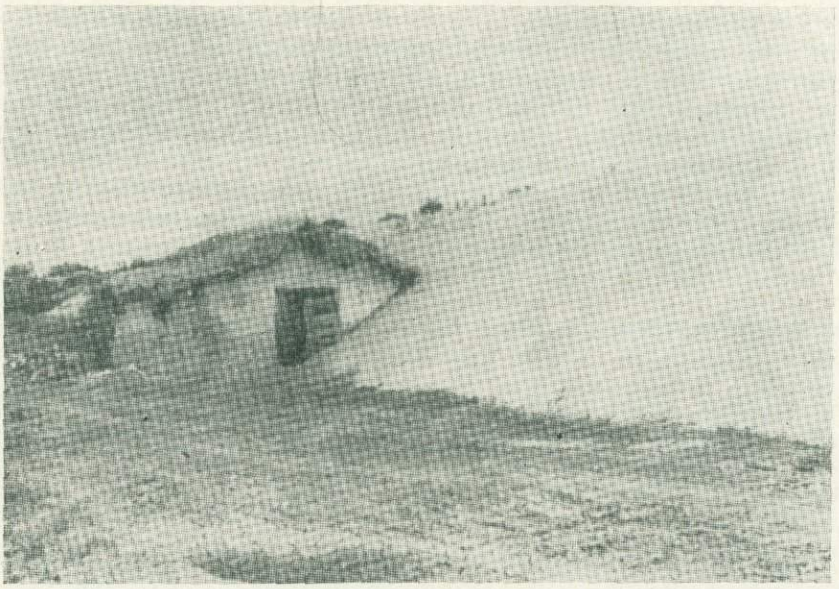


Рис. 102. Дюнные пески, перекрывающие низкую верхнехвалынскую террасу в 3.5 км к юго-востоку от устья р. Рубас-чай.

В устье рр. М. и Б. Самура наблюдается слабо вдающаяся в море дельта. Она сложена в приморской части влажным мелкозернистым песком и представляет плоскую низменную поверхность, лишенную растительности, на которой в большом количестве разбросаны стволы вынесенных реками деревьев. Эта поверхность к западу постепенно сливается с поросшей кустарниками и деревьями частью дельты, сложенной галечниками.

Река Самур выносит в море большое количество тонкого взвешенного материала в виде мутной воды, которая окрашивает воду придельтовой части моря в коричневатый цвет (рис. 103).

Южнее дельты р. Самура, в районе Яламинских рыбных промыслов пляжевая полоса постепенно выклинивается и к берегу моря подходит отвесный уступ, сложенный галечниками и суглинками (рис. 104). На некоторых участках этот уступ ограничивает террасу высотой в 6—7 м, вероятно, хвалынского возраста, так как в отложениях аналогичной по высоте террасы была собрана хвалынская фауна. Местами же уступ имеет большую высоту (13—14 м). В этих случаях он выработан в отложениях древних конусов выноса р. Самура и других рек. Уступ активно подмывается и в настоящее время (рис. 105). Об этом можно судить не только

по узкому галечному пляжу, шириной в 6—7 м, но и по наличию ряда висячих долинок, свидетельствующих о том, что вследствие активного отступания уступа под действием абразии эрозионная работа рек не успевает пропилить долинки.

Местами галечный пляж перед уступом имеет две ступени, расположенные на 2 и 3.5—4 м над уровнем современного Каспия.

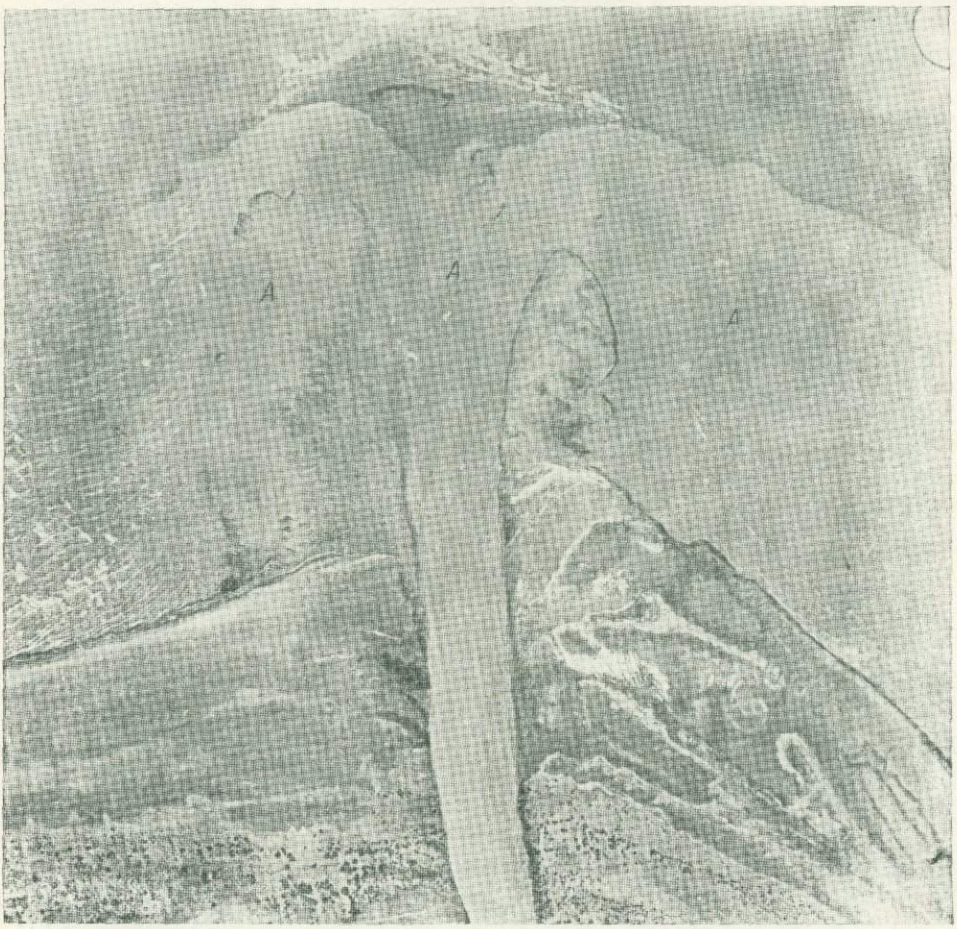


Рис. 103. Аэроснимок дельты р. Большого Самура. Видна полоса мутной воды (*А*), обусловленная твердым выносом реки. М. 1 : 11 100.

Активный абразионный уступ с узким галечным пляжем прослеживается до рыбного промысла Ялама № 2, т. е. на протяжении почти 5 км. Затем он отходит от берега, а полоса молодых террас постепенно расширяется. Прибрежная полоса отличается следующими чертами (рис. 106). За широким пляжем (*А*) иногда с уплощенными береговыми валами располагается терраса в 2 (—26) м высотой (*Б*), которая к западу сменяется пониженной заболоченной полосой (*В*), иногда сплошь покрытой водой. Пониженная полоса ограничивает с северо-востока древний галечный пляж (*Г*), местами осложненный береговыми валами. Закраина древнего галечного пляжа в районе сел. Набрань находится на высоте 5 (—23) м и в большинстве случаев примыкает к отмершему абразионному уступу (*Д*) относительной высотой от 4—4.5 до 10—15 м (рис. 107).

Большинство рек в пределах прибрежной полосы этого участка отклоняется к югу.

В районе сел. Худат-базы сохраняется тот же характер побережья, но галечные отложения древнего пляжа постепенно перекрываются песками, перевеянными в дюны. На поверхности, сложенной галечниками, переслаивающимися с песками, в изобилии появляются створки *Gardium edule* L.

Южнее сел. Худат-базы пляж, новейшая терраса и полоса дюн сильно расширяются. Ширина пляжа и новейшей террасы достигает 500—700 м.

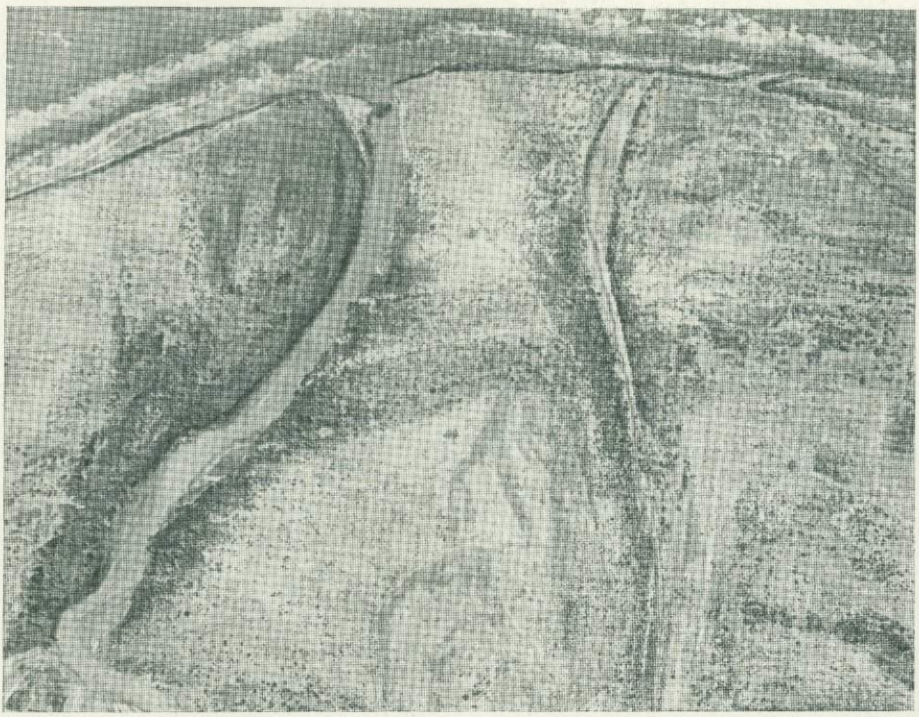


Рис. 104. Аэроснимок побережья между рыбными промыслами Ялама № 1—Ялама № 2. М. 1 : 11 100.

Среди дюн в понижениях отмечаются галечники. Дюны образуют несколько дюнных гряд, разделенных относительно пониженными участками. Отдельные дюны иногда приобретают вид барханов (рис. 108). Вдоль береговой линии в море прослеживаются бары. Строение берега на этом участке хорошо видно на перспективном аэроснимке. Многие речки в устьевых частях также отклоняются к югу, что говорит о преобладающем направлении потока береговых наносов с севера на юг.

Интересной деталью данного участка является наличие хорошо выраженного галечного вала, протягивающегося без перерыва на протяжении 19 км. Этот вал начинается в полосе дюнных песков в 1 км к северу от р. Карадагна и прослеживается вплоть до р. Вельвели-чай. На одном из планшетов топографической карты (К-39-А) он показан как искусственная насыпь. Однако морфологические особенности вала свидетельствуют о его естественном происхождении. Он имеет различную ширину, местами достигающую 110—120 м. Поверхность вала иногда осложнена несколь-

Рис. 105. Вид абразионного уступа в районе рыбного промысла Ялама № 1.

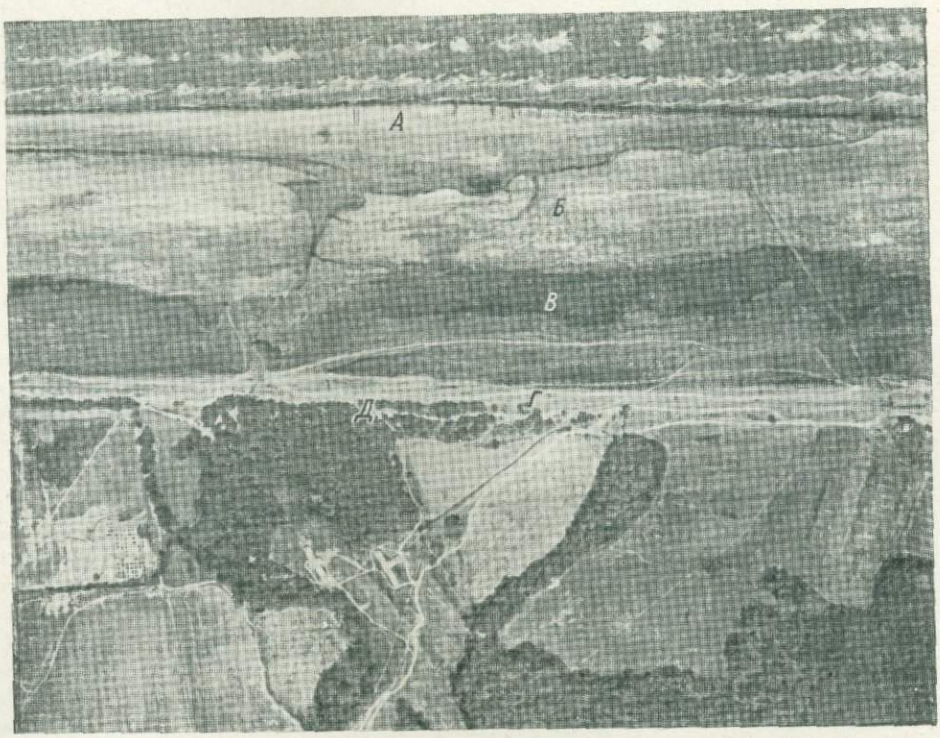


Рис. 106. Аэроснимок полосы *побережья* к югу от сел. Набрань. М. 1 : 11 100.

кими валами второго порядка высотой до 0.5 м. Вряд ли была необходимость создавать такое грандиозное сооружение для грунтовой дороги, которая местами действительно проложена по валу. Кроме того, галечники среди дюнных образований наблюдаются и севернее, например, около моста через р. Мазар-чай, а также в виде уже указанного выше древнего галечного пляжа перед отмершим абразионным уступом вблизи Худатских и Яламинских рыбных промыслов. У нас нет сомнения в том, что все рассмотренные выше галечные образования являются синхронными отложениями. Галечный вал в рассматриваемом месте располагается среди дюнных песков, которые местами его перекрывают, поднимаясь

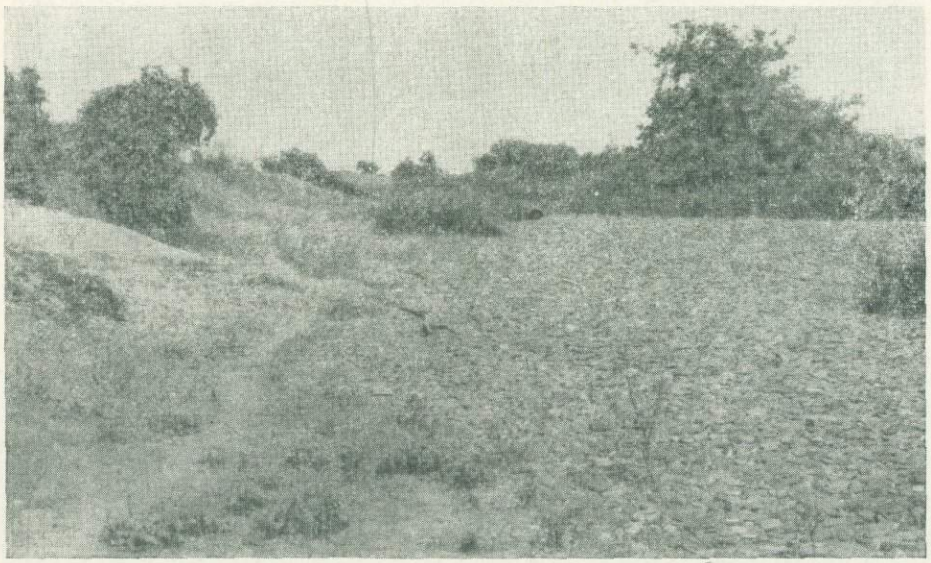


Рис. 107. Галечный пляж, ограничивающий отмерший абразионный уступ.

над окружающей поверхностью вала на 2—3 м. Подошва вала находится на высоте 6—6.5 (—22—21.5) м над уровнем Каспия. Поскольку в песках к востоку и к западу от вала в изобилии встречаются створки *Gardium edule* L., вал следует относить к максимальной стадии новокаспийской трансгрессии. На участке Дивичинских рыбных промыслов этот вал вместе с дюнными образованиями отделяет ныне полувысохший лиман Аг-Зыбыр-Чала, по-видимому, являвшийся в максимальную стадию новокаспийской трансгрессии лагуной Каспийского моря. В настоящее время в этот лиман поступают воды рр. Шабран-чай, Дивичи-чай и Тахта-Керки. Из лимана, прорезая полосу дюнных песков, вытекает р. Карадагна, направляющаяся к морю.

Следует отметить, что подошва этого вала в описываемом месте имеет относительную высоту над Каспием в 6—6.5 м. Закраина же древнего галечного пляжа у Худатских и Яламинских рыбных промыслов находится несколько ниже. По указанию геолога Азербайджанского геологического управления А. Бабаева в 1959 г. была выполнена нивелировка, которая показала, что тыловой шов галечного пляжа (террасы) находится на высотах: у рыбного промысла Худат № 2 — 4.57(—23.43) м, в устье р. Мурух-Кубу — 3.85 (—24.15) м, у рыбного промысла Ялама № 6 — 3.83 (—24.17) м, у рыбного промысла Ялама № 4 — 4.01 (—23.99) м, у рыбного промысла Ялама № 3 — 4.36 (—23.64) м, у рыбного промысла Ялама

№ 1 — 3.55 (—24.45) м и к северу от рыбного промысла Ялама № 1 — 3.10 (—24.90) м. Таким образом, с севера на юг происходит понижение береговой линии новокаспийского бассейна с 6—6.5 (от —22 до —21.5) м до 3.1 (—24.90) м, т. е. на 3—3.4 м. Это соответствует в среднем погруже-

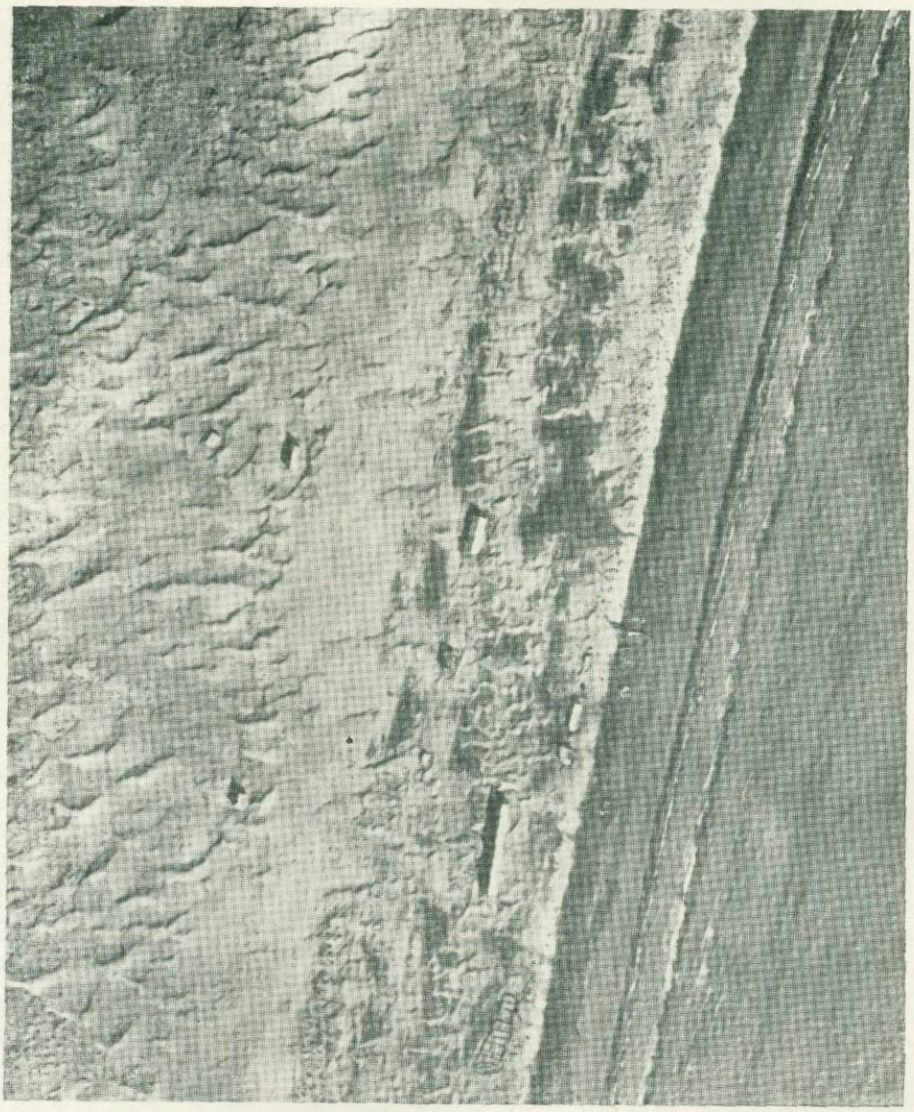


Рис. 108. Аэроснимок перевеянных в дюны песков севернее мыса Амия. М. 1 : 5700.

нию в 1 мм в год. Указанная цифра значительно меньше той, которая устанавливается для последнего времени по данным повторных нивелировок (—45 мм/год). Возможно, это нужно объяснять неравномерным погружением. Однако тенденция погружения Кусаро-Дивичинского синклинория в его осевой части несомненна. Следует отметить, что древняя галечная терраса, вероятно, попадала в зону воздействия волн во время высокого стояния уровня Каспия в 1805 г.

Рельеф подводного склона

Строение подводного склона Кусаро-Дивичинского района резко отличается от подводного склона Дагестанского района. Прежде всего отсутствуют выходы дочетвертичных пород. Поверхность подводного склона в основном покрыта мощными рыхлыми отложениями, причем пески, распространенные у берега, постепенно сменяются илами в глубь моря.

Несмотря на то что берег в данном районе вдается в море, наибольшие глубины Среднего Каспия близко подходят к береговой линии. Так, напротив устья р. Самура изобата в 600 м находится в 34 км, изобата в 500 м — в 28 км, а изобата в 50 м — в 7 км от берега. Эти же изобаты около Низовой Пристани удалены от берега соответственно на расстояние 49, 47 и 15 км, а напротив сел. Дивичи — на 65, 52 и 20 км. Изобата в 20 м в южном направлении также постепенно отходит от береговой линии, располагаясь у устья р. Самура в 3 км, около Низовой Пристани в 7.5 км и напротив сел. Дивичи в 12.5 км. Севернее устья р. Самура все изобаты отклоняются к северо-востоку, образуя широкое мелководье.

Начиная с глубины в 100 м изобаты сильно сближены. Углы склона в этой части моря колеблются от 1°30′ до 2°30′. На подводном склоне уклоны дна значительно меньше. Около рыбного промысла Ялама № 2 они составляют 0°27′; Ялама № 4 — 0°24′, сел. Набрань — 0°25′; рыбного промысла Ялама № 6 — 0°22′; у Низовой Пристани — 0°12′; у сел. Сиазань — 0°05′.

Рельеф подводного склона Кусаро-Дивичинского района отличается от Дагестанского полным отсутствием скульптурных форм. Здесь развит исключительно аккумулятивный рельеф с несколькими подводными валами, простирающимися вдоль береговой линии.

На основании проведенных нами эхолотных промеров и литературных данных, на подводном склоне этого района по характеру рельефа можно выделить три участка: 1) от устья р. Рубас-чай до дельты р. Самура, 2) от дельты р. Самура до сел. Худат-базы и 3) от последней до мыса Амия.

Берег северного участка аккумулятивный. Рельеф подводного склона характеризуется выровненностью с постепенным нарастанием глубин. Вдоль береговой линии протягивается несколько подводных валов. В частности, Н. С. Скорнякова (1962) отмечает наличие галечного вала на глубине 2.5—4 м, отражающего древнюю береговую линию.

Южнее современной дельты р. Самура, там где к берегу приближается наиболее глубоководная часть Дербентской котловины, как уже было отмечено, глубины нарастают относительно быстро. Вдоль берега располагаются подводные валы, количество которых, как показали некоторые профили эхолотных промеров, достигает 6. Относительные высоты подводных валов незначительные и колеблются от 0.4—0.8 до 2 м. На многих эхолотных профилях, кроме подводных валов, отмечаются четко выраженные уступы, ограничивающие почти горизонтальные площадки. Есть все основания рассматривать эти уступы как затопленные береговые линии, тем более, что они часто сопряжены с валами, сложенными ракушей. Такой уступ с валообразным повышением морского дна, имеющим относительную высоту 0.7—0.8 м, прослеживается на глубине 6—6.5 м. Затем отмечается резко выраженный уступ, высотой в 2 м на глубине 14 м. Особенно хорошо выражены уступы, возвышающиеся над широкими выравненными поверхностями на глубинах 24 и 26 м. Наконец, основание уступа намечается на глубине 33 м. Н. С. Скорнякова обнаружила уступ на глубине 54—59 м.

Четко выраженный уступ, возвышающийся на 4—6 м над выравненной поверхностью на глубине 26 м, представлен на нижеприведенном эхолотном профиле (рис. 109). Как видно на этом профиле, на выравненной поверхности на глубине 26 м имеется вал до 2 м относительной высоты. Водолазные работы показали, что такие валы сложены ракушей. К сожалению, нам не удалось установить, чем сложены сами уступы. Кроме того, наблюдаются слабо выраженные уступы на глубинах около 28 и 32 м.

Распространение затопленных террас было прослежено нами на участке Яламинских рыбных промыслов (рис. 110). Закраины всех затопленных террас простираются здесь параллельно современной береговой ли-

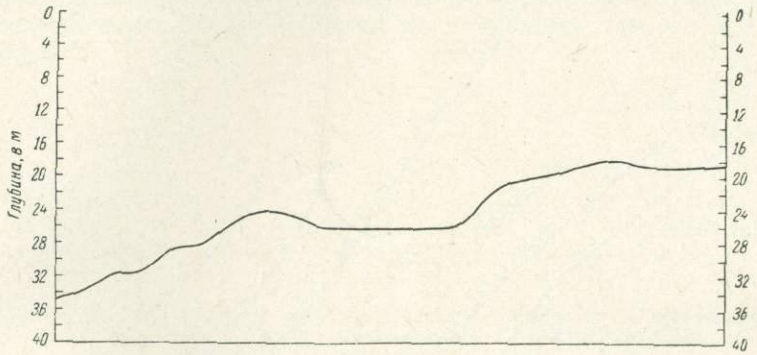


Рис. 109. Эхолотный профиль напротив сел. Набрань.

нии. Склоны между уступами имеют выпуклый профиль, а площадки террас — слегка волнистую поверхность, что, очевидно, связано с аккумуляцией ракуши.

Приведенные данные по затопленным террасам показывают, что они находятся на большей глубине, чем в соседнем Дагестанском районе. Мы уже отмечали, что на Дагестанском участке террасы обнаружены на глубинах 4, 12 и 20 м (Леонтьев, Федоров, 1953), а в Кусаро-Дивичинском районе синхронные им террасы располагаются на глубинах 6, 14, 24 и 26 м. Н. С. Скорнякова (1962) сравнивает террасы, обнаруженные ею в Каякентском районе на глубине 40—42 м, с террасами, располагающимися на глубине 54 м в районе р. Самура.

Таким образом, в рассматриваемом районе террасы погружены на 2—10 м глубже, чем в соседнем Дагестанском районе. Это является еще одним доказательством тектонического погружения Кусаро-Дивичинского района.

Кроме затопленных террас, отмеченных Н. С. Скорняковой (1955а), на подводном склоне этого района широко развиты подводные гряды (валы). К югу от участка наших промерных работ, между 5-м Яламинским и 4-м Худатским рыбными промыслами, И. И. Месяцев установил четыре подводные гряды. В пределах Яламинских промыслов, по его данным, первая от берега гряда располагается в 300 м, вторая — в 1700 м, третья — в 2200 м и четвертая — в 2500 м. В районе рыбного промысла Худат № 4 первая гряда удалена от берега на 500 м, вторая — на 2000 м, третья — на 2300 м и четвертая — на 3000 м.

Исследования двух ближайших к берегу гряд, проведенные водолазами, показали, что в районе Яламинской группы рыбных промыслов они сложены слабо сцементированными галечниками с перетертой ракушей. В галечниках был обнаружен погребенный плавник, представленный древесными породами, произрастающими и в настоящее время. Древесина

характеризуется хорошей сохранностью и только с поверхности потемнела. Деревья лежат длинными осями параллельно грядам и, следовательно, современному берегу. В южном направлении состав отложений, слагающих гряды, меняется. В районе рыбного промысла Худат № 2 они сложены мелкой галькой, а еще далее к югу — песком с примесью

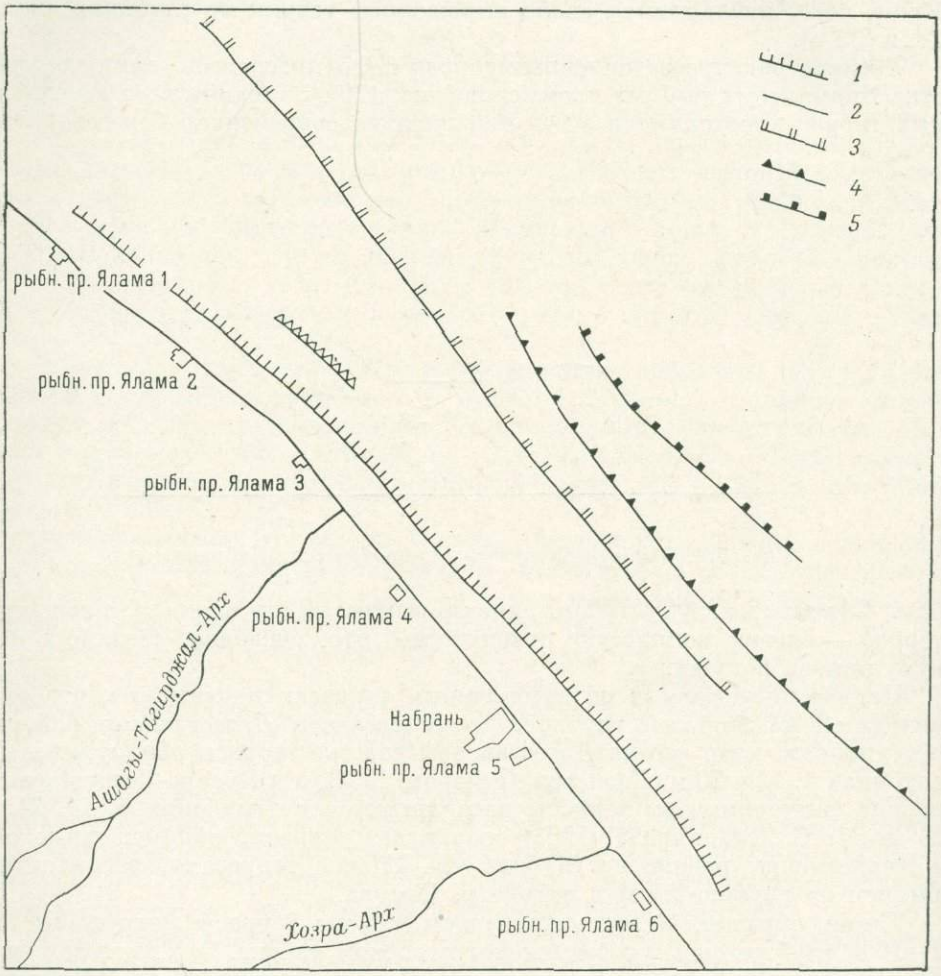


Рис. 110. Расположение закраин затопленных террас между устьем р. Самур и сел. Низовая.

1 — на глубине 6 м; *2* — на глубине 14 м; *3* — на глубине 24 м; *4* — на глубине 26 м; *5* — на глубине 32—33 м.

очень мелкой гальки. И. И. Месяцев считает описываемые формы несомненно затопленными береговыми валами.

К югу от сел. Худат-базы берег становится отмелым. Абразионный уступ сменяется дюнными образованиями. Эхолотные промеры, проведенные в районе Низовой Пристани, показали, что глубины здесь нарастают постепенно, а отмеченные на Яламинском участке уступы затопленных террас исчезают. Только у самого берега наблюдаются подводные валы, количество которых достигает от 5 до 11 (рис. 111). Гребень самого мористого вала располагается на глубине 5 м. Все валы сложены песком и битой ракушей.

Такой характер рельефа подводного склона прослеживается вплоть до мыса Амия, причем угол наклона склона уменьшается по направлению к югу. Этот участок характеризуется выработанным профилем равновесия.

За пределами подводного склона к югу от г. Дербента на морском дне наблюдаются подводные долины, отмеченные Н. С. Скорняковой (1962). В районе г. Дербента установлена связь их с реками суши.

Таким образом, по характеру рельефа подводный склон, приуроченный к морской части Кусаро-Дивичинского синклинория, резко отличается от рельефа Дагестанского и, как увидим ниже, от рельефа Прикаспийско-Приапшеронского районов и района Бакинского архипелага. Своеобразие рельефа данного района мы объясняем тем, что в отличие

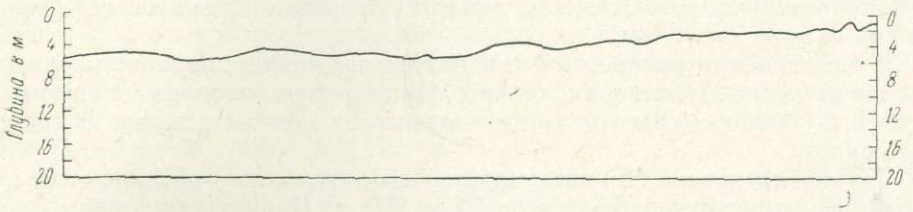


Рис. 111. Подводные валы в районе Низовой пристани. Горизонтальный масштаб 1 : 7250; вертикальный — 1 : 300.

от вышеперечисленных районов, морская часть синклинория испытывает длительное унаследованное погружение, продолжающееся и в настоящее время. Однако в связи с различной интенсивностью погружения в осевой части синклинория и на его крыльях, а также с особенностями гидродинамической обстановки, в пределах синклинория формируется несколько отличающихся друг от друга типов и форм рельефа.

В осевой части синклинория, к югу от устья р. Самура наблюдается наиболее интенсивное тектоническое погружение, некомпенсированное осадконакоплением, несмотря на значительный твердый сток р. Самура, достигающий 7 млн т в год. Некомпенсированное осадконакоплением погружение вызывает отступание берега в сторону суши и образование активного абразионного уступа. По-видимому, некоторую роль на данном участке играет наличие сильного течения, удаляющего тонкий материал, доставляемый реками. Быстрым погружением и удалением материала можно объяснить существование на этой акватории затопленных террас. В противном случае последние или были бы уничтожены абразией (при отсутствии погружения), или же были бы погребены под толщей осадков.

Как к северу, так и к югу от этого участка, т. е. на крыльях синклинория характер берега меняется. По мере удаления от осевой части к югу активный клифф сначала замещается отмершим, а затем и совсем исчезает, сменяясь аккумулятивным берегом с широким пляжем и современной террасой, ограниченной полосой дюнных образований. Точно так же на северном крыле синклинория, севернее дельты р. Самура, берег вплоть до р. Рубас-чай имеет аккумулятивный характер. Таким образом, на крыльях синклинория, где интенсивность погружения ослабевает, выносимый реками материал полностью компенсирует погружение. В связи с этим здесь формируются аккумулятивные берега. Волны успевают выработать пологий профиль равновесия с подводными валами и барами, характерными для данного района.

ПРИКАСПИЙСКО-ПРИАПШЕРОНСКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН

Прикаспийско-Приапшеронский район приурочен к юго-восточному продолжению в море мегантиклинория Большого Кавказа. Последний подразделяется на структуры второго порядка — антиклинории и синклинории, которые осложняются структурами третьего порядка — брахиантиклиналями и синклиналями. Сложность геологического строения определяет и сложность рельефа.

Береговая линия в Прикаспийском подрайоне, следуя почти параллельно основным тектоническим структурам, имеет простые очертания. Только площадь Килязинской косы выдается в море в виде полуострова простых очертаний. В Приапшеронском подрайоне береговая линия сечет основные тектонические направления под большим углом и в связи с этим имеет изрезанный контур. На продолжении сводовой части мегантиклинория Большого Кавказа лежит Апшеронский полуостров, вдающийся в море на 73 км.

В описываемом районе, как и в Дагестане, можно выделить предгорья с серией древнекаспийских террас, Приморскую равнину, простирающуюся до Апшеронского полуострова, полосу молодых террас и подводный склон.

Рельеф предгорий характеризуется значительным расчленением. Абсолютные отметки колеблются от 10 до 900 м. Наивысшая точка предгорий в исследованном районе — гора Бегим-даг — имеет отметку 935.4 м. Другие горные вершины предгорий, расположенные вблизи побережья, имеют меньшие отметки (гора Карасиазань — 611.2 м, гора Товсун — 447.8 м, гора Бешбармак — 549.9 м, гора Куркачидаг — 521.4 м и др.).

Рельеф предгорий в целом характеризуется сочетанием сильно расчлененных невысоких гор, холмов и гряд, вершины которых, как правило, имеют сглаженные очертания, а иногда представляют собой остатки террасовых поверхностей. Относительные колебания высот достигают 300—400 м, а иногда и более.

Древнекаспийские террасы

Склоны предгорных возвышенностей, обращенные в сторону моря, террасированы. Морские террасы хазарского возраста заходят в расширенные долины рек. Это свидетельствует о том, что основное расчленение рельефа предшествовало хазарской трансгрессии. Склоны речных долин также осложнены речными террасами.

По нашим наблюдениям, в Прикаспийском районе отмечается 11 древнекаспийских террас, а на Апшеронском полуострове зафиксировано 13 террасовых поверхностей этого возраста.

Террасы бакинского возраста. К террасовым поверхностям бакинского возраста мы относим выравненную поверхность в районе горы Карасиазань, где на распаханных площадях наблюдается большое количество идеально окатанных галек и валунов, размером от 1—10 до 20—25 см. С поверхности этой террасы в некоторых пунктах были собраны обломки раковин *Didacna*. Наличие обломков *Didacna* в разных пунктах террасы несомненно свидетельствует о том, что галечники, а следовательно, и сама выравненная поверхность образовались в результате деятельности моря.

Террасовая поверхность в районе горы Карасиазань в значительной степени видоизменена эрозией, поэтому отметки здесь колеблются от 535 (507) до 639.2 (611.2) м. Обломки фауны обнаружены на отметках 545 (517) м, а отдельные хорошо окатанные валуны встречены на выравненной вершине горы Карасиазань. Таким образом можно считать дока-

занным, что морские отложения подняты здесь на отметку 640 (612) м. Поскольку эта терраса располагается значительно выше палеонтологически охарактеризованных террас хазарского возраста, мы считаем возможным предположительно отнести ее к бакинскому времени.

К востоку и юго-западу от кочевки Кулулу нами описаны ровные поверхности, покрытые суглинками, среди которых имеются выходы дочетвертичных пород. На этих поверхностях сохранились россыпи и отдельные хорошо окатанные гальки, аналогичные вышеописанным. Учитывая, что эти поверхности расположены на склонах, обращенных к морю, мы склонны также рассматривать их как морские террасы.

Выравненные поверхности с покровом галечников отмечаются в районе сел. Хандаг на высоте 780 м, а в междуречье рр. Дибрар-чай и Эрзикашчай даже на отметке 900 м. Возможно, что эти террасы также относятся к бакинскому времени, хотя не исключена возможность, что они сформированы еще в апшеронский век. Исходя из того, что в районе банки Макарова мощность четвертичных отложений достигает 1700 м, а все отмеченные высоко приподнятые террасы являются цокольными с маломощным покровом морских осадков, мы считаем, что амплитуда дифференцированных тектонических движений за четвертичный период в данном районе достигла 2300—2500 м.

Хазарские террасы. Они отмечаются на различных абсолютных отметках от 80 до 385 м. Так, на правом берегу р. Туг-чай сохранился останец с плоской вершиной, покрытой галечниками, залегающими на высоте 413.8 (385.8) м, такие же останцы имеются к югу от р. Гяды-су и т. д. Кроме того, отмечаются выравненные поверхности с галечниками на отметках 300—350 м и террасы высотой 180(152)—240(212) м, сохранившиеся в виде узких площадок и эрозионных останцев к югу от долины р. Туг-чай, а также севернее горы Куркачидаг, между сел. Гермиян и р. Гяды-су. Более низкая терраса, закраина которой находится на высоте 130—167 м сохранилась очень хорошо и имеет широкое распространение. Такое колебание высотного положения закраины этой террасы, вероятно, нужно относить за счет ее деформации. Непосредственно к северу от р. Туг-чай в ложках, прорезающих эту террасу, из галечников была собрана фауна. По определению Е. Х. Гейвандовой, здесь встречены: *Didacna surachanica* Nal., *D. nalivkini* Wass., *Dreissena pontocaspia* (Andrus.), *D. polymorpha* (Pall.), *Micromelania caspia* Eichw.

Комплекс фауны позволяет уверенно отнести отложения этой террасы к хазарскому, по-видимому, верхнехазарскому возрасту. Из этой же террасы к северу от сел. Сиазань (высота 110—160 м) нами собрана фауна: *Didacna* sp., *Dreissena* ex gr. *rostriformis* (Desh.), *D. polymorpha* (Pall.), *D. pontocaspia* (Andrus.). Б. Г. Векилову (1956) удалось обнаружить хазарскую фауну в террасе высотой 108(80)—128(100) м по профилю, проведенному севернее ст. Килязи.

Хвалынские террасы. В Прикаспийском районе нами проведено несколько профилей, на которых хорошо фиксируются закраины террас на высотах 83(55), 64(36), 47(19), 18(—10) м. Последние две мы относим к верхнехвалынскому возрасту. Они образуют собственно Приморскую равнину, ширина которой в районе сел. Советабад и разъезда Ситалчай достигает 10—10.5 км. К северу равнина суживается, составляя 6 км около горы Бешбармак. Верхнехвалынская терраса хорошо охарактеризована фауной, которая была собрана во многих пунктах.

Хвалынские террасы в большинстве случаев отделяются от вышележащих террас резко выраженными уступами.

Новейшая сводка по террасам Апшеронского полуострова дана в работах Н. Ш. Ширинова (1959а, 1959б). Он выделяет три позднехвалынские террасы: 12 (—16), 18(—10) и 28(0) м; три раннехвалынские: 38—48(10—

20), 48—53(20—25), 68—73(40—45) м две позднехазарские: 88(60) и 103—108 (75—80) м; и пять раннехазарских террас: 138—153(110—125), 168—178(140—150), 208—228(180—200), 248—258(220—280), 288—338(260—310) м. Вслед за П. В. Федоровым (1957) он считает, что террасы бакинского возраста здесь размыты.

Прибрежная часть суши

Начиная от мыса Амия береговая линия протягивается параллельно третичной моноклинали, отделенной от Бешбармакской антиклинали нарушением.

Современная терраса (высотой 2—2.5 м) и подводный склон характеризуются многочисленными выходами майкопских и миоценовых пород, между которыми поверхность покрыта маломощными современными отложениями, представленными ракушей. В то же время вдоль береговой линии протягивается широкий песчаный пляж, на котором только кое-где наблюдаются гряды, сложенные дочетвертичными породами. Следовательно, берег носит черты как абразионного, так и аккумулятивного типа, в связи с чем мы называем его абразионно-аккумулятивным. Подобный тип берега, как мы знаем, местами характерен для Дагестанского побережья и наблюдается на некоторых участках Апшеронского полуострова.

Обнажения дочетвертичных пород на подводном склоне и современной террасе, например на Чандагарском пляже (к югу от мыса Амия), свидетельствуют о разрушении и сносе материала в результате тектонического поднятия данного участка. Наличие же широкого пляжа, по-видимому, объясняется, во-первых, тем, что подводный склон в целом имеет здесь пологий уклон, и во-вторых, недавним снижением уровня моря. Продолжающееся поднятие при регрессии моря вызывает в прибрежной части уменьшение глубин, что в свою очередь определяет усиленную деформацию волн, в результате которой при общем пологом склоне рыхлый материал (ракуша) начинает перемещаться к берегу, где и формируется широкий пляж.

Современная терраса вместе с пляжем достигает ширины от 300 до 500 м. Со стороны берега она ограничена уступом новокаспийской террасы, ракушечные отложения которой перевеяны в дюны.

Дюны осложняют местами также современную террасу и особенно значительно развиты около мыса Амия, где они кое-где перекрывают даже уступ хвалынской террасы, образующий этот мыс. Последний в настоящее время отделяется от моря широким пляжем, поэтому в очертаниях берега не выражен. Название же мыса сохранилось с того времени, когда уровень моря был выше современного (с 1805 г.).

На участке между Бешбармакской антиклиналью и Тугчайской складкой (между рыбными промыслами Зарат и Килязи) берег приурочен к северо-восточному крылу седла, разделяющего эти складки. В соответствии с этим, наблюдается неглубоко вдающийся в сушу залив. Берег носит аккумулятивный характер, с широким пляжем, осложненным береговыми валами, широкими современной и новокаспийской террасами.

Далее на юго-восток береговая линия срезает северо-восточное крыло Тугчайской складки, в соответствии с очертаниями которого берег несколько вдается в море (рис. 50). Вдоль берега на широком ракушечном пляже и на поверхности современной террасы вновь появляются выходы пород неогенового, палеогенового и мелового возраста. Новейшая терраса с юго-востока по-прежнему ограничивается перевеянными новокаспийскими отложениями. Берег здесь следует рассматривать как абразионно-аккумулятивный.

Между Тугчайской и Советабадской складками вновь наблюдается неглубоко вдающийся в сушу залив, приуроченный к северо-восточному крылу седла, разделяющего указанные складки (рис. 52), благодаря чему берег приобретает аккумулятивный характер.

В районе Килязинской косы береговая линия повторяет очертания северо-восточного крыла Советабадской складки и имеет ярко выраженный абразионный характер, хотя высокие абразионные обрывы отсутствуют. В пределах широкой новейшей террасы всюду обнажаются нижне- и верхнемеловые породы, образующие невысокие грядки и отдельные камни, наряду с которыми широко развиты дюнные образования.

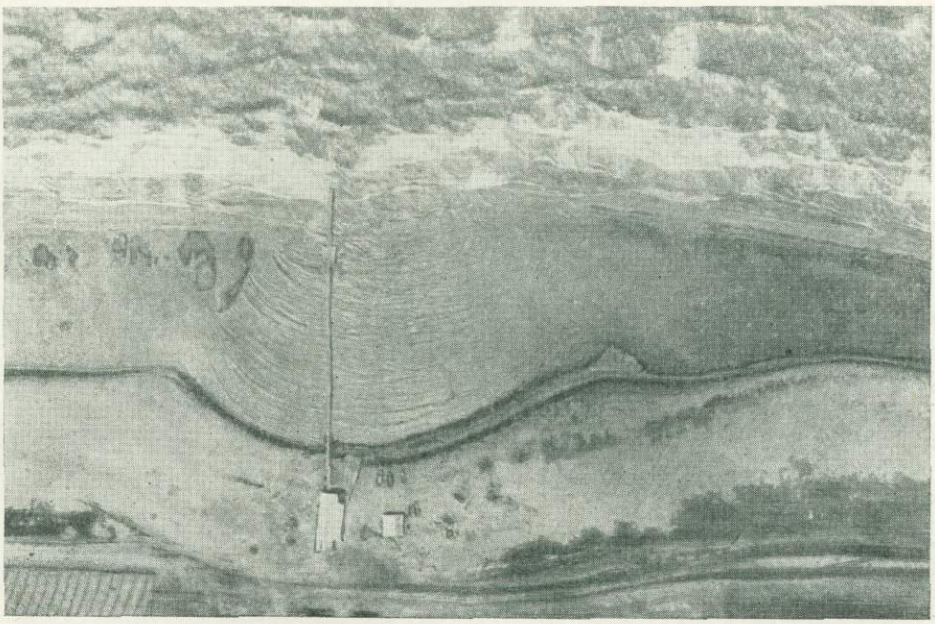


Рис. 112. Аэроснимок, на котором видны дифракционные волны. М. 1 : 4000.

Наличие многочисленных поперечных разломов (рис. 54), по которым приведены в соприкосновение породы различной устойчивости к абразии, определило своеобразный ступенчатый характер береговой линии. К этим линиям дизъюнктивных нарушений приурочены небольшие полуокруглые бухточки (рис. 54), имеющие в плане вид сектора правильного круга радиусом в 450—100 м. Эти бухточки, по мнению З. И. Гурьевой (1958а), образовались под действием дифракционных волн, возникающих вдоль линий разломов в устойчивых к разрушению породах килязинского флиша (верхний мел). Как видно на рис. 112, волны, подходя к грядам, расположенным в море, затухают. В связи с наличием пролива между грядами, приуроченного к разлому, возникают дифракционные волны в виде правильных дуг, которые и обусловливают размыв юнусдагских (верхний мел) глин, подстилающих породы килязинского флиша. Во время волнения между грядами и берегом уровень воды вследствие нагона повышается, благодаря чему возникает донное течение, которое через пролив в грядах выносит размытый материал в море. Бухточки обычно окружены серией невысоких береговых валов также полуокруглой формы (рис. 113).

К югу от мыса Килязинской косы, в пределах Апшеронского полуострова, в общих чертах сохраняется уже отмеченная закономерность, выражающаяся в том, что бухты обычно приурочены к синклиналям и

развиваются по аккумулятивному типу берега, а мысы — к антиклиналям. Последние характеризуются абразионными формами рельефа и, как правило, сложены устойчивыми к абразии породами, каковыми в данном районе являются апшеронские известняки.

Н. Ш. Ширинов обратил внимание на тот факт, что современные береговые линии и формы рельефа повторяют береговые линии новокаспийского, верхнехвалынского и более древних времен. Это обстоятельство несомненно указывает на ведущую роль в формировании побережья современных тектонических движений, унаследованно развивающихся в течение длительного отрезка геологического времени.

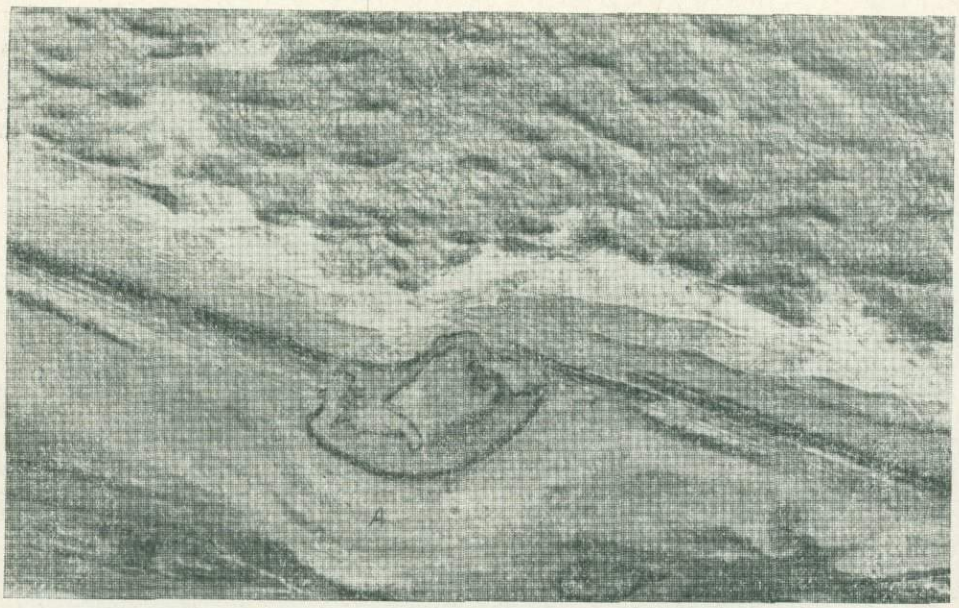


Рис. 113. Аэроснимок полукруглой бухточки, окруженной береговыми валами (*A*). М. 1 : 3400.

К югу от Килязинской косы распространены преимущественно глинистые породы миоцена и плиоцена, менее устойчивые к разрушению по сравнению с килязинским флишем, что и определяет наличие обширной бухты между Килязинской косой и мысом Сарыгая-Баши.

В пределах Советабадской синклинали (рис. 114) берег носит аккумулятивный характер, с широким пляжем и новейшей террасой (*A*), ограниченной с востока перевеянными береговыми валами новокаспийского времени (*Б*), за которыми местами прослеживается четко выраженный уступ и поверхность хвалынской террасы (*В*).

Напротив о. Яшмы и подводных гряд к юго-востоку от него, блокирующих берег от волн открытого моря, возникает клинообразный, выдающийся в море аккумулятивный выступ (рис. 115). В пределах новейшей террасы этого участка побережья наблюдаются две небольшие грязевые сальзы с постоянным выделением воды и газа, лежащие на линии дизъюнктивного нарушения, простирающейся от о. Яшмы к Советабадской складке (рис. 116).

При пересечении береговой линией моря Яшминской антиклинали, несмотря на аккумулятивный характер берега, вдоль уреза воды местами наблюдаются выходы меотических и чокракско-спириалисовых доломитов, продолжающихся в море в виде подводных гряд.

Начиная от горы Кара-Тапа к югу протягивается отмерший абразионный уступ, приуроченный к разлому, осложняющему юго-восточную периклиналь Куркачидагской складки. Между уступом и берегом располагается новейшая терраса и широкий пляж, на поверхности которых среди ракушечных отложений кое-где обнажаются меотические породы. Под-

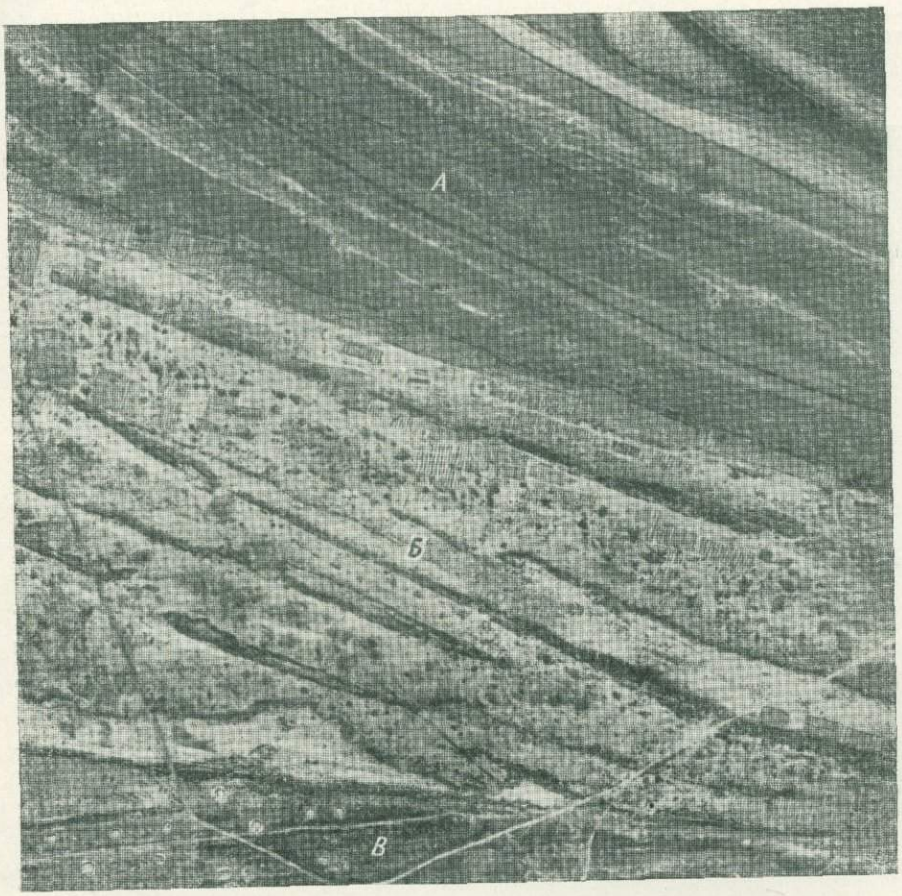


Рис. 114. Аэроснимок прибрежной полосы к югу от Килязинской косы. М. 1 : 11 400.

водный склон здесь характеризуется наличием широкого бенча. Таким образом, этот участок берега носит абразионно-аккумулятивный характер.

Между Куркачидагской складкой и складкой Сарыгая-Баши, т. е. на участке синклинали, разделяющей эти складки, берег типично аккумулятивный, с широким развитием дюнных образований и отсутствием выходов дочетвертичных пород.

На мысе Сарыгая-Баши, приуроченном к складке того же названия, наблюдается отмерший абразионный уступ высотой до 8—10 м, отделенный от моря широкой новейшей террасой, в основном сложенной песками, среди которых обнажаются диатомовые сланцы и мергели.

От мыса Сарыгая-Баши и до мыса Безымянного (Куртлар) простирается широкая Джоратская бухта с выравненным аккумулятивным берегом. Бухта приурочена к синклинали, отделяющей Сарыгаябашинскую складку от Фатьмаинской антиклинали. За современным пляжем здесь

располагается широкая новейшая терраса, высотой 2(—26) м, терраса 1805 г., высотой в 4(—24) м и серия иногда перевеянных береговых валов новокаспийского возраста, ограниченных уступом к поверхности хвалынской террасы. Новокаспийские отложения у подножия этого уступа находятся на высоте 10(—18) м, т. е. на 3 м выше нормального уровня этой трансгрессии. Древнекаспийские террасы на этом участке имеют высоты в 18(—10), 38(10), 43(15), 78(50) и 118(90) м. В прибрежной полосе выходы дочетвертичных пород отсутствуют, что свидетельствует об *аккумулятивном развитии берега*.

Рис. 115. Клинообразный аккумулятивный подводный выступ к югу от Килязинской косы. М. 1 : 11 400.

Мыс Безымянный (Куртлар) образован северо-западной периклиналью Фатьмаинской антиклинали. Здесь над относительно широкой новейшей террасой возвышается хорошо выраженный, ныне отмерший клифф высотой 18 м, сложенный породами продуктивной толщи. На новейшей террасе среди песка и ракуши обнажаются песчаники продуктивной толщи. Выходы их также наблюдаются и на подводном склоне. Несмотря на наличие широкой новейшей террасы, берег у мыса Безымянный следует относить к абразионному типу, о чем свидетельствуют многочисленные выходы дочетвертичных пород как в полосе пляжа, так и на подводном склоне.

Восточнее мыса Безымянного и до мыса Калагя, там где берег образован Сумгаитской морской синклиналью, переходящей в северное крыло Кюрдаханского выступа, располагается обширная (до 16 км) Пиршагинская бухта. Берег на всем протяжении этой бухты аккумулятивный, с широким пляжем и новейшей террасой. Выходы дочетвертичных пород отсутствуют. Кое-где сохранилась терраса высокого стояния уровня Каспия в 1805 г. Уступ новокаспийской террасы, которая здесь подни-

мается над уровнем Каспия на 10(—18) м, выражен очень четко. Широкая поверхность этой террасы перевеяна в дюны.

В районе мыса Калагя берег абразионный, а восточнее вплоть до мыса Бильгя (мыс Амбуранский) побережье носит абразионно-аккумулятивный характер с отмершими клиффами, сложенными апшеронскими известняками и отделенными от современной береговой линии новейшей террасой с береговыми валами. На абразионной террасе мыса Калагя на высоте 16(—12) м в маломощных частично перевеянных отложениях, представленных битой ракушей, нами были обнаружены створки *Cardium edule* L.

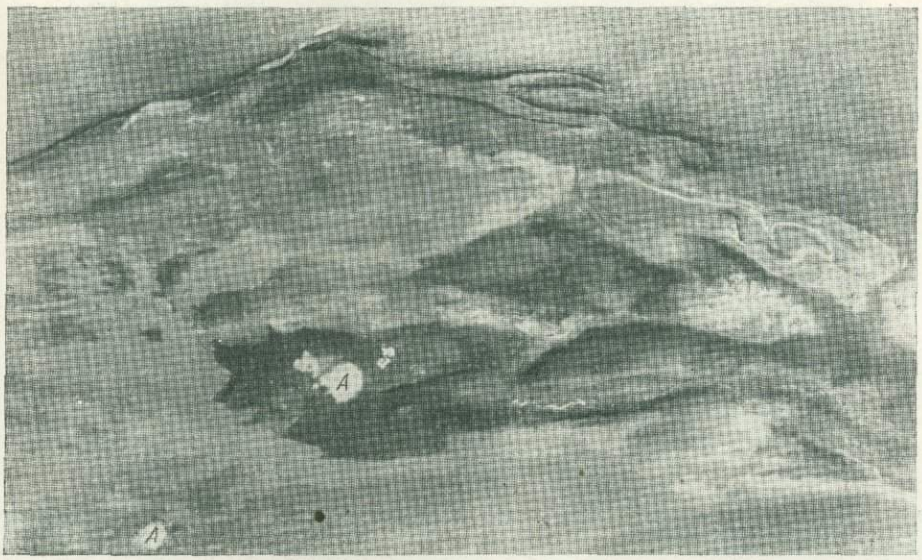


Рис. 116. Две грязевые сальзы (*A*) на поверхности новейшей террасы в районе Килязинской косы. М. 1 : 12 500.

От мыса Бильгя (мыс Амбуранского) до мыса Гюргяны берег снова приобретает абразионный характер, хотя местами наблюдается сочетание широких пляжей, как например на Мардакянском побережье, с многочисленными выходами на подводном склоне апшеронских известняков и реже песчаников продуктивной толщи. В районе мыса Шоулан хорошо выражен активный клифф с хаотическими нагромождениями у его подножья прямо в море огромных глыб апшеронских известняков.

Одной из интересных особенностей апшеронских известняков, обнажающихся вблизи береговой линии, является наличие на их поверхностях многочисленных котлов, ниш и желобов вымывания, характерных и для других участков Приапшеронского района, сложенных апшеронскими известняками. Поверхность известняков приобретает подобие гигантских пчелиных сот (рис. 117). Иногда котлы вымывания достигают значительных размеров и состоят из нескольких камер (рис. 118).

Возникновение подобных котлов обусловлено главным образом механическим воздействием валунов и галек на известняки в зоне заплеска волн. На дне котлов часто наблюдаются хорошо окатанные гальки (рис. 119). Кроме того, некоторую роль в формировании котлов несомненно играет и растворяющее действие морской воды. Местами на дне и стенках котлов сохраняется корочка соли, возникающая благодаря испарению воды, заполняющей котлы после заплеска волн (рис. 120).

Береговая линия северо-восточной части Апшеронского полуострова последовательно срезает Мардакянское морское поднятие, южные крылья Шоуланской и Шувелянской брахиантиклиналей, а также юго-запад-

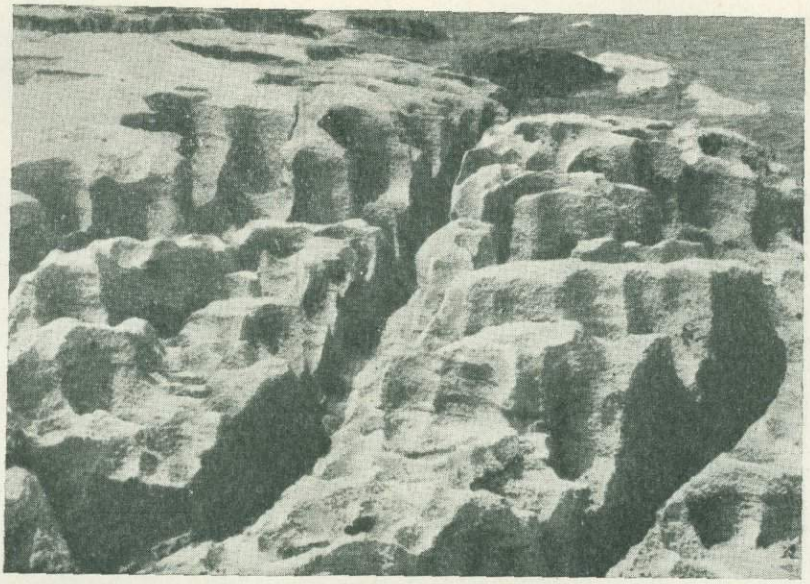


Рис. 117. Котлы и борозды вымывания в апшеронских известняках.

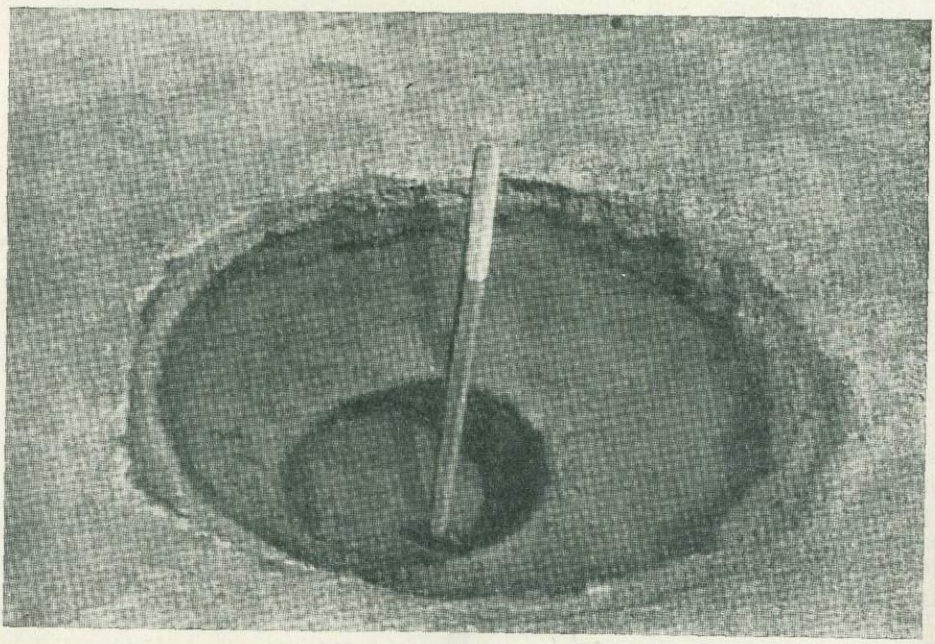


Рис. 118. Котел вымывания с двумя камерами.

ные крылья Южной складки о. Артема и Гюргянского морского поднятия. Благодаря этому она отличается заметной изрезанностью, причем мысы, как правило, образованы выходами апшеронских пород. Повсеместно про-

слеживаются уступы террас (древние клиффы) на высотах 8(—20), 28(0), 43(15), 48(20) м.

Самая юго-восточная часть Апшеронского полуострова представляет грандиозную аккумулятивную косу известную под названием Шаховой косы, формирование которой началось еще в период максимума новокаспийской трансгрессии. Длина косы достигает 11 км. В пределах ее, кроме основной поверхности, перевеянной в кучевые пески, ныне полузакрепленные растительностью, наблюдается терраса 1805 г. и более молодые террасы.

Новокаспийская терраса, с перевеянными в дюны ракушечными песками имеет широкое развитие в восточной части полуострова, к югу и

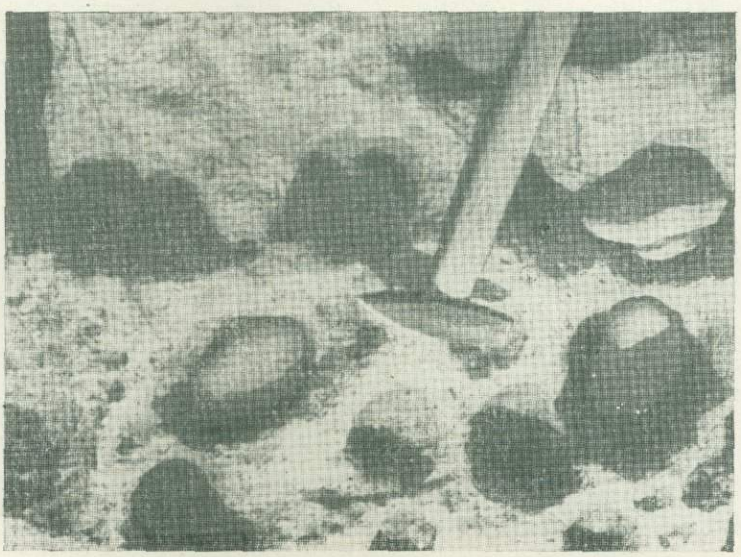


Рис. 119. Галька, сохранившаяся в котлах вымывания.

западу от мыса Гюргяны. Она отделяется четким уступом от более молодой террасы.

Южное побережье Апшеронского полуострова нами не исследовалось. Согласно данным Н. Ш. Ширинова (1959а, 1959в), к западу от Шаховой косы простирается аккумулятивный берег с широкой новейшей террасой, ограниченной еще более широкой новокаспийской террасой. Вблизи береговой линии прослеживаются перевеянные береговые валы. Аккумулятивный берег кончается в 9 км к востоку от мыса Гоусан. На этом участке береговая линия срезает Восточно-Апшеронскую синклиналь.

Далее на запад и юго-запад, вплоть до мыса Сангачал, по Н. Ш. Ширинову, имеет место абразионно-аккумулятивный бухтовый берег с вторичным расчленением. На этом участке береговая линия пересекает Бина-Гоусанскую синклиналь, Сураханы-Карачухур-Зыхскую антиклиналь, Бакинскую синклиналь, Биби-Эйбатскую антиклиналь, Локбатанскую складку и, наконец, Джейранкечмесский синклинорий. Вблизи мыса Гоусан берег абразионный с активным клиффом и изрезанной береговой линией. Здесь обнажаются апшеронские известняки, падающие под углом 12—14° к северу, т. е. в сторону суши. Далее на запад берег аккумулятивный. На мысе Султан он вновь принимает абразионный характер с древним и современным клиффами, с обнажающимися апшеронскими известняками, слагающими восточное крыло Бакинской синклинали.

В западной части полуострова наблюдается чередование скалистых мысов и полукольцевых бухт. И. М. Коновалов (1960) связывает происхождение этих бухт с оползневыми и обвальными явлениями, происходящими в условиях преобладающей тенденции берега к поднятию, что способствует усилению абразионной деятельности моря. Н. Ш. Ширинов оспаривает такое объяснение и считает, что оползни и обвалы играют второстепенную роль, а очертания берега связаны в основном с геологическим строением, вещественным составом пород и их залеганием. Он отмечает также,

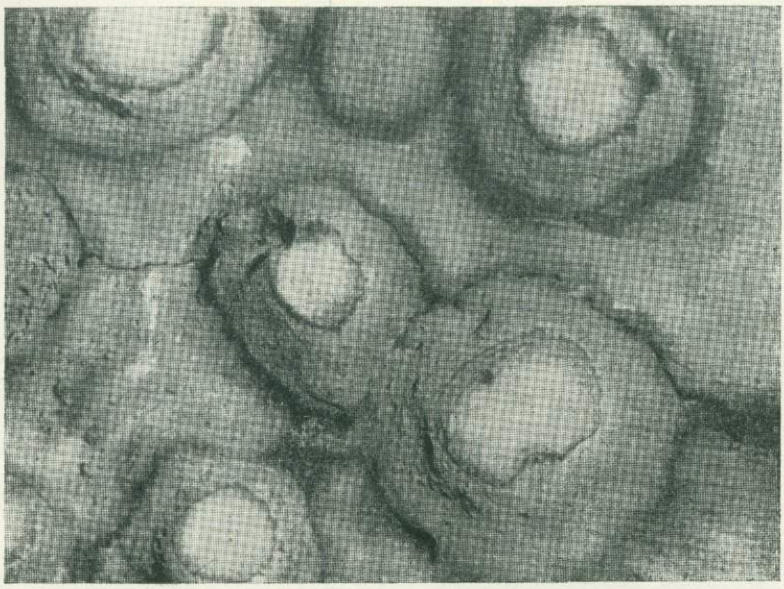


Рис. 120. Корочка соли в котлах вымывания.

что бухты развиваются в тех участках, где берег испытывает погружение. Бакинская бухта приурочена к юго-восточной части синклинали, а мысы, ее ограничивающие, — к твердым известнякам, слагающим крылья антиклиналей. Активные абразионные уступы на этом участке наблюдаются у мыса Шихов, мыса Пута и мыса Сангачал.

Подводный склон

Рельеф подводного склона Прикаспийско-Приапшеронского района резко отличается от рельефа рядом расположенных Кусаро-Дивичинского и Джейранкечмесского районов. Он характеризуется значительной пересеченностью и широким развитием скульптурных форм, представленных скалистыми банками, подводными грядами, отдельными камнями и т. п. Кроме того, наблюдаются многочисленные надводные камни, гряды и острова, часть которых образует Апшеронский архипелаг. Положительные формы рельефа, как правило, приурочены к антиклинальным структурам. Реже отмечаются скалистые банки, слагающие крылья синклиналей. Выравненный рельеф обычно приурочен к синклиналям или синклинальным поясам, часто сложенным с поверхности современными осадками, как правило, незначительной мощности. Рельеф носит ярко выраженный абразионный характер и зависит от геологического строения и вещественного состава обнажающихся дочетвертичных пород. В этом районе имеется несколько подводных грязевых вулканов, время от вре-

мени извергающих сопочную брекчию, в результате чего появляются острова, которые впоследствии быстро размываются и исчезают.

В целом район приурочен к широкому мелководью, западной части Апшеронского порога. Изобата в 100 м на севере, напротив мыса Амия, располагается на расстоянии 42—43 км от берега, а в районе Апшеронского полуострова удалена на 57—58 км. Почти параллельно ей простирается изобата в 50 м. Глубины в 20—35 м, ограничивающие собственно подводный склон, также значительно удалены от береговой линии. В районе мыса Амия изобата в 20 м проходит в 9 км, а глубина до 30 м отмечается в 12 км от берега. К северу от Пиршагинской бухты эти же глубины располагаются в 24—26 км от береговой линии, а в сторону Нефтяных Камней они прослеживаются на протяжении 50 км от Апшеронского полуострова.

В пределах акватории Прикаспийско-Приапшеронского района можно выделить четыре участка, несколько отличающихся друг от друга характером рельефа, но в то же время имеющих много сходных черт. На севере района от мыса Амия до мыса Безымянного (Куртлар) протягивается относительно широкая полоса скульптурно-грядового рельефа, сменяемого дальше от берега аккумулятивной равниной. Восточнее мыса Безымянного и до мыса Шоулан на морском дне отмечаются многочисленные банки, но отсутствуют более или менее крупные острова. Еще восточнее располагается Апшеронский архипелаг с многочисленными иногда крупными островами. Наконец, в особый участок следует выделить акваторию, непосредственно примыкающую с юга к Апшеронскому полуострову.

Акватория от мыса Амия до мыса Безымянного (Куртлар)

В прибрежной полосе этого участка, шириной от 5 до 9 км, распространен абразионный рельеф, представленный скульптурными грядами, прослеживающимися вдоль берега на протяжении многих километров.

В северной части грядовый рельеф приурочен к Третичной моноклинали. Устойчивые к разрушению пласты, слагающие эту моноклиналь, образуют многочисленные подводные гряды, относительной высотой до 4—5 м.

Наиболее высокие и протяженные подводные гряды приурочены к выходам на дне апшеронских известняков. Эти же известняки образуют три группы небольших островков или точнее крупных надводных камней. В 1.5 км от берега напротив р. Кеш располагается каменистый островок — Ближний Камень, возвышающийся над уровнем моря на 6 м (рис. 121). Две другие группы островков — Дальний Камень и Средний Камень — приурочены к поднимающимся под водой участкам наиболее резко выраженной подводной гряды апшеронских известняков, удаленной от берега на 5—6 км. Дальний Камень состоит из трех островков, возвышающихся на 2—2.5 м над уровнем воды Каспия. Средний Камень также состоит из трех каменистых островков, разделенных проливом в 20 м шириной. Камни возвышаются на 5—7 м над поверхностью воды. Северо-восточные склоны их пологие (15—25°), а юго-западные — крутые и изобилуют кавернами и нишами (рис. 122). Глубины в районе этих камней достигают 17—18 м, следовательно, островки возвышаются над дном на 24—25 м.

Южнее моноклинали, где подводный склон приурочен к северо-восточным крыльям Тугчайской и Советабадской складок, также наблюдается грядовый рельеф, очерчивающий вышеупомянутые складки и разделяющий их седло. Гряды простираются параллельно береговой линии, которая, срезая крылья складок, вдается в море в виде широких мысов, а в пределах седла образует обширную бухту. Ширина полосы абразион-

ного рельефа здесь изменяется от 5 до 9 км. На этом пространстве на эхолотограммах отмечается от 5 до 15 крупных гряд. Высота гряд колеблется от 3—4 до 10 м, с глубинами над гребнями от 3 до 6 м. Глубины между грядами в среднем составляют 6—7 м, а местами увеличиваются до 13—14 м. Грядовый рельеф простирается до глубин 17—18 м (рис. 123).

Местами гряды возвышаются над поверхностью моря в виде отдельных, чаще удлиненной формы камней. Такие камни имеются в 2 км от берега напротив устья р. Туг-чай. Цепочка удлиненных камней, сложенных верхнемеловыми известняками, прослеживается с небольшими перерывами почти вдоль всего побережья Килязинской косы. Здесь же, на рас-

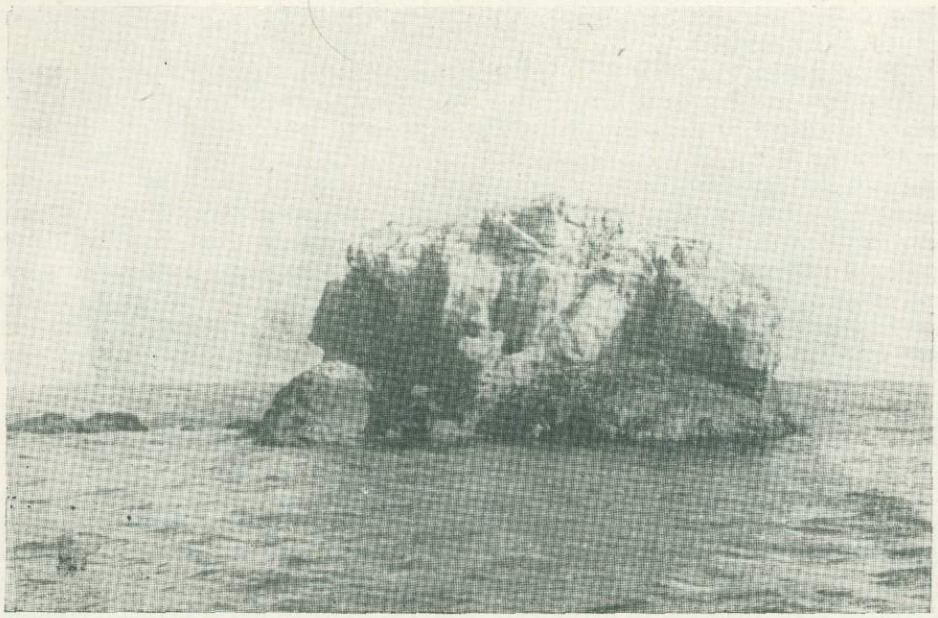


Рис. 121. Остров Ближний Камень.

стоянии 1—3 км от берега в море видны едва поднимающиеся над водой камни, сложенные песчаниками продуктивной толщи.

За полосой гряд выходы дочетвертичных пород исчезают и рельеф становится выравненным. Напротив ст. Килязи в 11.5 км от берега установлен отчетливо выраженный уступ, высотой до 4 м, с подошвой его на глубине 30 м. Наличие этого уступа дает основание считать, что в этом месте сохранилась затопленная древняя береговая линия.

Из более или менее крупных островов этой акватории следует отметить о. Яшму, расположенный в 3 км к юго-востоку от мыса Килязинской косы. Этот остров сложен песчаниками продуктивной толщи и диатомовыми сланцами, на большей части площади перекрытыми ракушей, образующей береговые валы. Он возвышается всего на 1.5—2 м над уровнем современного моря и в недавнем прошлом был под водой. Блокируя берег, остров вызывает образование подводных пересыпей.

Абразионный рельеф подводного склона наблюдается и юго-западнее, где на морском дне обнажаются главным образом диатомовые сланцы и породы продуктивной толщи. Относительная высота гряд здесь достигает 1.5—2 м.

Полоса грядового рельефа прерывается на участке около ст. Насосной. Здесь подводный склон, как и берег, имеет аккумулятивный характер

с постепенным нарастанием глубин и выработанным аккумулятивным профилем равновесия. Эта равнина волнового поля в геолого-структурном отношении приурочена к синклинали между Куркачидагской и Сарыгаябашинской складками.

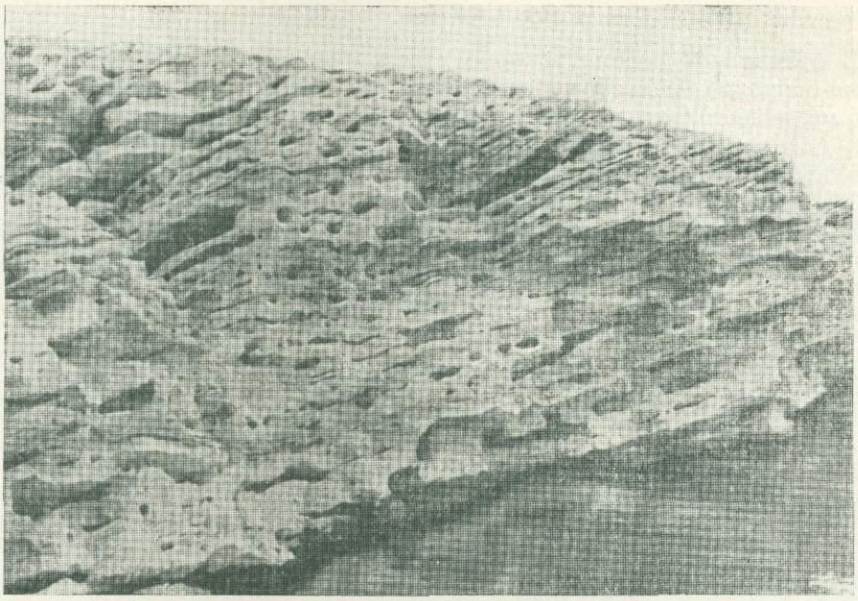


Рис. 122. Крутой склон о. Средний Камень.

Абразионный грядовый рельеф вновь появляется около мыса Сарыгая-Баши, где морское дно приурочено к Сарыгаябашинской (Сумгаитской) складке. Отсюда грядовый рельеф прослеживается по дну почти вплоть до сел. Джорат, к востоку от которого подводный склон представлен равниной волнового поля, образовавшейся в синклинали, отделяю-

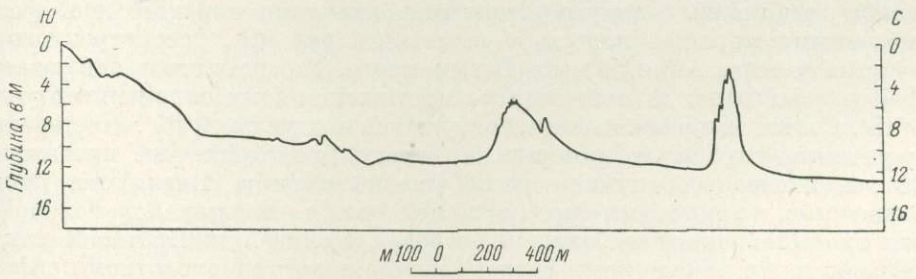


Рис. 123. Эхограмма подводных гряд в районе Килязинской косы.

щей складку Сарыгая-Баши от периклинальной части Фатьмаинской антиклинали.

У мыса Безымянного (Куртлар) аккумулятивная равнина сменяется скульптурно-грядовым рельефом, приуроченным к песчаникам, слагающим северо-западную периклиналь Фатьмаинской складки. За рассмотренной полосой грядового рельефа в сторону открытого моря располагается равнина волнового поля, характеризующаяся постепенным нарастанием глубин и сменой ракушечных и ракушечно-илистых отложений

илами. Еще дальше в море простирается равнина неволновой аккумуляции, сложенная илистыми отложениями. Эта равнина прослежена нами до глубин 40 м.

Акватория преимущественного развития банок

В отличие от рассмотренного участка на данной акватории скульптурно-грядовый рельеф чередуется с аккумулятивной равниной волнового поля не только в прибрежной полосе, но и вдали от береговой линии, где наблюдается ряд скалистых банок. Так, например, банка с небольшим островком Камни Два Брата находится в 20 км от берега, банка Цюрупы в 12 км, банка Апшеронская в 22—23 км и т. д.

К востоку от меридиана мыса Безымянного (Куртлар) рельеф прибрежной части акватории представлен аккумулятивной равниной волнового

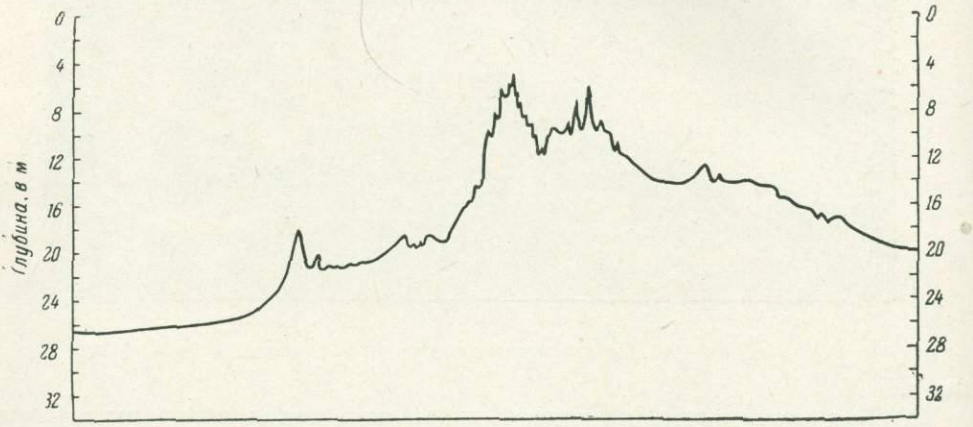


Рис. 124. Эхолотный профиль к западу от о. Камни Два Брата. М. 1 : 9000.

поля с медленным и постепенным нарастанием глубин. Эта равнина приурочена к морской Сумгаитской синклинали и простирается на северо-запад, соединяясь с аккумулятивными равнинами морского дна, расположенными мористее полосы абразионного рельефа, рассмотренного на участке от мыса Амия до мыса Безымянного. У берега здесь наблюдается 3 береговых вала, за которыми на протяжении 1 км склон имеет уклон 0°15′, а затем выполаживается, погружаясь под углом 0°05′. Постепенное нарастание глубин по нормали к берегу происходит на протяжении 19 км, после чего глубины резко уменьшаются и появляются гряды, сложенные песчаниками продуктивной толщи. Возвышаясь над водой, эти гряды образуют небольшой островок Камни Два Брата. Характер рельефа дна в районе этого острова можно видеть на эхолотном профиле, проведенном примерно в 200 м к западу от него (рис. 124). Как видно на этом профиле, колебание подводного рельефа здесь достигает 22 м, а высота отдельных гряд доходит до 15 м. Подошва абразионных гряд находится на глубине 26 м. Очевидно, современная абразия в данном пункте распространяется до этой глубины.

Сам остров Камни Два Брата представляет вытянутую с северо-запада на юго-восток гряду, разделенную узким проливом. Длина гряды вместе с проливом около 80 м, при ширине 10 м и высоте 3—4 м. Она сложена песчаниками среднего отдела продуктивной толщи и располагается на юго-западном крыле складки. Гряда асимметрична с пологим склоном, обращенным к берегу. Банка, являющаяся цоколем острова, оконтурена

изобатой в 10 м, в пределах которой также наблюдаются выходы коренных пород. Она вытянута почти в субширотном направлении на протяжении 3 км. В пределах этой изобаты глубины резко меняются. Над отдельными камнями глубина моря уменьшается от 3 до 6 м. Изобата в 20 м оконтуривает повышение морского дна вокруг Камней Два Брата, вытянутое уже в субмеридиональном направлении. Это повышение сложено ракушей, аккумулировавшейся здесь, вследствие блокирующего влияния острова и его цоколя, создающих волновую тень от преобладающих северо-восточных ветров.

В целом же рельеф дна рассматриваемой акватории зависит от геологического строения и направленности тектонических движений, предопределивших формирование на площади морской Сумгаитской синклинали аккумулятивной равнины волнового поля, а на площади брахиантиклинали Камни Два Брата — абразионного рельефа, характеризующегося скульптурными формами.

В сторону открытого моря от Камней Два Брата рельеф дна снова выравнивается и глубины постепенно нарастают. Уклон дна достигает 0°13′. Выходы коренных пород в пределах этой части дна не обнаружены. Выравненная поверхность к северу от Камней Два Брата является зоной неволновой аккумуляции, приуроченной к участку моноклинального падения пород.

У мыса Калагя от берега в море, в перпендикулярном к нему направлении, отходит система подводных гряд (рис. 125). Этими грядами начинается ряд безымянных банок, сложенных апшеронскими известняками. В плане банки образуют почти правильное полукольцо, на востоке которого располагается банка Балахнина. Большинство банок, в том числе и банка Балахнина, оконтурены изобатой в 10 м. Некоторые банки четко выделяются только по изобате 20 м. Глубины над отдельными подводными грядами и камнями уменьшаются до 4—5 м. Цепь банок окружает впадину с наибольшей глубиной в 28 м. Детально эта впадина была изучена В. Ф. Соловьевым (1948ф), данные которого подтверждаются нашими работами. Описываемая впадина приурочена к Амбуранской синклинали, выполненной в центральной части древнекаспийскими отложениями, перекрытыми ракушей и илистыми осадками. На крыльях этой синклинали обнажаются апшеронские известняки, образующие упомянутые банки. Впадина вытянута в северо-западном направлении на 17 км, при максимальной ширине 11 км. Склоны банок, обращенные к центру впадины, пологие и совпадают с плоскостями падения пород; противоположные склоны их крутые. Банка Балахнина обрывается в сторону открытого моря уступом высотой в 11.5 м. Таким образом, в пределах Амбуранской синклинали наблюдается прямое соотношение рельефа и геологической структуры. Крутые внешние склоны банок, кроме того необходимо связывать с более интенсивной работой волн открытого моря.

Севернее банки Балахнина, в 10 км к северо-востоку от мыса Кегня-Бильгя (Амбуранского) располагается обширная банка Цюрупы, приуроченная к антиклинальной складке того же названия. Банка по изобате в 10 м вытянута с северо-запада на юго-восток на 9 км, при ширине 1.5 км. Рельеф банки пересеченный с отдельными грядами и подводными камнями, глубины над которыми уменьшаются до 5.4—6 м. Банка образована выходами песчаников продуктивной толщи, на поверхности которых наблюдаются каверны и ниши в десятки сантиметров глубиной. Образование их необходимо связывать с растворением известковистого цемента песчаников и абразионной деятельностью волн. Выраженность брахиантиклинальной структуры в рельефе и отсутствие четвертичных отложений в сводовой части банки могут свидетельствовать о том, что темп унаследованного тектонического роста антиклинали превосходит темп абразии.

Такое же соотношение геологической структуры с рельефом наблюдается и для банки Апшеронской, расположенной северо-восточнее банки Цюрупы, в 20—22 км от берега Апшеронского полуострова. Эта банка, вытянутая в северо-западном направлении на 15 км, при ширине в 5 км, совпадает с брахиантиклиналью того же названия. Для северо-восточной части банки характерны выходы дочетвертичных пород, образующие многочисленные подводные камни. Наименьшая глубина над банкой

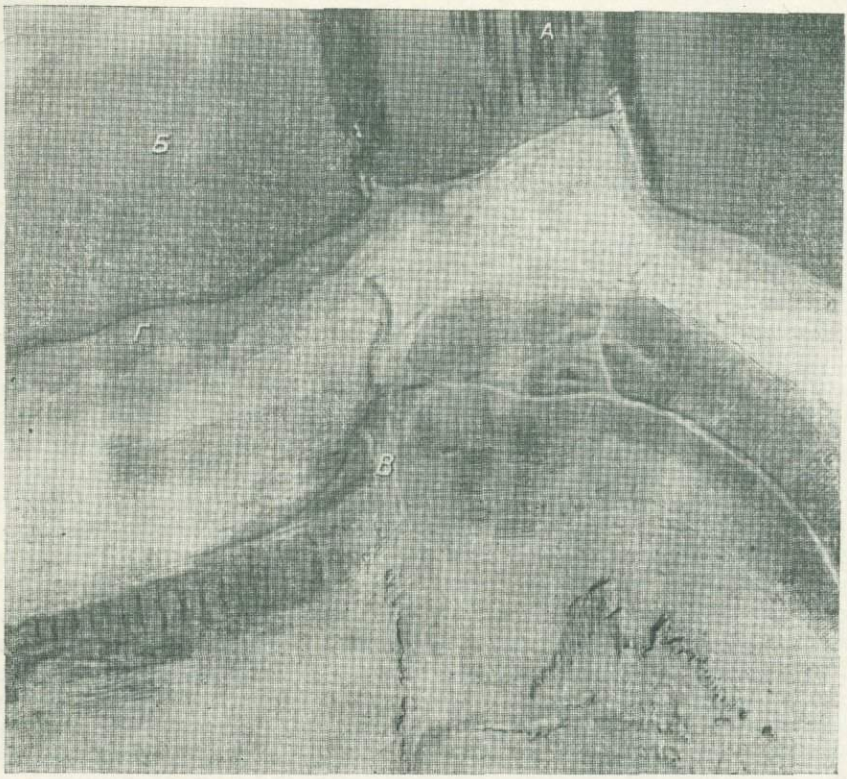


Рис. 125. Аэроснимок подводных гряд, отходящих от мыса Калагя (*А*), подводных валов (*Б*), протягивающихся вдоль береговой линии, уступа (*В*) к западу от маяка Амбуранского и апшеронского пляжа (*Г*). М. 1 : 5600.

вблизи буя составляет 3.6 м. Небольшие глубины (около 4 м) отмечаются и в юго-восточной ее части. Преобладающие глубины составляют 7—8 м. В юго-западной части банки выходы дочетвертичных пород отсутствуют. Здесь широко распространены ракушечно-оолитовые отложения, мощностью до 27 м. Последние образуют широкие и пологие подводные валы до 1.5—2 м высотой, возникшие, вероятно, под действием преобладающего течения (Зубенко, 1954). Граница ракушечно-оолитовых отложений с выходами на дне дочетвертичных пород проходит по прямой линии (рис. 63). Это позволяет предполагать, что участок аккумулятивного рельефа банки приурочен к блоку пород, опущенному по продольному нарушению. В юго-восточной части банки, если судить по характеру фотоизображения, имеется подводный грязевой вулкан. Северо-восточный склон банки крутой, с перепадом глубин от 11—12 до 21—22 м. Севернее банки, как и в районе Камней Два Брата, простирается равнина неволновой аккумуляции.

Между банками Апшеронской и Цюрупы, т. е. в пределах разделяющей их синклинали, глубины возрастают до 15—18 м.

Сложно построенный скульптурный рельеф с многочисленными подводными грядами характерен для всего побережья от мыса Кегня-Бильгя до мыса Шоулан. Подводные гряды очерчивают Мардакянское морское поднятие, Шоуланскую и Шувелянскую складки (рис. 61). Относительные высоты гряд небольшие до 2—3 м, но значительные площади дна почти совсем лишены современных отложений.

В периклинальной части Мардакянского морского поднятия имеется действующий грязевой вулкан — Бузовнинская сопка. Вулкан приурочен к банке, глубины над которой меняются, а иногда после извержения возникает островок, быстро размываемый волнами. Такой островок появился и недолго существовал в 1892 г. На его месте позже была обнаружена банка с глубинами в 2 м. После извержения этого вулкана в 1923 г. снова образовался остров, размытый в том же году. В 1953 г. произошло два извержения Бузовнинской сопки. После ее извержения 26 февраля 1953 г. возник остров, возвышавшийся над уровнем моря на 3—4 м и имевший овальную форму, длиною в 60 м, шириною 40 м. Остров был размыт через 20 дней после извержения вулкана (Якубов, 1953). 10 сентября того же года извержение повторилось с образованием острова. Затем оно возобновилось 12 и 14 сентября. На рис. 126 представлены аэроснимки, на которых можно видеть изменения очертаний острова, сфотографированного 13, 14 и 19 сентября. 13 сентября остров имел почти правильную округлую форму с диаметром около 90 м. Наибольшая высота острова достигала 7 м, а средняя 5 м. Глубина банки перед извержением, если судить по гидрографической карте, составляла 3 м. Исходя из этих цифр, средняя мощность сопочной брекчии, образовавшейся после извержения 10 и 12 сентября, составляет 8 м. Принимая эту цифру, можно подойти к оценке объема сопочной брекчии, выброшенной в результате извержения. Площадь образовавшегося острова, измеренная на аэроснимке (рис. 126, *а*), составляет 6500 м^2, следовательно, при извержении было выброшено 52 000 м^3 сопочной брекчии. После извержения 14 сентября остров несколько увеличился в размерах (рис. 126, *б*). Последовавший затем шторм, длившийся 3 суток, значительно размыл остров, что видно на аэроснимке, полученном 19 сентября (рис. 126, *в*). Измерение на снимке площади острова показало, что в результате этого шторма его площадь уменьшилась на 4.5 тыс. м^2. При средней высоте острова в 5 м за три штормовых дня волны размыли и унесли в море 22.5 тыс. м^3 сопочной брекчии.

В 7 км к востоку от Бузовнинской сопки и в 8 км от берега располагается каменистая банка Опасная. Она вытянута с северо-востока на юго-запад на протяжении 1.2 км и сложена апшеронскими известняками, слагающими центриклиналь синклинальной складки. Известняки разбиты зияющими трещинами. Пологий склон гряды обращен на восток-юго-восток, а крутой северо-западный склон обрывается уступом, высотой в 7—8 м. Глубины над банкой колеблются от 1.8 до 6 м, а окружающие банку глубины варьируют от 11 до 16 м. Дно в районе банки неровное с подводными камнями и грядами. В. Ф. Соловьев указывает, что на поверхности известняков развиты котлы вымывания, достигающие размера человеческого роста. В такие котлы свободно опускается водолаз, при этом он может производить там работу.

В 2.5 км к востоку от банки Опасной имеется узкая гряда, простирающаяся с северо-запада на юго-восток. Она, вероятно, образует восточное крыло синклинали банки Опасной. Гряда, по-видимому, сложена апшеронскими известняками. Она имеет длину около 1 км, ширину 10 м и возвышается над дном на 4—6 м. Глубины моря над гребнем гряды составляют 7—9 м.

Банка Опасная и указанная выше гряда являются одним из редких для района примеров приуроченности гряд к синклиналям или, точнее, к крыльям синклиналей. Возникновение этой банки и гряды нужно связывать с наличием устойчивых к разрушению апшеронских известняков при общей незначительной мощности современных отложений.

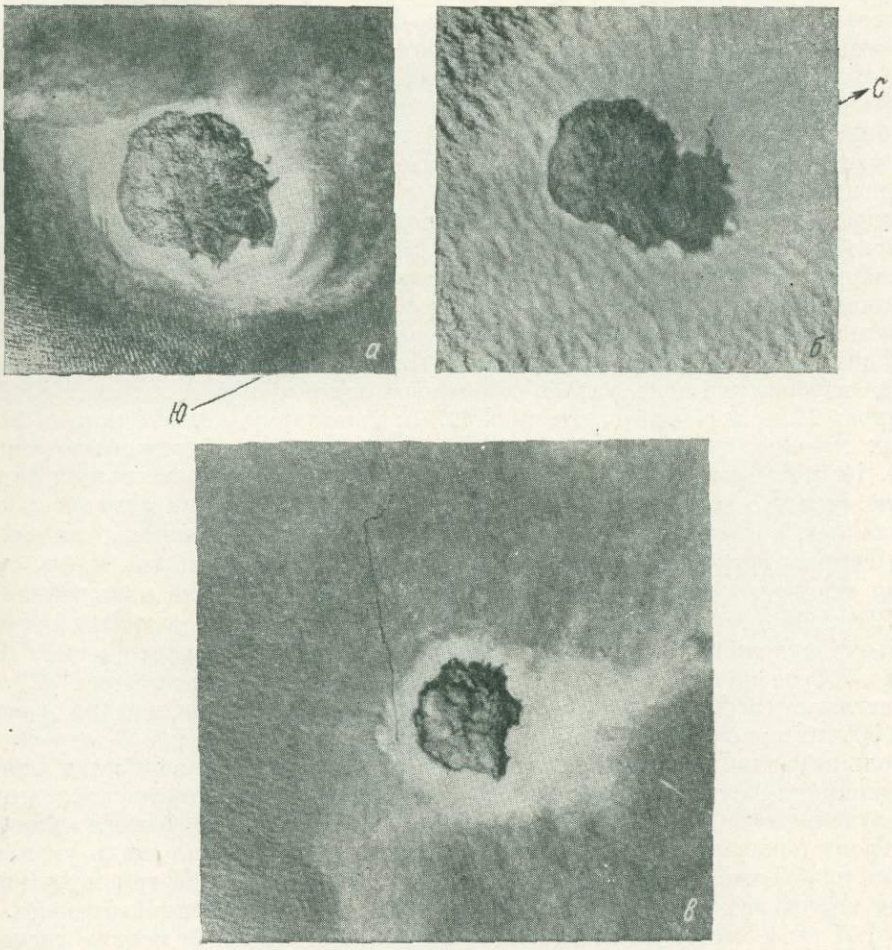


Рис. 126. Аэроснимок острова, возникшего после извержения 11, 12 и 14 сентября 1953 г. грязевого вулкана Бузовнинская сопка. М. 1 : 4000.

а — 13 сентября 1953 г.; *б* — 14 сентября 1953 г.; *в* — 19 сентября 1953 г.

Наконец, в 7 км к юго-востоку от южного конца банки Апшеронской и в 12 км на северо-восток от о. Артема располагаются две небольшие каменистые банки — Риф и Андриевского, сложенные известняками апшеронского и древнекаспийского возраста. Дно в районе этих банок неровное с подводными грядами и камнями. Глубины над ними колеблются от 7 до 9 м. Банки приурочены к периклинали складки Андриевского. Рельеф в сводовой и восточной частях последней пока не изучен. Можно только отметить, что глубины в пределах площади этой складки достигают 38—40 м. Если судить по гидрографическому планшету, то здесь наблюдаются небольшие колебания глубин от 1—2 до 4 м.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что на всей рассматриваемой акватории в общем широкое распространение имеют абразион-

ные формы рельефа. Аккумулятивный рельеф занимает синклинальные участки, выстланные маломощными современными отложениями. Выработанный профиль равновесия практически наблюдается только для акватории, примыкающей к Пиршагинской бухте, где дно приурочено к морской Сумгаитской синклинали. В остальной части акватории выработанный профиль равновесия отсутствует. Мощность современных отложений здесь незначительна, и поэтому вполне можно согласиться с мнением В. Ф. Соловьева (1956б), что всю акваторию подводного склона к северу от Апшеронского полуострова следует относить к области отрицательной седиментации.

Акватория Апшеронского архипелага

Эта акватория характеризуется изобилием островов, надводных и подводных камней и гряд, а также многочисленных песчаных банок. Рельеф дна отличается резкой, хотя и мелкой пересеченностью. Наиболее крупными из островов являются о. Артема и о. Жилой.

Акватория о. Артема расположена к востоку от Апшеронского полуострова, отделяясь от него проливом шириной в 4 км на севере и 0.8 км на юге. С 1937 г. в наиболее узком месте пролив перегорожен дамбой, по которой проходят грунтовая и железная дороги. Остров вытянут с северо-запада на юго-восток на протяжении 11 км и имеет клиновидную форму, суживаясь в юго-восточном направлении. В северо-западной части ширина острова достигает 3.5 км, в районе дамбы 0.5 км, а к югу от нее остров заканчивается узкой аккумулятивной косой до 2 км длины. Остров окружен широким мелководьем с абразионным рельефом.

Остров и мелководье вокруг него приурочены к Южной и Северной складкам о. Артема, разделенным гемисинклиналью, юго-восточная центриклиналь которой располагается в наиболее широкой части острова. Очертание мелководья, окружающего остров, полностью зависит от геологического строения (рис. 60). Изобата в 5 м почти точно оконтуривает северо-западную периклиналь Южной складки, заливообразно вдается к югу на месте гемисинклинали, затем снова отклоняется на север, очерчивая Северную складку о. Артема, и далее простирается вдоль северо-восточного берега острова на юго-восток, где и оконтуривает юго-восточную периклиналь Южной складки. Такие же очертания имеет и изобата в 10 м, с той только разницей, что она не оконтуривает Северную складку о. Артема, а простирается на север, очерчивая складку банки Дарвина. Если бы уровень моря понизился на 5 м, то о. Артема превратился бы в полуостров, береговая линия которого полностью совпадала бы с конфигурацией структур, расположенных в данном месте.

В настоящее время остров приурочен к части вышеупомянутых структур, сохранившихся от размыва. Береговая линия острова, срезая структуры под углом, отличается исключительной изрезанностью с многочисленными полуостровами, мысами и прихотливыми, иногда глубоко вдающимися бухточками. Изрезанность береговой линии зависит от простирания пластов и от вещественного состава пород продуктивной толщи, почти повсеместно обнажающихся на берегу. Все без исключения мысы образованы пластами песчаников, а заливы и бухты приурочены к глинам и пескам.

Вокруг острова дно изобилует многочисленными невысокими грядами и камнями. Очертания гряд полностью совпадают с простиранием пород, дугообразно изгибаясь в периклинальных частях складок (рис. 66, 68). Многие из гряд, особенно в юго-восточной периклинальной части Южной складки о. Артема, образуют небольшие островки. Подобные островки, размером в несколько метров или десятков метров, также окружают остров с северной и северо-восточной сторон. Отдельные каменистые банки,

сложенные апшеронскими известняками, наблюдаются в 3—4 км к востоку от острова и возвышаются над дном до 8—10 м.

Вся прибрежная часть острова характеризуется выходами дочетвертичных пород, образующими невысокие куэстовые грядки, местами перекрытые береговыми ракушечными валами. Таким образом, берега острова носят резко выраженный абразионный характер.

Центральная часть острова Артема представляет плато, возвышающееся над уровнем моря от 8 до 14 м и являющееся останцом новокаспийской террасы. В северной части этого плато имеются выходы дочетвертичных пород. Плато отделяется от берега четко выраженным уступом. Д. В. Голубятников (1908) отмечает, что на высоте 14 м над уровнем Каспия им найдены отложения с *Cardium edule* var. *magna* I. Golub. П. В. Федоров (1957) считает, что положение этих осадков Д. В. Голубятниковым завышено. Палеонтологически обоснованные следы моря, по его мнению, здесь расположены не выше 12 м. Тем не менее он, вслед за Д. В. Голубятниковым, считает, что эти осадки занимают повышенное положение в силу локальных тектонических движений о. Артема. Он обращает внимание на то, что форма *C. edule* var. *magna* Golub. относится к нижнему горизонту новокаспийских отложений и в других районах, в частности в Дагестане, встречается ниже уровня моря.

В северо-восточной части острова имеется действующая грязевая сальза.

Апшеронский пролив приурочен к юго-западному крылу Южной складки о. Артема. Его образование обусловлено, с одной стороны, тем, что в процессе абразии были вскрыты легко размывающиеся глины сураханской свиты и нижнего апшерона, с другой — продолжающимся ростом сводовой части Южной складки о. Артема.

Устойчивые к разрушению среднеапшеронские известняки далекого юго-западного крыла Южной складки образуют высокий берег Апшеронского полуострова и, в частности, возвышенность, на которой стоит Апшеронский маяк, поднимающуюся на 60 (32) м над ур. м.

Расположенная севернее о. Артема банка Дарвина, также генетически связанная с растущей брахиантиклиналью, образована рядом подводных гряд, сложенных песчаниками продуктивной толщи. Наименьшие глубины над банкой составляют 3—4 м. Относительная высота гряд колеблется от 2 до 4 м. Простирание гряд полностью повторяет очертания брахиантиклинали.

Акватория о. Жилого характеризуется широким мелководьем и скульптурными формами рельефа. Остров Жилой находится в 15 км от восточного берега Апшеронского полуострова и в 20 км от о. Артема. Он вытянут с северо-востока на юго-запад, где заканчивается длинной аккумулятивной косой, и вместе с последней имеет длину 8 км, при наибольшей ширине в северо-восточной части в 5.2 км.

В результате последнего снижения уровня моря к о. Жилому причленился о. Урунос. В настоящее время в периоды нагона воды северными ветрами он отделяется от о. Жилого узким проливом. К п-ову Урунос в свою очередь недавно присоединился о. Козлиный, имеющий ширину около 1 км.

Остров Жилой, как мы уже указывали, приурочен к юго-западному крылу брахиантиклинальной складки. За исключением юго-западной части острова, его берега носят резко выраженный абразионный характер и почти повсеместно сложены дочетвертичными породами от продуктивной толщи до апшеронских включительно.

Береговая линия острова в местах пересечения структуры вкрест простирания отличается исключительной изрезанностью с многочисленными и сложно очерченными мысами и глубокими бухтами.

Полуостров Урунос сложен среднеапшеронскими известняками, образующими узкую вытянутую по простиранию последних (с северо-запада на юго-восток) гряду, возвышающуюся над поверхностью моря на 13.1 м. Северо-восточный склон гряды обрывается к морю отвесным уступом, у подножья которого наблюдаются скопления огромных глыб апшеронских известняков. Юго-западный склон относительно пологий и осложнен невысокими асимметричными грядками, возникшими в связи с препарировкой косослоистых пачек известняков (рис. 36). На о. Козлином среди рыхлых современных отложений также обнажаются апшеронские известняки, образующие грядки.

К востоку от п-ова Урунос, на северо-западном берегу о. Жилого, располагается широкий и глубоко вдающийся в сушу Ракушечный залив, ограниченный на северо-востоке низкой каменистой Никитинской грядой. Ракушечный залив несомненно образовался благодаря избирательной абразии, в результате которой были размыты нижнеапшеронские, акчагыльские и сураханские глинистые отложения. Никитинская гряда возникла в связи с препарировкой устойчивых к разрушению песчаников балаханской свиты и среднего отдела продуктивной толщи. Здесь всюду наблюдаются невысокие асимметричные грядки, понижения между которыми заполнены ракушей, илом и хаотическими нагромождениями глыб конгломератов древнекаспийского возраста. В этих конгломератах, состоящих из крупных угловатых обломков и реже галек, А. А. Камладзе обнаружил створки *Dreissena polymorpha* (Pall.) и *Didacna surachanica* Nal., указывающие на то, что эти глыбы конгломератов являются остатками размытых хазарских отложений. Береговая линия Никитинской гряды характеризуется мелкой, но резкой извилистостью с мысами и заливчиками сложных очертаний. Отпрепарированные пласты устойчивых пород с берега продолжаются в море (рис. 32). Восточнее Никитинской гряды располагается узкая Полковничья бухта, вдоль береговой линии которой обнажаются глины надкирмакинской глинистой свиты (НКГ). Гряда песчаников надкирмакинской песчаной свиты (НКП) отделяет эту бухту от полузамкнутой бухты, приуроченной к песчано-глинистым отложениям кирмакинской свиты (КС).

Вдоль северо-восточного берега о. Жилого протягиваются недавно осушенные микрокуэстовые гряды, образованные подкирмакинскими песчаниками (ПК), слагающими юго-восточное крыло складки о. Жилого (рис. 27). Береговая линия здесь имеет прямолинейные очертания и вытянута по простиранию пород.

Для юго-восточной оконечности острова, где береговая линия пересекает породы юго-западного крыла складки вкрест их простирания, снова характерны изрезанные очертания берега (рис. 7). Здесь песчаники подкирмакинской свиты (ПК) образуют полуостров, заканчивающийся мысом Маячным. К отложениям КС и НКГ, представленным в основном глинами, приурочены бухты (бухта Азрыба и др.). Песчаники надкирмакинской песчаной свиты, среднего отдела и балаханской свиты образуют гряды, уходящие в море, и мысы, наиболее крупным из которых является мыс Тупой. К юго-западу от этого мыса простирается аккумулятивный берег с широким пляжем и береговыми валами, переходящий в упомянутую аккумулятивную косу.

Полоса микрокуэстового рельефа северо-восточного побережья острова ограничена кое-где сохранившейся террасой в 6 (—22) м высоты, в отложениях которой имеются створки *Cardium edule* L. Над закраиной этой террасы возникает резко выраженный древний абразионный уступ, сложенный глинами (КС) кирмакинской свиты (рис. 127). Уступ ограничивает платообразную, наиболее повышенную поверхность о. Жилого. Последняя около уступа покрыта слабо сцементированной ракушей, состоящей

из створок *Dreissena polymorpha* Pall., перекрытой суглинками. В районе маяка, расположенного на этой поверхности, ими были найдены двойные створки *Cardium edule* L., несомненно лежащие in situ. Отдельные створки этого моллюска на данной поверхности встречаются часто. Высота платообразной поверхности в районе маяка 12 м. Наличие *C. edule* L., залегающего in situ на этой высоте, свидетельствует о том, что во время максимума новокаспийской трансгрессии остров был покрыт водами моря. Современное высокое залегание отложений с *C. edule* L., как и для о. Артема, следует объяснять тектоническим поднятием, связанным с продолжающимся ростом брахиантиклинали о. Жилого.

Рис. 127. Древний абразионный уступ о. Жилого. На переднем плане — абразионная терраса, сложенная глинами и песками кирмакинской свиты (КС).

Древний отмерший абразионный уступ прослеживается и по северо-западному берегу острова, постепенно снижаясь в юго-западном направлении. Напротив средней части Ракушечного залива он совсем исчезает и заменяется береговыми валами. К северо-западу от уступа располагаются более низкая новокаспийская и новейшая террасы. По юго-восточному побережью древний абразионный уступ отчетливо прослеживается до мыса Тупого. Перед уступом намечается терраса высотой в 6 м и абразионная новейшая терраса с отдельными микрокуэстовыми грядами и скоплениями ракуши между ними.

Платообразная поверхность, ограниченная отмершим абразионным уступом, к юго-востоку постепенно снижается и заменяется бугристыми песками, среди которых намечаются древние береговые валы. Снижение высоты абразионного уступа к юго-западу и заметный уклон платообразной поверхности острова в этом же направлении, т. е. от свода к крылу складки, свидетельствуют о деформации поверхности острова вследствие роста складки после максимума новокаспийской трансгрессии. Эти факты являются также несомненным доказательством современного роста складки о. Жилого.

Напротив п-ова Урунос имеется несколько ложбин стока, возникших до последнего снижения уровня моря в результате нагона воды в Ракушечный залив. К востоку от них располагается понижение древнего шора. На полуострове, заканчивающемся мысом Тупым, имеется грязевая сальза с покровом сопочной брекчии.

Рельеф морского дна мелководья около о. Жилого, включая и площадь складки Камни Григоренко, также полностью зависит от геологического строения и вещественного состава обнажающихся на дне дочетвертичных пород. На продолжении Никитинской гряды на дне обнажаются песчаники балаханской свиты и среднего отдела. Они образуют резко пересеченный грядовый рельеф с относительными высотами в несколько метров. Кое-где подводные гряды поднимаются над поверхностью воды в виде отдельных небольших камней. Полоса пересеченного рельефа простирается на морском дне к северо-западу от Никитинской косы на протяжении 9—10 км, затем в районе северо-западной периклинали складки Камни Григоренко дугообразно изгибается и следует к юго-востоку почти до широты о-вов Камни Григоренко. Внутри этого контура располагается относительное понижение рельефа, приуроченное к выходам глинистых *отложений надкирмакинской* глинистой (НКГ) и кирмакинской (КС) свит (рис. 128).

Рис. 128. Выходы на дне глин надкирмакинской глинистой свиты. Отдельные пласты глин образуют невысокие гребешки (*А*). На глинах разбросаны плитки сцементированной ракуши и оолитового песка, поросшие водорослями *Ceramium* (*Б*). Кое-где наблюдаются скопления ракуши (*В*). Глубина 5 м. Подводное фото К. М. Петрова.

В пределах этого понижения отмечаются гряды, сложенные песчаниками свит НКП и ПК. Последними *отложениями образованы о-ва* Камни Григоренко, в районе которых морское дно имеет очень сложно пересеченный рельеф. Помимо подводных гряд, образованных песчаниками, для этого участка характерны перпендикулярные к грядам уступы, приуроченные к поперечным разломам. Высота этих уступов незначительна (1—3 м), но они создают ступенчатый рельеф.

В сводовой части складки о. Жилого к северо-востоку от острова грядовый рельеф приурочен к выходам диатомовых сланцев и песчаников верхней толщи калинской свиты, слагающих свод и северо-восточное крыло складки. За полосой грядового рельефа наблюдается резко выраженный уступ высотой до 10 м (рис. 129), происхождение которого необходимо связывать с выходом на поверхность дна линии надвига. За уступом глубины моря резко увеличиваются до 24—26 м, а дно выравнивается. В 3.5—4 км от берега вновь появляются банки, оконтуренные изобатой в 20 м с минимальными глубинами 16—17 м, т. е. высота банок над окружающим дном достигает 7—8 и даже 10 м. С этих банок нам не удалось поднять образцы дочетвертичных пород, но по данным картировочного бурения, здесь распространены апшеронские отложения, слагающие северо-восточное крыло складки о. Жилого. Следовательно, имеется основание считать, что повышение рельефа дна в данном месте связано с устойчивыми к разрушению известняками апшеронского возраста.

К юго-востоку от острова рельеф дна аналогичен рельефу подводного склона, примыкающего к северному берегу. От мысов Маячного и Тупого в море простирается грядовый рельеф, приуроченный к песчаникам подкирмакинской ПК и балаханской свит, слагающим юго-западное крыло юго-восточной периклинали складки о. Жилого. Подводные гряды, сложенные песчаниками свиты НКП, также прослеживаются далеко в море. Между участками грядового рельефа располагаются вытянутые понижения, соответствующие выходам глинистых отложений свит НКГ и КС.

Образование южной аккумулятивной косы происходит в зоне ослабления волновых течений в связи с защитной ролью о. Жилого от волн и течений, вызываемых северными и северо-восточными ветрами. Юго-западная оконечность этой косы, как было установлено при сравнении аэроснимков повторных съемок, значительно меняет свою конфигурацию и периодически смещается в ту или другую сторону в зависимости от интенсивности и направления преобладающих волнений и течений (Зубенко, 1954). Мощность ракушечных отложений, слагающих косу, невелика, так как при смещении ее оконечности обнажаются дочетвертичные породы.

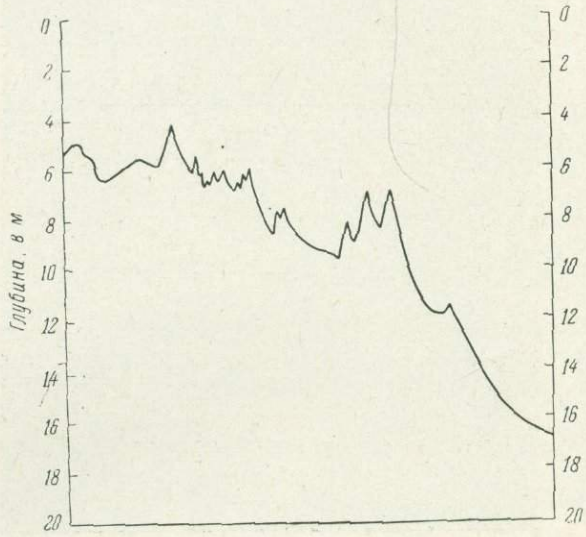


Рис. 129. Эхограмма морского дна к северо-востоку от о. Жилого. М. 1 : 10 000.

Акватория между Апшеронским полуостровом, о-вами Артема и Жилым приурочена к Гюргянскому морскому поднятию и синклинали, отделяющей последнее и Южную складку о. Артема от складки о. Жилого. В пределах Гюргянского морского поднятия располагается мелководье с глубиной от 1 до 4 м. Свод Гюргянского морского поднятия сложен преимущественно глинистыми отложениями сураханской свиты. Однородные условия разрушения глинистых отложений, вероятно, предопределили равномерную абразию дна, поэтому, в противоположность другим антиклинальным складкам морской площади, здесь отсутствуют скульптурные гряды, так характерные для антиклиналей Приапшеронского района. Только на далеком юго-западном крыле поднятия, сложенном апшеронскими известняками, уже в прибрежной части суши, возник абразионный уступ мыса Гюргяны, а в прибрежной части моря имеется небольшой островок — Лебяжий Камень, сложенный также апшеронскими известняками. Кроме того, гряды апшеронских известняков наблюдаются непосредственно к востоку от о. Б. Подплиточный (рис. 70 и 71). Они, как мы знаем, оконтуривают северо-восточное крыло седла, отделяющего Гюргянское морское поднятие от Южной складки о. Артема. Эти гряды к югу от о. Б. Подплиточный прослеживаются на протяжении 1 км, после чего резко исчезают. Возникает вопрос, почему наиболее устойчивые к разрушению апшеронские известняки на северо-восточном крыле Гюргянского морского поднятия не образуют гряды? На этот вопрос нетрудно ответить, если вспомнить, что северо-восточное

крыло Гюргянского морского поднятия осложнено грандиозным надвигом. Очевидно, надвиговое крыло перекрыло апшеронские известняки, поэтому на поверхности дна они не обнажаются.

В целом рельеф дна площади Гюргянского морского поднятия характеризуется выравненной поверхностью, покрытой коркой современной цементации, наличием многочисленных песчаных банок и отдельных глыб древнекаспийских известняков, иногда образующих вытянутые цепочки. Наибольшие неровности дна создают сохранившиеся от размыва древнекаспийские известняки. Ими сложен небольшой скалистый островок — Бакланий Камень. В ряде пунктов они образуют прерывистые подводные гряды (рис. 37), местами поднимающиеся выше уровня моря в виде надводных камней.

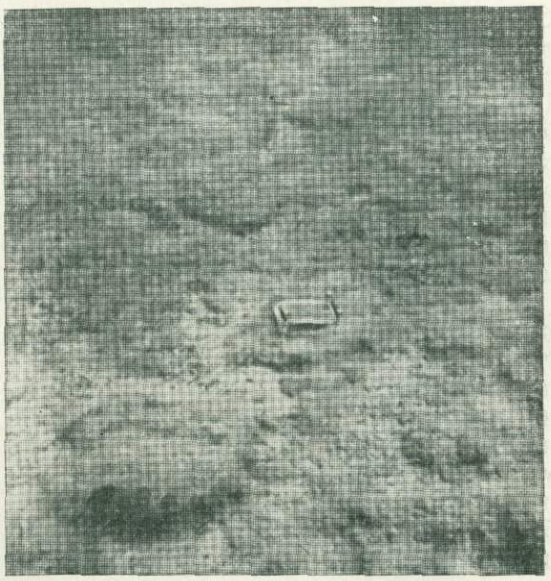


Рис. 130. Плитки корки современной цементации, покрытые водорослями. Глубина 3 м. Подводное фото К. М. Петрова.

Широкое развитие аккумулятивных форм рельефа таких, как песчано-ракушечные мели и т. п., объясняется тем, что эта акватория защищена от сильного волнения, вызываемого северными ветрами, о-вами Артема и Жилым, а также цепью более мелких каменистых островов и подводных гряд. Эти последние также способствуют уменьшению скорости южного течения. Все это благоприятствует аккумуляции рыхлых отложений, главным образом ракуши. Песчано-ракушечные мели вытянуты с севера на юг (рис. 39), т. е. в направлении господствующего здесь южного течения. Только банка Южная, расположенная в южной части участка, ориентирована широтно. Такую ориентировку банки можно объяснить блокирующей ролью о. Жилого. В настоящее время над этой банкой появился небольшой островок. Более крупный ракушечный остров — Лебяжий (Мамедова) располагается в 2 км к востоку-юго-востоку от мыса Гюргяны. Он поднимается на 1.5 м над уровнем моря и образован многочисленными береговыми валами. К востоку от острова располагается ровное дно, покрытое коркой современной цементации. На поверхности последней наблюдаются плитки такой же корки, покрытые водорослями *Ceramium* (рис. 130).

К востоку от Гюргянского морского поднятия, в районе синклинали, отделяющей последнюю складку от складки о. Жилого, глубины моря несколько возрастают от 5 до 8.2 м. Несмотря на незначительную глубину, дно в этой части покрыто илистыми осадками с примесью ракуши. В северной, центриклинальной части синклинали наблюдаются многочисленные островки и подводные гряды, сложенные апшеронскими известняками и древнекаспийскими конгломератами.

Из наиболее крупных каменистых островов здесь следует отметить о. Б. Плита, расположенный в 4.5 км к востоку от косы о. Артема. Остров

вытянут в меридиональном направлении (рис. 131). Северная часть его ровная и образована поверхностью пласта апшеронских известняков (*а*), падающего под азимутом 70° с углом наклона в 3°. В южной части острова апшеронские известняки несогласно перекрыты горизонтально лежащими древнекаспийскими конгломератами (*б*). От этого острова к северо-востоку на протяжении 3.5 км прослеживается ряд подводных гряд, сложенных апшеронскими известняками. В плане они плавно изгибаются и меняют свое простирание на юго-восточное, образуя почти правильную дугу, выпуклую к северу. Наиболее приподнятая над поверхностью дна часть этой гряды образует банку Каменную, отдельные камни которой лежат на глубине всего 0.7 м. Далее на юго-восток эти подводные гряды подходят к о. М. Плита, который находится в 3.5 км к востоку от о. Б. Плита. Он вытянут с северо-запада на юго-восток, имея общую длину 1.2 км при наибольшей ширине в 100 м. Остров возвышается над водой на 6 м. Он сложен апшеронскими известняками, падающими на юго-запад под углом 10—14°, т. е. в сторону оси синклинали. К юго-востоку от острова наблюдаются прерывающиеся подводные гряды, которые простираются к о. Чурка, представляющему гряду апшеронских известняков длиною в 300 м и при ширине 15 м. Остров Чурка возвышается над уровнем воды на 5—6 м. Северо-восточный склон его крутой, обрывистый, а юго-западный наклонен под углом 30—35° и совпадает с падением пластов известняков.

Параллельно гряде о. М. Плита — о. Чурка, в 750 м к востоку от нее протягивается вторая подводная гряда с о-вами Колтыш и Гребень. Эта гряда начинается восточнее банки Каменной и протягивается с небольшими перерывами вплоть до п-ва Урунос, к северо-западу от которого находится ряд мелких островов и камней. Остров Колтыш представляет небольшой, но высоко приподнятый каменистый островок, разделенный узким проливом (от 0.5 до 7—8 м) на две части. Он сложен апшеронскими известняками, падающими на юго-запад под углом 50—55°. Остров Гребень, расположенный в 3 км к юго-востоку от о. Колтыш, вытянут в юго-восточном направлении на протяжении 430 м, при ширине 40 м. Высота острова 6—7 м. Апшеронские известняки, слагающие остров, падают на юго-запад под углом 32—35°, в соответствии с чем и юго-западный склон острова более пологий, чем северо-восточный. Известняки разбиты поперечными трещинами, расширенными под действием волн до 2 м.

Описанные выше подводные гряды апшеронских известняков, местами поднимающиеся над уровнем воды в виде каменистых островов удлиненной формы, приурочены к юго-восточному крылу брахиантиклинали о. Жилого.

Кроме рассмотренных островов и подводных гряд, следует отметить небольшие острова, сложенные древнекаспийскими конгломератами. Один из таких островов, находящийся непосредственно к западу от о. Б. Плита, получил название Б. Подплиточный. Он вытянут с северо-запада на юго-восток и имеет длину 550 м при ширине до 150—200 м. Центральная часть острова сложена современной ракушей, а восточная — глыбами древнекаспийских конгломератов. От южной оконечности о. Б. Плита по направлению к о. М. Подплиточный протягивается подводная гряда, сложенная древнекаспийскими конгломератами. В ряде мест эта гряда поднимается над водой в виде отдельных камней. Такая же подводная гряда начинается от безымянного островка, расположенного юго-восточнее о-вов Б. Подплиточный и Б. Плита. Эта гряда простирается под некоторым углом к первой гряде и вытянута в восток-юго-восточном направлении. Происхождение последних гряд неясно. Они пересекают центриклиналь синклинали, отделяющей Южную складку о. Артема от складки о. Жилого, под большим углом. Эти гряды вызвали образование к югу

Рис. 131. Аэроснимок о. Большая Плита. М. 1 : 3300.

от них своеобразных аккумулятивных форм в виде плоских ракушечных повышений дна, хорошо отобразившихся на аэроснимках. Преграждая путь господствующему южному течению, гряды создают различные условия для аккумуляции рыхлого материала за ними. Более низкие гряды оказывают незначительное влияние на течение, и оно здесь еще достаточно сильное чтобы переносить песчано-ракушечный материал. За высокими грядами, местами образующими надводные камни, создается зона волновой тени, где наблюдается меньшее воздействие течений на морское дно. В результате, как отмечает Ф. С. Зубенко (1954), в первом случае за грядами образуются песчано-ракушечные отложения, во втором — илистые осадки, покрывающиеся впоследствии зарослями морской травы.

Таким образом, из всего сказанного выше вытекает, что рельеф акватории между Апшеронским полуостровом и о. Жилым предопределен геологической структурой. В целом он относится к абразионному типу, хотя к центральной части синклинали и приурочена выравненная поверхность, покрытая современными илистыми отложениями.

Акватория Нефтяных Камней представляет обширное мелководье, оконтуренное изобатой в 20 м, в пределах которой наблюдается значительное колебание глубин. Пространственно мелководье совпадает с брахиантиклинальными складками Нефтяные Камни и Грязевой вулкан. Наиболее пересеченный рельеф наблюдается в сводовой части складки Нефтяные Камни, где после недавнего понижения уровня моря над поверхностью воды выступило около 50 небольших каменистых островов и надводных камней, высота которых не привышает 2.5—3 м. Они являются последними, наиболее восточными островами Апшеронского архипелага, к востоку от которых, вплоть до Челекенского мелководья, острова и надводные камни отсутствуют. Наличие подводных каменистых утесов в районе Нефтяных Камней было известно уже более 100 лет тому назад. Еще Г. В. Абих в работе 1863 г. (Абих, 1939) отметил, что в этом районе имеется плоский гребень подводного хребта, образованный двумя почти параллельными продолговатыми рифами, вытянутыми с северо-запада на юго-восток. После аэросъемочных работ, произведенных Лабораторией, положение этих гряд точно определилось (рис. 78). Они очерчивают площадь овальной формы длиной до 4 км, шириной 2 км. Грядовой рельеф приурочен к крыльям складки, сложенным песчаниками среднего отдела и балаханской свиты продуктивной толщи. Его происхождение несомненно связано с избирательной абразией, в результате которой, как и в пределах других морских антиклинальных складок, отпрепарированы пласты устойчивых к разрушению пород. Обнаженность дочетвертичных пород на морском дне здесь также предопределена унаследованным ростом складки.

Для складки Нефтяных Камней характерны интенсивные грязевулканические проявления, выраженные в виде естественных и искусственных грифонов. Картировочным бурением, кроме того, обнаружен древний грязевой вулкан, деятельность которого происходила еще в момент отложения осадков среднего отдела продуктивной толщи. Наличие грифонов связывают с тектоническим нарушением сводовой части складки, вдоль которого отмечается интенсивное газопроявление. Газопроявления иногда сопровождаются частыми выбросами фонтанчиков воды, высотой от 0.5 до 1 м. Кроме того, в практике бурения на Нефтяных Камнях зарегистрированы случаи появления газовых грифонов вблизи скважин.

На площади складки Грязевой вулкан рельеф более спокойный, хотя глубины моря и колеблются от 12—14 до 20 м, но гряды, подобные грядам на площади складки Нефтяных Камней, не наблюдаются. В северо-западной периклинальной части складки отмечается подводная грязевулканическая сопка, поднимающаяся над окружающим дном на 12 м. Глу-

бины над этой сопкой уменьшаются до 6 м. По-видимому, именно для этого подводного вулкана были отмечены выбросы столба воды высотой до 15—20 м (Алиев, 1952ф). К юго-западу от подводного грязевого вулкана располагается банка, оконтуренная изобатой в 20 м. Банка прослеживается на протяжении 7 км, при ширине в северной части в 2 км, а южной — 250 м. Глубины над банкой колеблются от 15 до 19 м. Банка возвышается над окружающими участками дна на 8—10 м. Нужно полагать, что данная банка образована перемытым материалом выбросов грязевого вулкана, перемещенным преобладающим здесь южным течением.

Между о. Жилым и рассматриваемым мелководьем акватории Нефтяных Камней располагается пониженный и выравненный участок морского дна с глубинами до 29 м.

К северо-востоку и юго-западу от Нефтяных Камней происходит постепенное погружение дна. Изобата в 50 м на северо-востоке находится в 6.5 км от камней; на юго-западе погружение дна более медленное. К юго-востоку нарастание глубин происходит более интенсивно. Изобата в 50 м, находится от изобаты в 20 м всего в 2 км, в 100 м — в 8 км, а 200 м — в 10 км.

Площадь складки «26 Бакинских комиссаров», расположенной в наиболее глубокой части Апшеронского порога, характеризуется сравнительно выровненным рельефом. Однако С. П. Вартанов и др. (1959) отмечают, что здесь на фоне широкой седловины в рельефе дна хорошо выражено поднятие в виде пологой возвышенности с амплитудой до 100 м. По обе стороны от этого поднятия прослеживаются валообразные повышения, вытянутые по простиранию структуры, в связи с чем здесь предполагаются выходы устойчивых к разрушению апшеронских известняков.

В. П. Батурин (1947) для этого участка отмечает наличие хорошо окатанных галек, которые он считает результатом размыва отложений продуктивной толщи течениями, отмечаемыми В. Б. Штокманом. В связи с тем, что по сейсмическим данным кровля продуктивной толщи находится на глубине 900 м, а акчагыльских отложений на 400 м, наличие галечников должно найти иное объяснение. Т. П. Тамразян (1956а) образование наиболее пониженного участка подводного Апшеронского порога связывает с размывом в предшествующий период, когда уровень Каспийского моря был значительно ниже современного, а Апшеронский порог представлял сушу, разделяющую Средний и Южный Каспий. По его расчетам, уровень Среднего Каспия в это время был выше уровня Южного Каспия, в результате чего воды первого переливались в Южный Каспий по меридиональной депрессии, ныне затопленной и представляющей наиболее глубокую часть Апшеронского порога. По-видимому, в это время образовалась и галька, отмеченная В. П. Батуриным.

Акватория к югу от Апшеронского полуострова

Эта акватория также представляет широкое мелководье. Изобата в 10 м находится в 9—12 км от берега. Южнее этой изобаты дно очень полого погружается и незаметно сливается с подводной равниной Джейранкечмесского района. В пределах этой акватории имеется несколько островов (Наргин, Плита, Вульф, Песчаный, Ханлара и др.) и четыре подводных грязевых вулкана — банки Бровицина, Юпитер, «1906 г.» и Макарова.

Остров Песчаный располагается на далеком восточном крыле юго-восточного погружения Карачухур-Зыхской складки, которое здесь можно рассматривать как структурную террасу. Остров вытянут широтно,

т. е. пересекает структуру поперек. Он сложен ракушей с *Didacna trigonoides* (Pall.), а на прибрежной отмели появляется *Cardium edule* L. Остров имеет длину в 3 км, ширину 0.4 км, а высоту 2—3 м. Морское дно к северу от острова выравнено и покрыто коркой современной цементации. К югу от острова на глубинах 6—7 м имеются гряды скальных пород, поднимающиеся над дном на 2.5—3 м. Пересеченный рельеф, обусловленный выходами дислоцированных пород, обнаружен и между о-вами Песчаный и Вульф. По данным бурения, в районе о-вов Вульф и Плита дно сложено бакинскими и апшеронскими отложениями.

Остров Вульф располагается в периклинальной части структуры. Ориентировка о. Вульф в широтном направлении так же, по-видимому, как и о. Песчаного, связана с тем, что южная часть структуры о. Песчаного образует две ветви, одна из которых отклоняется в сторону банки Макарова, т. е. на юго-восток, а вторая продолжается на запад, в сторону о. Наргин. Последний также вытянут в широтном направлении, имея длину 3.5 км, при ширине 800 м. Западная часть острова представляет слегка бугристую поверхность высотой до 9 м. Наибольшая высота острова, достигающая 36 м, находится в северо-восточной его части. Восточная оконечность острова представляет каменистый мыс, круто обрывающийся в море. Остров сложен бакинскими отложениями, падающими на юг под углом 3°. Предполагается, что остров приурочен к самостоятельному антиклинальному поднятию.

К западу от о. Вульф в периклинальной части Биби-Эйбатской складки рельеф дна абразионный со скульптурными формами.

К востоку от о. Песчаного протягивается вытянутая в широтном направлении банка с длинным и узким о. Ханлара. Глубины на банке варьируют от 1 до 4 м; в сторону берега Апшеронского полуострова глубины увеличиваются до 9—9.5 м, а к югу они постепенно нарастают и в районе банки Макарова достигают 17 м.

Грязевые вулканы Бровицина, Юпитер и банки «1906 г.» выражены едва поднимающимися над поверхностью дна повышениями. Так, например, глубина на банке Юпитер составляет 1.6 м, а окружающие ее глубины не превышают 4—4.3 м. Грязевой вулкан банки «1906 г.» газирует.

В пределах акватории грязевого вулкана банки Макарова, расположенного в 20 км к юго-востоку от о. Наргин, на фоне ровной поверхности дна выделяется подводная возвышенность эллиптической формы, вытянутая в широтном направлении на протяжении 2.5 км. Глубины над этой возвышенностью уменьшаются до 7—10 м, достигая минимального значения в 4 м, в то время как на окружающих участках глубины составляют 15—18 м. В центральной части возвышенности глубины моря резко возрастают до 21 м. Таким образом, здесь отмечается кратерный вал и жерло подводного грязевого вулкана. Глубины моря над банкой Макарова периодически меняются, а в 1875 г. на месте банки существовал даже небольшой островок, что связано с подводными извержениями этого грязевого вулкана. При аэровизуальных наблюдениях было отмечено, что над жерлом вулкана почти постоянно можно наблюдать выделение газа и сопочного ила. Последний окрашивает воду в зеленоватый тон, благодаря чему положение жерла вулкана хорошо отображается на снимках. Вследствие выделения газов, море над жерлом часто «кипит», а временами отмечаются всплески мутной воды на высоту до 1.5 м над ур. м. Время от времени на банке Макарова происходят сильные подводные извержения. Последнее такое извержение имело место 15 октября 1958 г. (Якубов, 1959). Оно сопровождалось пламенем, с огненным столбом в 200—250 м высоты, наблюдавшимся в течение 30—35 мин. При извержении палуба парохода, находившегося в 18 км от вулкана, была усыпана мелкими полыми шариками до 2 мм диаметром, образовавшимися в результате плав-

ления материала сопочной брекчии. Грязевой вулкан банки Макарова приурочен к антиклинальной складке и располагается в зоне нарушения, образованного двумя разломами, протягивающимися в меридиональном направлении.

Заканчивая рассмотрение строения рельефа Прикаспийско-Приапшеронского района можно отметить, что в подавляющем большинстве случаев положительные формы рельефа приурочены к антиклинальным поднятиям. В пределах последних развиты абразионные формы в виде скульптурных гряд. К синклиналям приурочены относительно пониженные участки дна с выравненным рельефом, обусловленным аккумуляцией современных отложений. Такое строение рельефа зависит от новейших и современных дифференцированных тектонических движений, в результате которых происходит унаследованный рост отдельных складок. Дифференцированный рост последних происходит на фоне общего тектонического поднятия юго-восточной части мегантиклинория Большого Кавказа, поэтому даже в синклиналях мощность современных отложений незначительна, а местами, особенно в центриклинальных участках, наблюдаются обнажения дочетвертичных пород, образующих, как и в пределах антиклиналей, скульптурные формы рельефа. Только отдельные антиклинальные складки не выражены в рельефе дна (структура Южная, Шаховоморе и др.). Эти складки располагаются на далеких погружениях антиклинальных зон, в пределах больших глубин моря, в связи с чем не попадает в зону воздействия волн. На таких площадях преобладают процессы аккумуляции, в результате чего современные отложения погребают растущие структуры. В связи с грязевулканическими проявлениями в данном районе образуются подводные конусы грязевых вулканов, приобретающие исключительно широкое развитие, как увидим ниже, в районе Бакинского архипелага.

ДЖЕЙРАНКЕЧМЕССКИЙ МОРСКОЙ РАЙОН

В этом районе вдоль берега тянется довольно узкая полоса хвалынских и новокаспийских террас. Последние нередко покрыты бугристыми песками, а на поверхности хвалынских террас наблюдаются солончаки. С северо-запада террасы ограничиваются значительными возвышенностями, осложненными грязевыми вулканами, приуроченными, за исключением Отман-Бождага и Давалидага, к антиклинальным складкам. Вблизи береговой линии на суше располагаются возвышенности Лок-Батан (57.1 м), Бакинские Уши (384.8 м), Ахтарма (Кара-Даг) (193.6 м) и Отман-Бождаг (392.0 м). Вдоль уреза воды на подводном склоне наблюдаются гряды, сложенные апшеронскими известняками. Так, например, на аэроснимках хорошо изобразилась подводная гряда, протягивающаяся по юго-восточному крылу Карадагской антиклинальной складки. Она удалена от берега на 400—550 м. Дальше в море на морской площади Джейранкечмесского района (синклинория) выходы коренных пород отсутствуют, а мощность четвертичных отложений постепенно увеличивается до 1800 м.

Рельеф подводного склона отличается исключительной выравненностью при постепенном увеличении глубин. Изобата в 20 м удалена от берега на 33 км, а в 50 м — на 60 км. Уклон дна составляет около 0°02′, а за изобатой в 50 м происходит быстрое нарастание глубин и уклон поверхности дна резко увеличивается до 5—5.5°. В целом рельеф дна морской части Джейранкечмесского района сходен с рельефом Кусаро-Дивичинского района. Здесь только не обнаружены затопленные террасы. В широких бухтах вдоль побережья наблюдаются 3—4 подводных вала. Из форм микрорельефа следует отметить небольшие повышения, связанные с бронирующей ролью поселений *Mytilaster lineatus* (Gmel.) (рис. 5)

и зарослями морской травы, которые в противоположность Кусаро-Дивичинскому району имеют исключительно широкое распространение на песчано-илистых грунтах. Очевидно, что выравненный аккумулятивный рельеф, представленный равнинами волновой и неволновой аккумуляции, связан с преобладанием длительного процесса аккумуляции морских осадков.

На структурной сейсмической схеме видно, что к югу от банки «1906 г.» мощность верхнеплиоценовых (акчагыльских и апшеронских) и четвертичных отложений превышает 4000 м. Мощность продуктивной толщи оценивается также не менее 4000 м. Это свидетельствует о том, что данная депрессия испытывает интенсивное погружение по крайней мере с начала века продуктивной толщи. Отсутствие выходов дочетвертичных пород указывает на интенсивное погружение, продолжающееся и в настоящее время. К сожалению, на морской площади, приуроченной к центральной части этого синклинория, буровые работы не проводились, поэтому нет данных о мощности современных отложений. На периферии депрессии, как например около банки Макарова, мощность современных отложений достигает 50 м, ниже которых вскрыты древнекаспийские породы. Очевидно, что в осевой части депрессии мощность молодых осадков будет значительно больше.

К северо-западу мощность верхнеплиоценовых и четвертичных отложений уменьшается. В прибрежной части и на берегу в целом ряде пунктов дочетвертичные породы обнажаются на земной поверхности. Исходя из этого, можно сделать заключение, что западная часть депрессии втянута в поднятие Кавказских гор.

РАЙОН БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

Морское дно акватории Бакинского архипелага характеризуется закономерным чередованием участков пересеченного абразионно-скульптурного рельефа и участков выравненного аккумулятивного рельефа. Абразионно-скульптурный рельеф приурочен к веерообразно расходящимся антиклинальным зонам, простирающимся с северо-запада на юго-восток, причем в последнем направлении наблюдается тенденция отклонения их к югу. Антиклинальные зоны осложнены грязевыми вулканами, образующими подводные конусы, которые часто поднимаются над водой в виде островов округлой формы. Выравненный аккумулятивный рельеф пространственно совпадает с синклиналями, которые расширяются в юго-восточном направлении.

Акватория антиклинальной зоны Б. Кянизадаг—о. Булла и Алятского мелководья

Наиболее северная полоса абразионно-скульптурного рельефа начинается у мыса Сангачал и прослеживается к юго-востоку на протяжении 22—23 км. С юго-запада к этой полосе примыкает Алятское мелководье, в пределах которого располагаются брахиантиклиналь Аляты-море и округлая мульда к югу от нее.

Акватория между берегом и о. Дуванный в основном приурочена в складке Сангачалы-Дуванный-море и к юго-восточной периклинали структуры Б. Кянизадаг. Рельеф дна отличается резкой пересеченностью, определяемой скульптурными грядами и подводными грязевыми вулканами. Скульптурные гряды очерчивают крылья складок (рис. 83, 84, 85, 89). Высота гряд над дном составляет от 2—3 до 7 м, причем гряды иногда образуют надводные камни и небольшие островки. В 5 км от берега в сводовой части складки, там где она осложнена диапи-

ровым куполом, наблюдается небольшое повышение, образованное серией гряд овально-концентрических очертаний (рис. 85). Гряды поднимаются над дном на 2—5 м.

В 1 км к юго-востоку от диапирового осложнения на аэроснимках отобразился подводный грязевой вулкан (рис. 132) правильной округлой формы, диаметром в 1 км и высотой до 6 м. Его поверхность имеет слабопересеченный характер, обусловленный отдельными глыбами песчани-

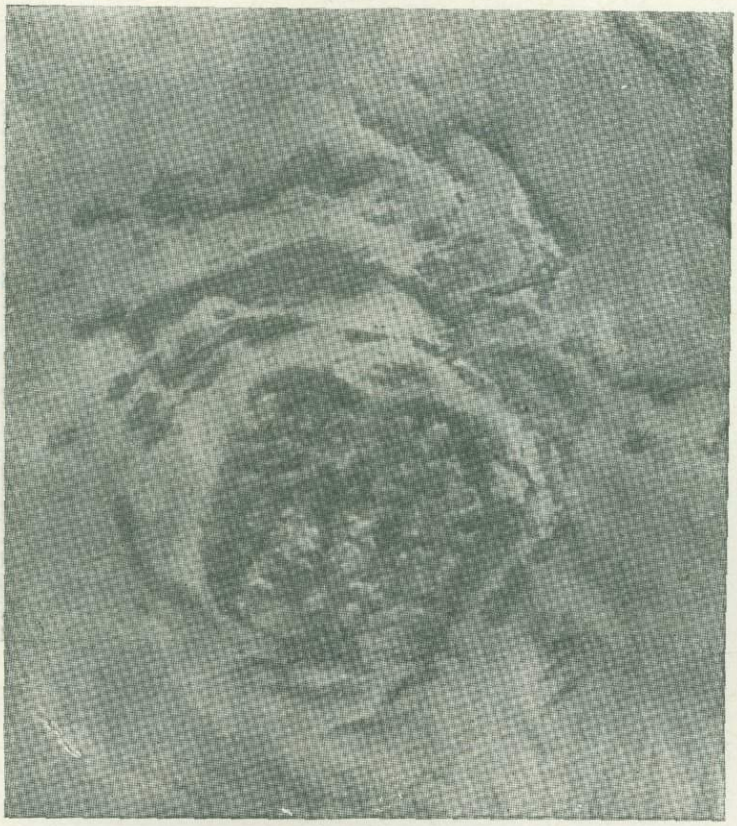


Рис. 132. *Аэроснимок подводного грязевого вулкана.* М. 1 : 11 100.

ков, промежутки между которыми заполнены ракушей. По периферии вулкана глыбы, вымытые из сопочной брекчии, и выходы дочетвертичных пород располагаются концентрически. Последние образуют хорошо выраженные асимметричные гряды, густо поросшие растительностью (*рис. 133*). *Центральная часть вулкана образована хаотическим нагромождением* глыб, вымытых из сопочной брекчии.

В 1.5 км от этого вулкана и в 600—700 м от о. Дуванного располагается следующий подводный грязевой вулкан с очень слабо выраженным, размытым конусом. Поверхность дна характеризуется нагромождением глыб сопочной брекчии.

О с т р о в Д у в а н н ы й сложен сопочной брекчией и представляет останец грязевого вулкана. Г. В. Абих (1939) описывает извержение вулкана о. Дуванного 10 марта 1857 г., сопровождавшееся воспламенением газа, *горевшего около* 1 часа. *С тех пор извержения на этом острове* не отмечались до 3 сентября 1961 г. Северо-восточная часть конуса гря-

зевого вулкана за этот промежуток времени под действием преобладающих северо-восточных волнений была размыта, а большая часть кратера заполнена водой (рис. 134). Вследствие этого остров имел вид полумесяца с рогами, обращенными на северо-восток. В самом центре кратера над поверхностью воды возвышался небольшой грязевулканический конус с действующей сальзой, соответствующей, по-видимому, древнему жерлу вулкана.

После извержения 3 сентября 1961 г. очертания острова изменились. Извержение сопровождалось воспламенением газа и значительным выбросом грязевулканической брекчии. Как видно на геоморфологической

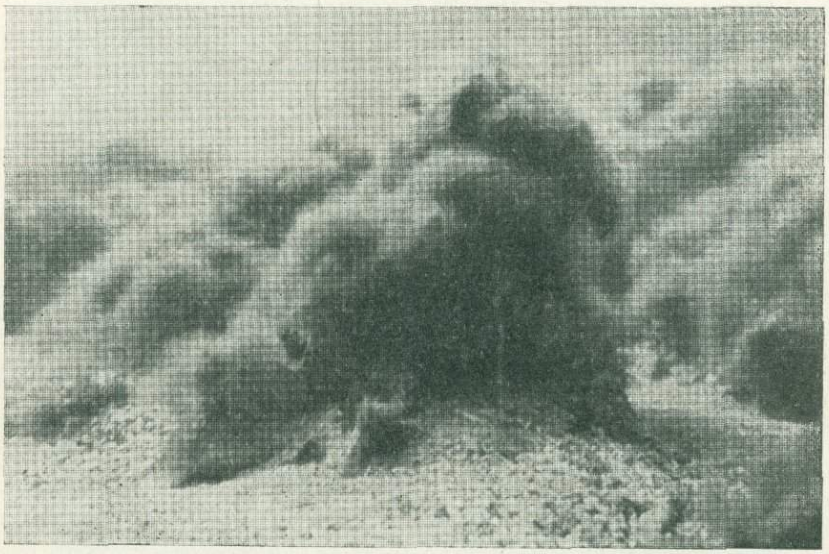


Рис. 133. Асимметричная подводная гряда, сложенная песчаниками продуктивной толщи. Гряда густо поросла водорослями. Подводное фото К. М. Петрова.

карте (рис. 135), кратер извержения 1961 г. несколько сместился к северо-западу относительно прежнего центра кратера. Большая часть бухты, располагавшейся на северо-востоке острова, заполнилась сопочной брекчией, которая образовала покров в виде выпуклого щита правильной округло-овальной формы, наиболее приподнятого в районе кратера и постепенно снижающегося к периферии. В периферических частях покров сопочной брекчии обрывается к окружающим участкам в виде крутого уступа, высотой 4—5 м. Здесь наблюдаются приподнятые на эту высоту блоки древней сопочной брекчии, покрытые растительностью и россыпями ракуши, содержащими створки *Mytilaster lineatus* (Gmel.). Максимально приподнятая кратерная часть покрова располагается на высоте 16 м над ур. м.

От древнего конуса грязевого вулкана на острове сохранился останец в виде усеченной прямоугольной пирамиды, высотой 45.5 м, с почти отвесными стенками. Останец слегка вытянут в меридиональном направлении. Он окружен террасированными поверхностями с высотами 0.5—2, 3—4 и 5—6 м.

На юго-запад от острова протягивается длинная аккумулятивная коса, частично уходящая под уровень моря, на глубины от 0.3—0.4 до 1 м. Длина косы достигает 3.4 км, в то время как сам остров имеет длину 820—

Рис. 134. Аэроснимок о. Дуванного. М. 1 : 13 300.

830 м. Такая длинная коса возникла под действием господствующего юго-западного течения и в связи с тем, что остров защищает акваторию, расположенную юго-западнее него, от действия северо-восточного волнения.

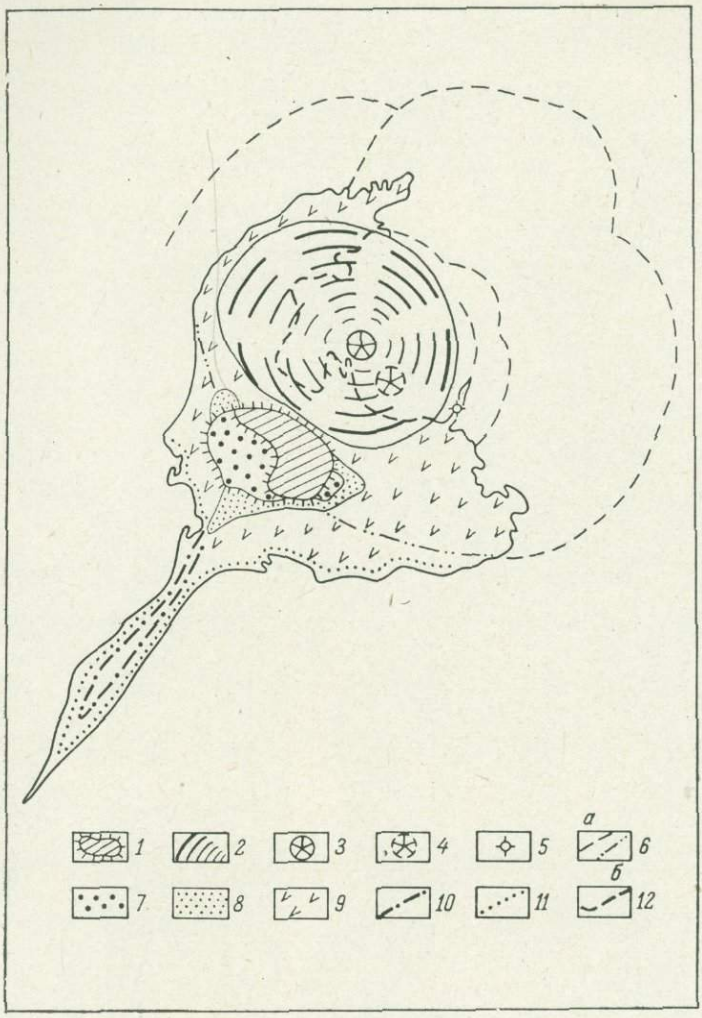


Рис. 135. Геоморфологическая карта о. Дуванного. Составила З. И. Гурьева.

1 — останец древнего кратерного вала, сложенного сопочной брекчией; *2* — поле современной сопочной брекчии извержения 3 сентября 1961 г.; *3* — кратер извержения грязевого вулкана 3 сентября 1961 г.; *4* — кратер извержения грязевого вулкана 10 марта 1857 г., погребенный под молодой сопочной брекчией; *5* — действующая сальза; *6* — контуры полей распространения древней сопочной брекчии (*а* — под водой, *б* — на поверхности террас); *7* — терраса времени максимума новокаспийской трансгрессии; *8* — терраса 1805 г.; *9* — новейшая скульптурно-аккумулятивная терраса 1929 г.; *10* — древние береговые валы, образующие косу; *11* — современные береговые валы; *12* — береговая линия острова до 3 сентября 1961 г., ныне перекрытая молодой сопочной брекчией.

Коса образована в основном материалом размыва сопочной брекчии, слагающей о. Дуванный, и ракушей.

Д. М. Сулейманов (1953) отмечает, что останец о. Дуванного состоит из четырех горизонтов сопочной брекчии, свидетельствующих о нескольких стадиях ее излияния.

Береговая полоса острова усеяна многочисленными мелкими и крупными угловатыми обломками различных песчаников главным образом продуктивной толщи, образующими каменистый пляж.

Акватория между о-вами Дуванный и Булла на аэроснимках изобразилась плохо. На юго-восточном крыле складки Дуванный-море нами обследована одна подводная гряда, сложенная песчаниками продуктивной толщи. Она поднимается над дном на 3—4 м и располагается на глубине 12 м.

В 1 км к юго-востоку от о. Дуванного и в 4 км северо-западнее о. Булла в 1860 г. Г. В. Абих (1939) обнаружил на дне воронкообразное углубление эллиптической формы. Глубина моря над центром воронки составляла 65 м, а у ее края 15 м. Как отмечает Г. В. Абих, благодаря выходящим из этого углубления газам, сопочная грязь находилась в постоянном эруптивном движении. Вторичное обследование этого жерла вулкана Г. В. Абихом в 1863 г. показало, что за 3 года произошли значительные изменения в конфигурации этого углубления (кратера), причем глубина его в это время составляла уже 72 м. По-прежнему из жерла наблюдалось выделение газа.

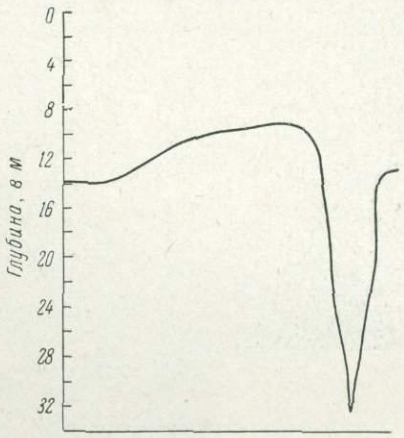


Рис. 136. Эхолотный профиль через вулкан Абиха, проведенный в 1959 г. М. 1 : 25 000.

В 1959 г. мы провели эхолотный профиль над жерлом этого вулкана, получившего в настоящее время название вулкана Абиха. По нашим наблюдениям, здесь сохранилось углубление в 32 м, окруженное кратерным валом, возвышающимся над дном на 5 м. Глубина над кратерным валом достигает 9 м (рис. 136). При аэровизуальных наблюдениях и при проведении эхолотного профиля над кратером вулкана Абиха постоянно отмечается интенсивное выделение газов и сопочного ила, благодаря чему вода в этом месте всегда окрашена в зеленоватый цвет. Таким образом, интенсивное выделение газов из кратера этого вулкана продолжается более 100 лет. Это может свидетельствовать об огромных запасах газа в недрах морского дна данной акватории.

В 1.5 км к юго-востоку от вулкана Абиха и в 2.3 км от о. Булла на аэроснимке видно изображение морского дна, рисунок которого напоминает подводный грязевой вулкан. На эхолотограмме также отражается пологое поднятие, высотой до 6 м, соответствующее, вероятно, размытому конусу подводного грязевого вулкана.

Остров Булла расположен в 5 км к юго-востоку от о. Дуванного. Он также имеет грязевулканическое происхождение. Извержения вулкана о. Булла зарегистрированы в 1857, 1940, 1947, 1959 и в 1960 гг. Он приурочен к антиклинальной складке, обнаруженной в последние годы сейсморазведочными работами. Остров без аккумулятивной косы, протягивающейся к юго-западу от него, имеет длину 2.5 км, а ширину 1.5 км. Он вытянут с северо-запада на юго-восток (рис. 137). Наибольшая высота острова около маяка достигает 30.5 (2.5 м).

На основании дешифрирования аэроснимков, заснятых в 1952 и в 1960 гг. уже после извержения вулкана о. Булла, нами составлена геоморфологическая карта этого острова (рис. 138). Основная часть острова сложена сопочной брекчией, среди которой Д. М. Сулейманов (1953) выделил три

покрова, соответствующие трем извержениям вулкана. По описанию Д. М. Сулейманова (1953), наиболее древняя сопочная брекчия занимает всю территорию острова (без косы). Покров сопочной брекчии изверже-

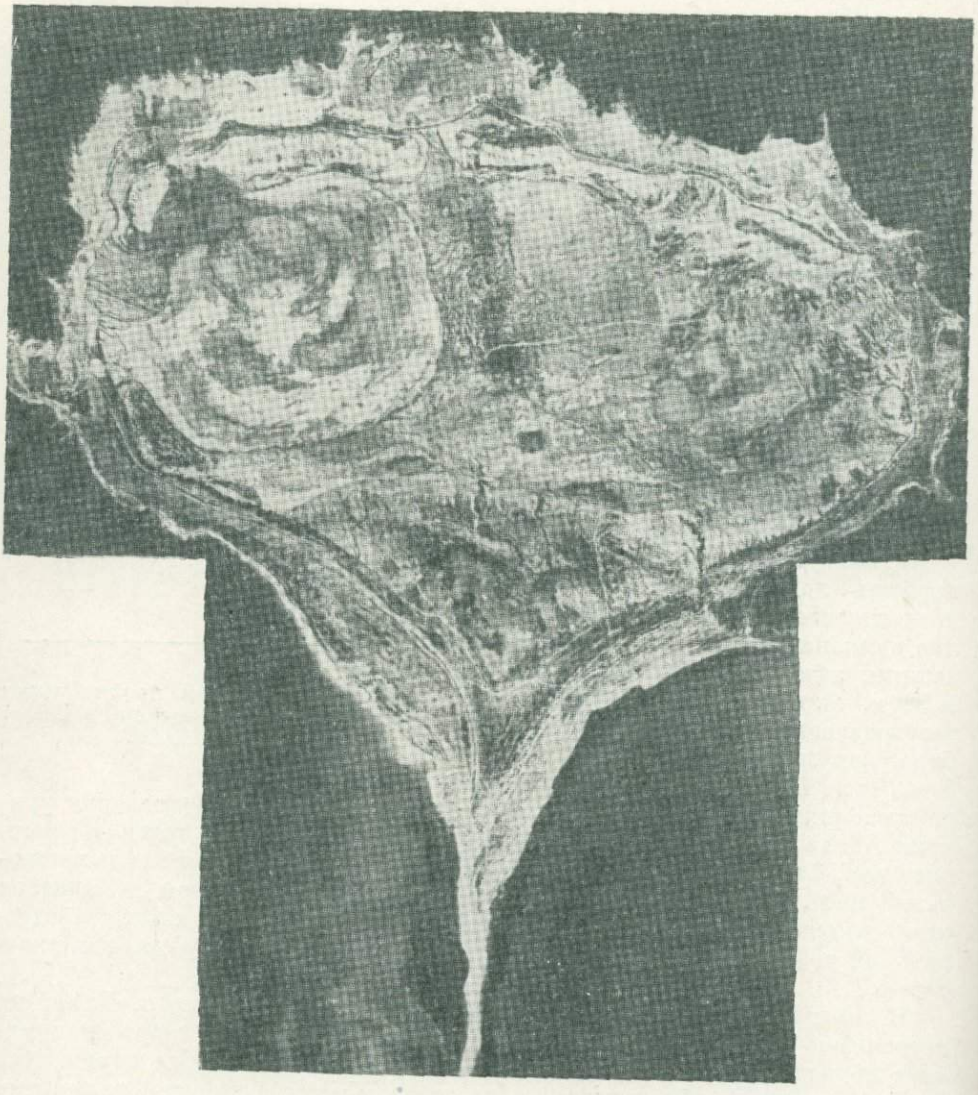


Рис. 137. Репродукция фотосхемы о. Булла. М. 1 : 20 000.

ния 1947 г. располагается в северо-западной половине острова. Брекчия извержения 1940 г. находится на северо-востоке острова. При сравнении аэроснимков, полученных в 1952 и в 1960 гг., установлено, что извержение 1960 г. приурочено к кратеру 1940 г., причем сопочная брекчия жидкой консистенции извержения 1960 г. почти полностью перекрыла сопочную брекчию 1940 г. Кроме того, в районе солончака, расположенного в юго-восточной части острова, на аэрофотоснимках отмечается небольшое пятно свежей сопочной брекчии, образовавшейся при извержении 1959 г.

Все поля сопочной брекчии окружены единым кратерным валом, четко выраженным в современном рельефе. Вал, очевидно, образовался

до извержения 1857 г., так как к нему со стороны моря примыкают террасы по крайней мере новокаспийского времени. Последующие извержения грязевого вулкана происходили в пределах кратера, оконтуренного

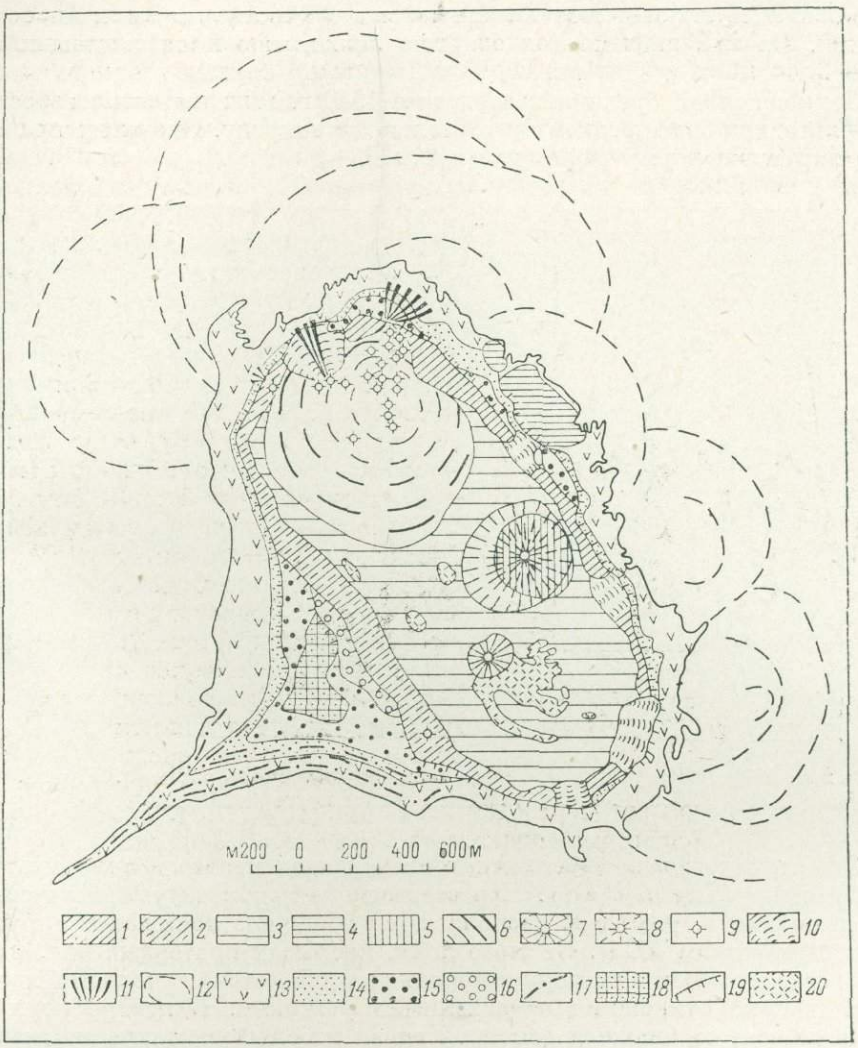


Рис. 138. Геоморфологическая карта о. Булла.

Грязевулканический рельеф: *1* — хорошо сохранившиеся останцы древнего кратерного вала; *2* — размытый и измененный кратерный вал; *3* — основное плато острова, сложенное древней сопочной брекчией; *4* — кратеры древних извержений; *5* — поле сопочной брекчии извержения 1940 г.; *6* — поле сопочной брекчии извержения 1947 г.; *7* — кратер и поле сопочной брекчии извержения 1959 г.; *8* — кратер и поле сопочной брекчии извержения 1960 г., перекрывающей сопочную брекчию извержения 1940 г.; *9* — действующие сальзы; *10* — древние потоки сопочной брекчии; *11* — конусы выноса современной сопочной брекчии жидкой консистенции; *12* — контуры древних полей сопочной брекчии на морском дне. Морской рельеф: *13* — новейшая терраса 1929 г., высотой 1.5—2 м; *14* — вторая терраса 1805 г., высотой 4—5 м; *15* — третья терраса времени максимума новокаспийской трансгрессии, высотой 7—7.5 м; *16* — четвертая абразионная терраса, высотой 14 м; *17* — береговые валы; *18* — днище древней, ныне высохшей лагуны; *19* — абразионные уступы. Денудационный рельеф: *20* — солончаки и такыры.

древним валом. К днищу кратера вал обрывается относительно крутым уступом, поднимающимся над его поверхностью в северо-западной части на 8—9 м. Со стороны моря он окружен почти отвесным отмершим абразионным уступом. Вал местами размыт, как это имеет место в юго-восточ-

ной части острова, где абразионный уступ ограничивает непосредственно поверхность, образованную древним покровом сопочной брекчии.

Юго-восточная часть острова, сложенная древней сопочной брекчией и оконтуренная с северо-востока и юго-запада кратерным валом, имеет слабо волнистую поверхность с пониженными участками, занятыми солончаками. На ней наблюдается большое количество бездействующих грифонов.

Поле сопочной брекчии извержения 1940 г. выделяется на аэроснимках благодаря более редкому растительному покрову. Оно имеет правильную округлую форму диаметром в 800 м.

Рис. 139. Действующие грифоны в северо-восточной части о. Булла. На заднем плане видны остатки кратерного вала.

Особенно четко на аэроснимках изобразился кратер и поле сопочной брекчии извержения 1947 г. При стереоскопическом изучении аэроснимков ясно видно, что здесь располагается обширное понижение округлой формы диаметром 700 м. От этого поля, прорывая кратерный вал, на север и северо-восток в сторону моря отходят два потока сопочной брекчии, ограниченные отмершими абразионными уступами. В центре поля выделяется «озеро» влажной сопочной грязи и большое количество мелких грифонов, слабо газирующих и выбрасывающих очень густую грязь. Более крупные грифоны, расположенные отдельными группами, находятся в северо-восточной части этого поля. Они имеют заостренные конусы (рис. 139); некоторые из них достигают высоты 2—2.6 м. Грифоны периодически выделяют газ и сопочный ил. Кроме того, в западной части острова имеется несколько сальз диаметром от 8 до 10 м.

Между берегом и древним абразионным уступом, ограничивающим кратерный вал, располагаются три четко выраженных террасовых поверхности. Закраина наиболее молодой террасы, образовавшейся в результате последнего снижения уровня моря, лежит на высоте 2 (—26) м второй террасы на высоте 4—5 (—24—23) м; третьей террасы на высоте 7—7,5 (—21—20,5) м.

В юго-западном направлении от острова протягивается аккумулятивная коса, длиною в 2 км. Эта коса имеет подводное продолжение, очерченное изобатами в 5 и 10 м.

Вблизи острова на аэроснимках видно несколько своеобразных рисунков в виде концентрических дуг (рис. 140), по-видимому, отражающих положение древних кратеров грязевого вулкана на о. Булла.

К юго-востоку от о. Булла глубины моря нарастают быстро. Уклон дна составляет сначала 0°42′, а затем уменьшается до 0°18′—0°04′.

Расположенная несколько в стороне от складки о. Булла складка Булла-море в современном рельефе дна не выражена. Глубины моря здесь колеблются от 15 до 30 м.

Акватория Алятского мелководья охватывает складку Аляты-море, и мульду, расположенную к югу от нее. Рельеф дна здесь абразионный со скульптурными грядами, простирание которых

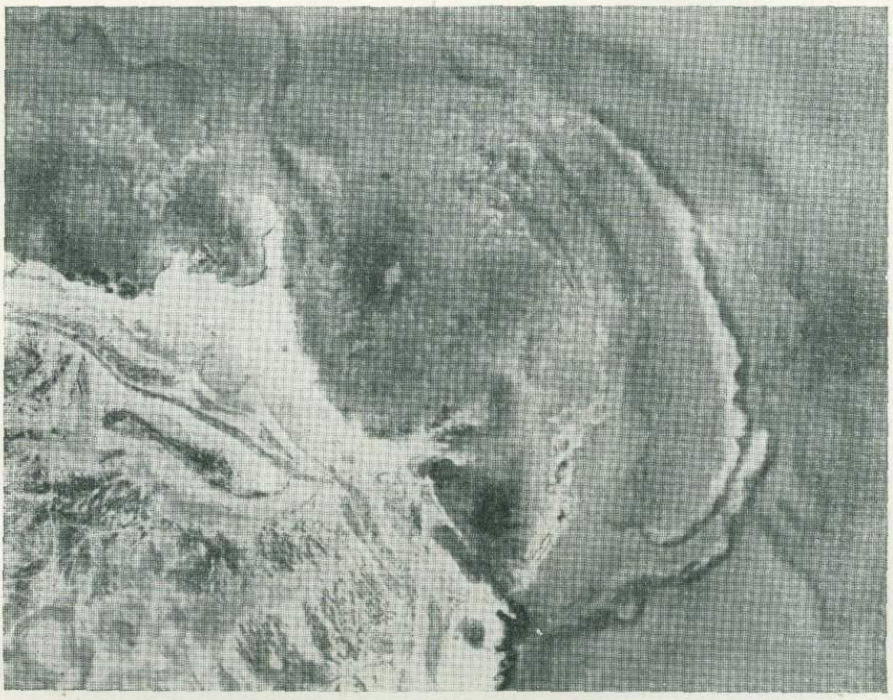


Рис. 140. Аэроснимок подводного кратера одного из древних извержений грязевого вулкана о. Булла.

зависит от особенностей указанных структур. В пределах мульды и антиклинали Аляты-море подводные гряды, образованные апшеронскими известняками, располагаются концентрически (рис. 89).

Рельеф дна между антиклиналями Аляты-море и Сангачалы-Дуванный-море выравненный. Здесь обращает на себя внимание только S-образно изгибающаяся гряда с рядом островков, очерчивающая восточную периклиналь складки Аляты-море и седло, отделяющее последнюю от складки Сангачалы-Дуванный-море. Эта гряда, имеющая асимметричное строение, резко возвышается над окружающей поверхностью морского дна и возникла в результате препарировки устойчивых к разрушению пластов апшеронских известняков, залегающих среди преимущественно глинистых пород.

Очертания береговой линии данного участка побережья также связаны с геологическим строением. Мыс Сангачал образован апшеронскими известняками, слагающими периклинальную часть складки Б. Кянизадаг. Мыс Алят, к которому приурочен грязевой вулкан, связан с пери-

клиналью антиклинали Алятской косы. Широкая бухта между этими мысами обусловлена синклиналью, отделяющей антиклинальную зону Кянизадаг—Сангачалы-Дуванный-море от складок Алятская коса — Аляты-море.

Акватория Алято-Андреевской синклинали

Площадь Алято-Андреевской синклинали выражена аккумулятивной равниной с выработанным профилем равновесия. Береговая линия южнее мыса Алят образует широкую бухту, ограниченную аккумулятив-

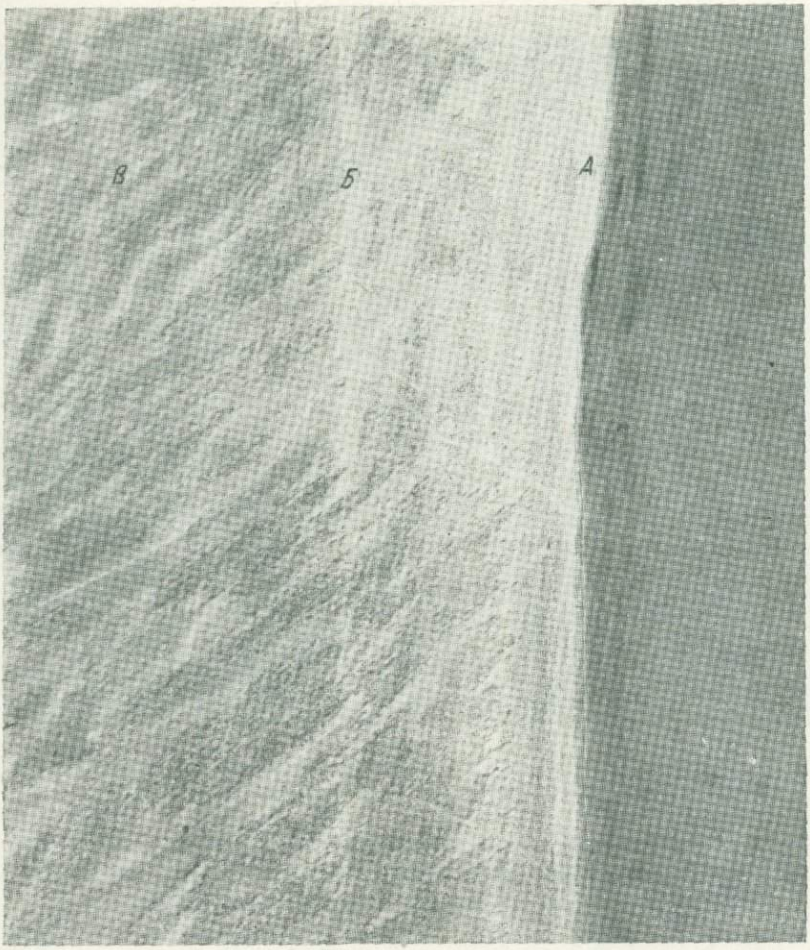


Рис. 141. Аэроснимок аккумулятивного берега Алято-Андреевской синклинали.

А — береговые валы; *Б* — уступ верхнехвалынской террасы; *В* — поверхность верхнехвалынской террасы. М. 1 : 11 000.

ным берегом, с широким пляжем, современной и новокаспийской террасами, на поверхности которых наблюдаются 3—4 береговых вала. Современная терраса, южнее мыса Алят ограничена отмершим абразионным уступом верхнехвалынской террасы. Отложения береговых валов, а также террас, в том числе и верхнехвалынской, с поверхности значительно переваяны и образуют грядообразно вытянутые аккумулятивные формы.

Эти эоловые формы рельефа частично закреплены растительностью, хотя понижения между ними заняты незакрепленными отложениями. Гряды эоловых песков как на поверхности молодых террас, так и хвалынской террасы ориентированы под углом к береговой линии и вытянуты на юго-запад под азимутом 225° (рис. 141).

Подводная аккумулятивная равнина, примыкающая к этому участку побережья, имеет исключительно ровную поверхность, медленно погружающуюся к востоку. В прибрежной части наблюдается 2—3 подводных не очень четко выраженных вала, за которыми уклон равнины достигает 0°10′, а дальше уменьшается до 0°0′30″. Изобата в 20 м располагается в 30 км, а изобата в 50 м — в 65 км от берега. Эта подводная равнина на западе осложнена грязевым вулканом о. Глиняного, что является редким примером, когда грязевой вулкан приурочен к синклинали. Правда, следует иметь в виду, что на некоторых сейсмических профилях в районе о. Глиняного отмечается антиклинальный перегиб, но этого недостаточно, чтобы уверенно говорить о наличии здесь антиклинального поднятия. По-видимому, данный грязевой вулкан связан с нарушением, а не со складкой

Рис. 142. Аэроснимок о. Глиняный.

А — наклонная поверхность, образованная потоком сопочной брекчии последнего извержения; *Б* — кратер вулкана; *В* — потоки древней сопочной брекчии; *Г* — террасы. М. 1 : 12 500.

(Хенкина, 1959ф). Извержения вулкана о. Глиняного отмечены в 1810, 1860 и 1937 гг. Последние два извержения сопровождались пламенем, причем огненный стоб достигал высоты 100 м. Для извержения 1937 г. С. А. Ковалевский (1940) указывает, что «по наблюдениям с алятского берега высота пламени над вулканом оценивалась до уровня полета аэроплана по проходящей здесь трассе, т. е. якобы достигала 1000 м» (стр. 142). Остров вместе с косой вытянут в широтном направлении на протяжении 3.5 км (рис. 142). Длина острова без аккумулятивной косы составляет около 1 км, ширина — 800—900 м. Северо-восточная часть острова представляет собой приподнятое плато, понижающееся к краям; юго-западная часть — низменная. Наибольшая высота острова, совпадающая с западным краем кратера, достигает 18 (—10) м. На северо-востоке и востоке острова сохранились следы потоков сопочной брекчии, стекавших в море. Плато окружено абразионными уступами. В северо-западной части острова между уступом плато и береговой линией намечается, как и на о. Булла, три террасы. Аккумулятивная коса сложена мелко- и среднезернистыми песками, переходящими в краевых частях в крупнозернистые пески, на поверхности которых встречаются обломки пород, размером от нескольких сантиметров до 30—40 см. В прибрежной полосе из-под воды выступают глыбы известняка до 2—3 м в поперечнике.

В пределах Алято-Андреевской синклинали, кроме грязевого вулкана о. Глиняного, в 57.5 км от берега и в 44 км от о. Булла располагается подводный грязевой вулкан банки Андреева, приуроченный к антиклинальной складке, осложняющей Алято-Андреевскую синклиналь. Наименьшая глубина над вулканом 5 м, тогда как средние глубины около банки достигают 100 м, а в 8 км к юго-востоку составляют уже 200 м. Морфология вулкана изучена слабо, но судя по окружающим глубинам, подводный конус, вероятно, возвышается на многие десятки метров. К югу от банки Андреева в глубоководной части Южнокаспийской котловины, констатирован подводный хребет, являющийся прямым отражением положительной тектонической формы в рельефе дна.

Акватория антиклинальной зоны Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова

Эта крупнейшая в Бакинском архипелаге антиклинальная зона отчетливо выражена в рельефе дна. К сводовым частям и крыльям некоторых складок приурочен абразионный скульптурно-грядовый рельеф. При этом большинство складок оконтурено изобатой в 10 м. В пределах этой акватории отмечается 8 грязевых вулканов.

Береговая линия, пересекая эту антиклинальную зону, образует мыс Пирсагат с грязевым вулканом Хамамдаг, от которого в сторону моря отходят два потока сопочной брекчии (рис. 143).

Площадь складки Хамамдаг-море характеризуется значительно пересеченным грядовым рельефом. К юго-западному крылу складки Хамамдаг-море приурочена так называемая Пирсагатская каменная гряда (рис. 90). Эта гряда, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток, образует ряд островов и надводных камней вытянутой формы, располагающихся в виде полукруга, выпуклого к юго-западу. Всего здесь насчитывается около 18 каменистых островов, не считая отдельных едва поднимающихся над водой камней. Острова и подводные их продолжения образуют пять гряд. Все они сложены известняками апшеронского возраста. Из наиболее крупных островов можно отметить о. Бабурий и о. Пеликаний. Эти каменистые острова поднимаются над водой на 2—4 м. Все гряды имеют пологие юго-западные и крутые северо-восточные склоны. Сводовая часть складки в рельефе не выражена. На северо-восточном

крыле складки присутствуют только отдельные камни, над которыми глубины моря достигают 6—7 м. Такое асимметричное строение рельефа складки объясняется наличием крупного продольного нарушения, по ко-

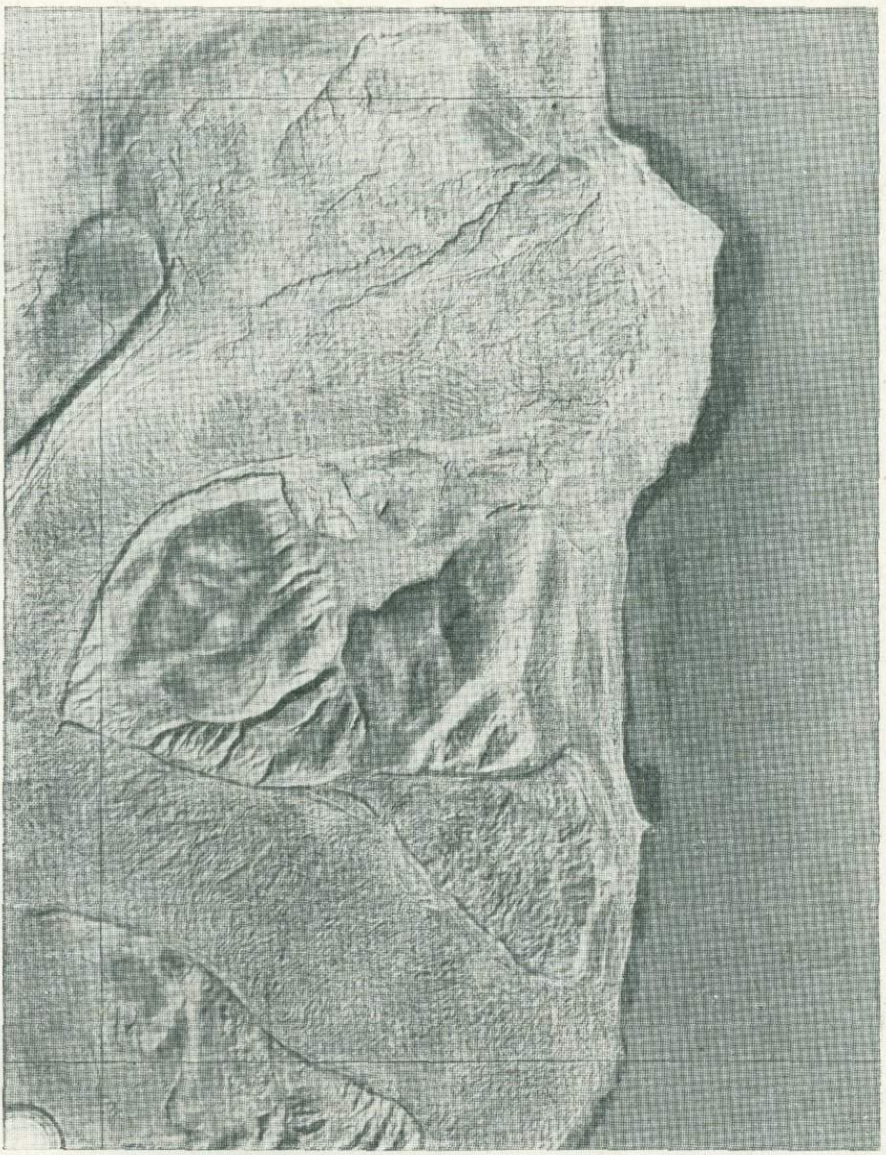


Рис. 143. Аэроснимок потоков сопочной брекчии грязевого вулкана. М. 1 : 11 100.

торому произошло опускание северо-восточного крыла на несколько сотен метров. В целом складка сильно размыта, в результате чего в сводовой части уничтожена толща, не считая четвертичных отложений, мощностью около 2000 м.

К нарушению на северо-восточном крыле складки приурочен о. Лось, имеющий грязевулканическое происхождение. Последнее извержение вулкана о. Лось было в 1923 г. Оно сопровождалось воспламенением

газа в виде огненного облака и столба огня, державшегося в течение 40 мин. Во время извержения в воздух выбрасывались оплавленные и ошлакованные мелкие пустотелые шарики. Остров имеет овальную форму (рис. 144) и на юго-западе заканчивается небольшой слабо развитой аккумулятивной косой клиновидных очертаний.

Поверхность косы усеяна галькой. Длина острова — 900 м, ширина — 600 м и высота — 12—13 м. Северная и восточная части острова ограни-

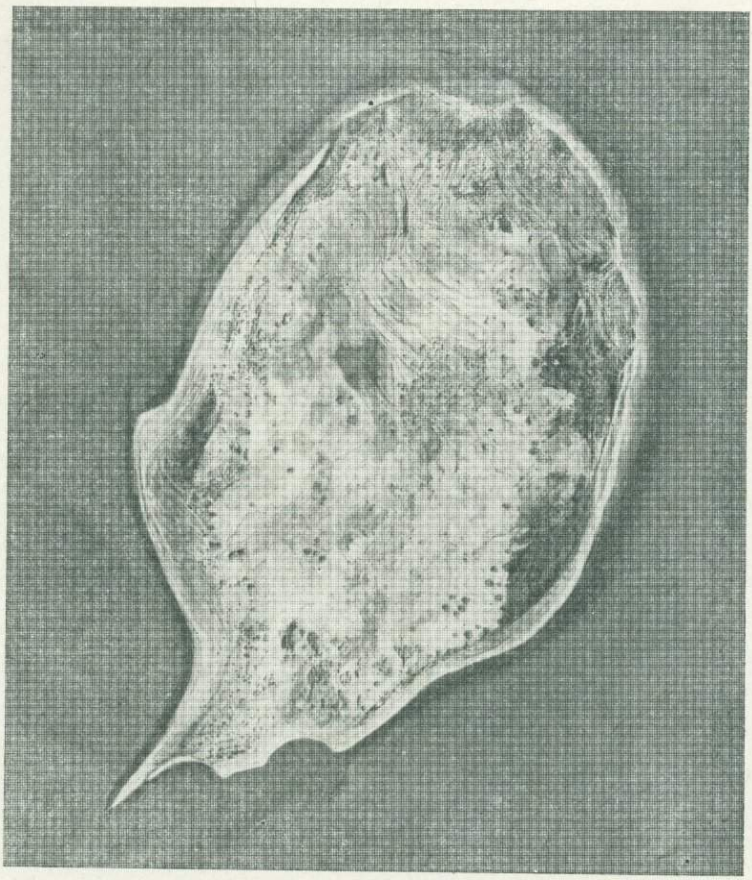


Рис. 144. Аэроснимок о. Лось. М. 1 : 11 100.

чены абразионным уступом, за которым располагается узкая полоса пляжа, сложенного глыбами, вымытыми из сопочной брекчии, размером до 1 м³. Разрушение берега сопровождается оползнями, вызывающими возникновение трещин в сопочной брекчии, идущих параллельно берегу. Средняя часть острова представляет более или менее ровную поверхность, наклоненную к югу. Здесь наблюдается большое количество действующих грифонов, образующих четко выраженные конусы, и мелких сальз. Грифоны располагаются группами и часто насажены на общий уплощенный конус.

В юго-восточной части острова имеются две террасы. За узкой полосой пляжа, сложенной галькой, располагается бровка террасы высотой 3 м над уровнем моря. Снизу вверх обнажаются:

1. Сопочная брекчия с включениями обломков песчаников. Видимая мощность 0.2 м.

2. Валунник из хорошо окатанных валунов, в основном представленных песчаниками. Кроме валунов песчаников, имеются валуны из конгломератов, а также галька кварца, кварцита, кремнистых пород, гранитов, гранодиоритов и порфиритов.

3. Галечник из хорошо окатанных галек песчаников и известняков.

Высота поверхности террасы к закраине постепенно повышается до 4.5 м.

Бровка второй террасы находится на высоте 12 м над уровнем Каспия и на 9 м над бровкой первой террасы. В уступе террасы и на его поверхности обнажаются хорошо окатанные галечники. На поверхности острова были обнаружены пресноводные раковины *Corbiculla* aff. *fluminalis*, что свидетельствует о былом соединении острова с сушей (Сулейманов, 1953).

В юго-восточной периклинальной части складки Хамамдаг-море, в 1.75 км к юго-востоку от подводного продолжения косы о. Лось располагается банка, сложенная апшеронскими известняками. Последние образуют грядку с пологим склоном, падающим на юго-восток под углом 17°. Около грядки много подводных камней. Глубины над банкой составляют всего 0.2 м.

Акватория складки о. Свиного также отличается пересеченным рельефом дна. Вокруг острова располагается множество подводных гряд, сложенных дочетвертичными породами и хорошо отображающихся на эхолотограммах в виде острых пиков, достигающих 4—5 м относительной высоты.

В северо-западной периклинали складки располагаются подводные гряды банки Савенко и гряда, изобразившаяся на аэроснимках в 2.75 км к юго-юго-западу от нее. Ближе к о. Свиному, в 1.5 км к северо-востоку от него, находится каменистая банка Военмор. В районе последней (к западу от нее) колебания рельефа достигают 6—7 м. Ряд каменистых банок и гряд наблюдается также к западу, югу и востоку от острова.

Остров Свиной представляет конус грязевого вулкана, при этом сопочная брекчия лежит непосредственно на породах продуктивной толщи. Это указывает на то, что перед образованием грязевого конуса уже существовал остров, на поверхности которого отложения моложе продуктивной толщи были размыты. Извержение на острове зарегистрировано 11 апреля 1932 г. Кроме того, в 1928 г. ощущались два сильных подземных удара.

По данным Г. В. Абиха (1939), остров представляет собой уцелевший от размыва сегмент грязевого вулкана, основной кратер которого находится в море к северо-востоку от него. Остров имеет овальную форму с неправильными очертаниями (рис. 145). Его длина около 1200 м, ширина 900 м. В наиболее приподнятой северной части поверхность острова выравненная и со всех сторон ограничена крутым абразионным уступом. Поэтому остальную пониженную часть острова можно считать террасой. К юго-востоку от возвышенной части острова простирается гряда сохранившегося от размыва кратерного вала. Берега острова обрывисты и окаймлены каменистым пляжем. На острове имеется большое количество действующих грифонов, высотой от 0.5 до 1.5 м, и сальз. Вдоль южного берега острова прослеживаются две террасы. У основания косы имеется терраса, поднятая на 7—7.5 м над ур. м. На поверхности ее в изобилии встречаются створки *Dreissensia polymorpha* (Pall.) и *Cardium edule* L. Отходящая от острова коса сложена у основания галькой, а на юго-востоке обломками, размером от 5 до 35—40 см. Коса прослеживается на протяжении 300 м. Далее к юго-востоку на ее подводном продолжении располагается аккумулятивный островок. Подводное продолжение косы прослеживается на 1.2 км.

Площадь складки Персиянин также имеет значительно пересеченный рельеф дна с каменистыми банками, подводными грядами и многочисленными камнями. А. Л. Путкарадзе (1958б) предполагает, что камни представляют крупные глыбы песчаников продуктив-

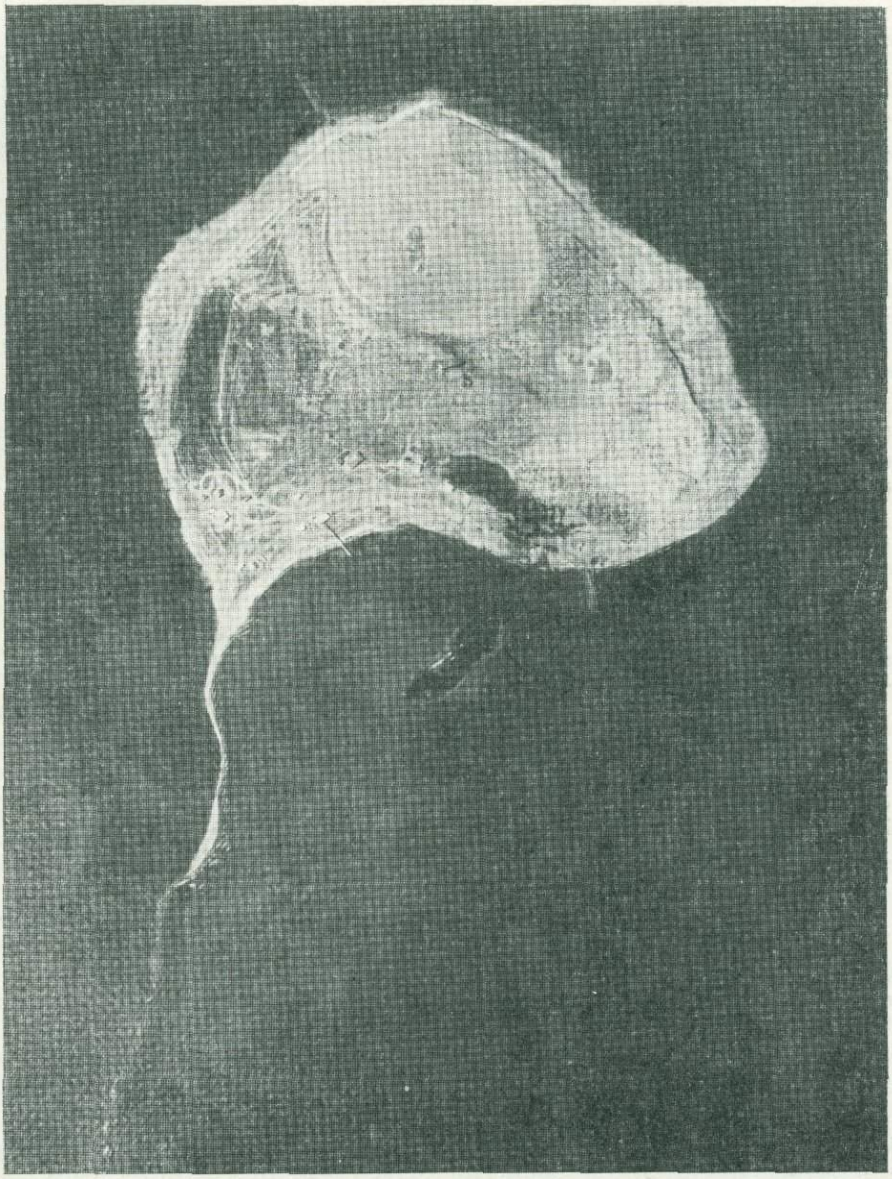


Рис. 145. Аэроснимок о. Свиной. М. 1 : 11 100.

ной толщи, по-видимому, вымытые из грязевулканической брекчии. Несмотря на широкое развитие грязевулканической деятельности на рассматриваемой площади, все же большинство каменистых банок и камней *образовано коренными выходами дочетвертичных пород. Об этом свидетельствуют* эхолотные профили, на которых вырисовываются серии последовательно расположенных подводных гряд до 4—5 м относительной

высоты. Обычно такая серия гряд отражает выходы дислоцированных дочетвертичных пород. Правда, на хорошо изученных грязевых вулканах известны выбросы крупных отторженцев, но трудно представить, чтобы в результате грязевулканического извержения было выброшено бесчисленное количество камней объемом в несколько десятков и сотен кубических метров.

Наиболее пересеченный рельеф наблюдается в районе банки Безымянной, где на площади в 4—5 км² насчитывается до 12 каменистых банок, с глубинами над ними от 0.6 до 9 м, и множество подводных камней. Вблизи этой банки имеется кратер подводного грязевого вулкана, постоянно газирующего и выделяющего сопочный ил, окрашивающий воду в серо-зеленоватый цвет. На эхолотограмме профиля, проведенного вблизи пятна мутной воды, ясно вырисовывается углубление, окруженное валом. Глубина моря над углублением достигает 14 м, а над валом 6 м. Очевидно, профиль прошел по краю кратерной воронки, в центре которой нужно ожидать значительно большие глубины. Таким образом, здесь наблюдается вулкан аналогичный вулкану, описанному Г. В. Абихом (1939) вблизи о. Дуванного.

Второй постоянно газирующий вулкан отобразился на аэроснимках в 1.3 км к юго-востоку от вулкана банки Безымянной. Этот подводный вулкан, к сожалению, остался не исследованным нами, но, судя по фотоизображению, здесь имеется подводный конус небольшого размера. Конус имеет правильную округлую форму с диаметром 200 м. В центре его располагается кратер. Примерно в этом месте на гидрографической карте показана банка округлой формы с минимальной глубиной в 2 м. Глубины моря на окружающих банку участках колеблются от 6 до 14 м. Исходя из этого, можно считать, что конус поднимается над дном от 4 до 12 м.

Третий (также не исследованный) газирующий подводный вулкан изобразился на аэроснимках в 1.7 км к юго-востоку от последнего вулкана в районе о. Камень Персиянин.

Все три газирующих вулкана лежат строго по одной прямой линии, простирающейся от о. Свиного на юго-восток под азимутом 120°. Вероятно, вулканы приурочены к продольному нарушению, осложняющему антиклинальную зону Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова. Нам представляется, что два крайних вулкана удобно назвать по банкам, вблизи которых они расположены, а именно вулканами банки Безымянной и Камень Персиянин.

В районе банки Персиянин на дне также распространены отдельные гряды и камни. Наиболее крупный надводный камень поднимается над водой на 3 м. Одна из подводных гряд, возвышающаяся над дном на 3 м, обнаружена в 600 м к востоку от Камня Персиянин на глубине 19 м.

Площадь складки о. Камень Игнатия к юго-востоку от банки Персиянин. Остров Камень Игнатия представляет конус грязевого вулкана, расположенного на участке сочленения складок Камень Персиянин и Камень Игнатия. До 1922 г. на месте острова располагалась банка с переменными глубинами. Данные по изменению глубин над этой банкой приведены С. М. Апресовым (1933). Так, в 1872 г. глубины над банкой составляли 0.6 м, в 1902 г. — 3.9 м, а в 1910 г. — 2.1 м, в 1914 г. — 0.2 м. В 1922 г. на месте банки появился островок длиной 20 м, едва поднимавшийся над поверхностью воды. В 1959 г. высота острова составляла 4 м. Остров вытянут с северо-запада на юго-восток на 0.35 км, ширина его до 0.2 км (рис. 146). Юго-западный конец острова сложен хорошо окатанной галькой и валунами. На северо-востоке пляж состоит из крупных глыб песчаника. В пределах острова выделяется повышение в виде увала, на северо-восточном склоне которого располагается действующая сопка, выделяющая газ и сопочный ил. Вторая сопка располагается на юго-

восточном конце острова. Поверхность острова усеяна глыбами песчаника. Вблизи острова в море имеются два участка с выделением газа, в пределах которых вода сильно взмучена.

В сводовой части складки, расположенной к юго-востоку от Камня Игнатия, глубины моря достигают 18 м. Только в 5 км к юго-востоку от банки на эхолотограмме отмечаются две невысокие гряды до 2.5—3 м высоты. Простирание этих гряд осталось неясным, так как они пересечены только одним профилем. Большая часть дна здесь выстлана заиленной ракушей, на поверхности которой очень часто наблюдаются поселения живых моллюсков *Mytilaster lineatus* (Gmel.), образующие пятна неправильной формы. Несмотря на выравненность рельефа и очень незначительное развитие скульптурных форм, в целом складка Камень Игнатия отчетливо выражена в рельефе дна. Она оконтуривается изобатой в 20 м в виде вытянутого в юго-восточном направлении овала, длиною 7.5 км и шириною 5 км. Кроме упомянутых выше гряд, в 4 км к юго-юго-западу от острова на гидрографической карте указана банка с глубиной 13.8 м, поднимающаяся до 4 м над окружающими участками дна. К северо-востоку от площади складки глубины нарастают быстро со средним уклоном дна в 0°36′. В юго-западном направлении уклон дна меньше, но все же достаточно заметный. Заметное нарастание глубин происходит и к юго-востоку.

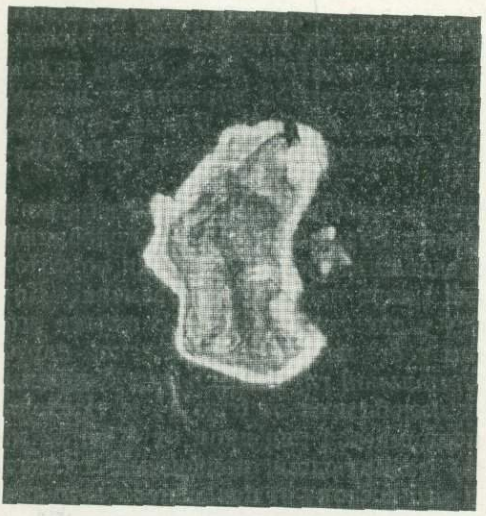


Рис. 146. Аэроснимок о. Камень Игнатия. М. 1 : 10 000.

Площадь складки банки Корнилова-Павлова, как показали проведенные эхолотные профили, имеет исключительно пересеченный рельеф. На близких расстояниях колебания подводного рельефа достигают 20—22 м, а в некоторых пунктах даже 45—47 м (рис. 147).

В юго-восточной части складки вблизи ее свода на дне возвышается грязевулканический конус, образующий банку Корнилова-Павлова, глубины над которой, очень изменчивы. Ф. Г. Дадашев и Р. Г. Султанов (1960) приводят следующие данные по изменению глубин на банке Корнилова-Павлова: в 1903 г. здесь была банка с глубиной 3 м; в 1907 ее глубина уменьшилась до 0.3 м; в 1910 г. глубины над банкой увеличились, а в 1916 г. на месте банки образовался остров размером 63×30 м при высоте в 1.5 м; в 1921 г. глубина над банкой достигала 6.3 м. В 1960 г. наименьшая глубина над банкой была 5 м. Дно на банке неровное, с навалами огромных глыб. Здесь же наблюдается выделение газа и сопочного ила, сильно взмучивающего воду. Эхолотный профиль, проведенный через это пятно мутной воды, показал, что оно приурочено к воронкообразному углублению глубиной до 12 м, в то время как на рядом расположенных участках глубины не превышают 6 м.

К северо-западу от банки в сторону о. Камень Игнатия отмечается ряд котловинообразных понижений, разделенных резко выраженными возвышенностями до 16—17 м относительной высоты, изображающимися на эхолотограммах в виде пиков. Наличие этих понижений можно было бы связывать с грязевулканической деятельностью. Однако сомнительно,

чтобы такие резко выраженные положительные формы рельефа могли быть истолкованы, как осложняющие кратер грифоны. На сейсмической схеме в этом районе предположительно намечаются крупные нарушения. Поэтому встает вопрос, не связан ли сложно пересеченный рельеф дна в районе банки Корнилова-Павлова с этими поперечными разломами, осложняющими складку? Имевшимися у нас средствами этот вопрос разрешить не удалось. Поэтому любопытный подводный рельеф акватории банки Корнилова-Павлова ждет своего объяснения. Так или иначе рельеф этой площади генетически связан с наличием здесь антиклинальной складки и осложняющих ее нарушений, а также с интенсивной грязевулканической деятельностью.

К юго-востоку от банки Корнилова-Павлова глубины быстро нарастают. В пределах же глубоководной котловины Южного Каспия,

Рис. 147. Эхограмма профиля в районе банки Корнилова-Павлова. Горизонтальный масштаб М. 1 : 300.

правда после значительного перерыва, на продолжении этой антиклинальной зоны имеется подводный хребет, вытянутый уже в южном направлении. Вероятно, последующие детальные работы позволяют установить непосредственный переход антиклинальной зоны Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова в этот орографический элемент котловины Южного Каспия.

Акватория Бяндован-Калмычковской синклинали и антиклинальной зоны Хыдырлы-Бяндован—Кумани

Эта акватория в целом представлена обширной равниной волновой аккумуляции, осложненной в пределах антиклинальной зоны конусами грязевых вулканов Обливной и Кумани. В противоположность вышерассмотренным антиклинальным зонам, последняя в рельефе дна, за исключением упомянутых грязевых вулканов, не выражена. Объясняется это интенсивным погружением данной антиклинальной зоны в пределах морской части и растворением ее в Бяндован-Калмычковской синклинали. Антиклинальная зона Бяндован—Кумани делит Бяндован-Калмычковскую синклиналь на две ветви: северо-восточную, отделяющую Бяндован-Куманинскую антиклинальную зону от расположенной северо-восточной зоны Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова, и юго-западную, ограниченную с юго-запада антиклинальной зоной Погорелая Плита—банка Карагедова.

Как и в других случаях, береговая линия на участке северо-восточной ветви Бяндован-Калмычковской синклинали образует широкую бухту

между мысами Пирсагат и Бяндован. Очертания береговой линии несколько осложняются к северу от рыбного промысла Пирсагат № 2, где береговая линия вдается в море широким выступом, образованным пляжем и новейшей террасой (рис. 148). Кроме того, небольшой мыс имеется в районе Заячьей горы, к которой приурочен грязевой вулкан.

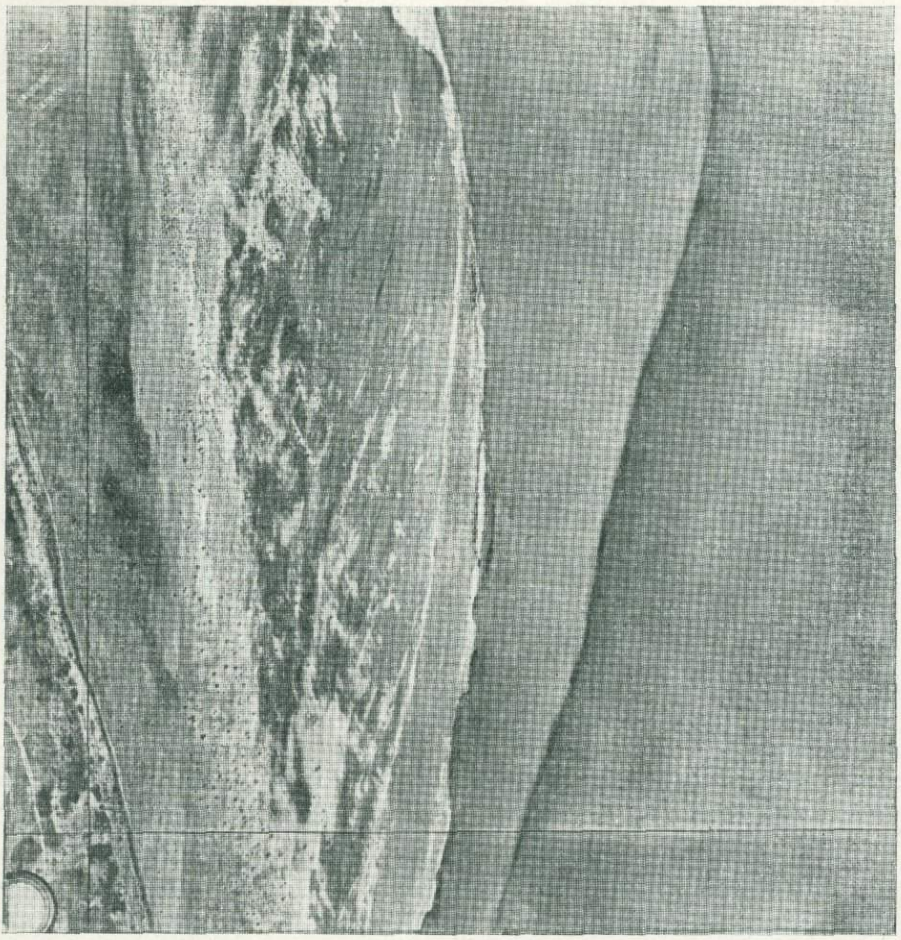


Рис. 148. Аэроснимок пляжа и новейшей террасы к северу от рыбного промысла Пирсагат № 2. М. 1 : 12 500.

Рельеф дна построен сравнительно просто. К юго-западу от Пирсагатской каменной гряды между последней и берегом простирается широкое мелководье, ограниченное изобатой 5 м и имеющее в плане очертание в виде треугольника. Основание этого треугольника от мыса Бяндован до мыса у Заячьей горы равно 11 км; расстояние от берега до юго-восточной оконечности Пирсагатской гряды (высота треугольника) составляет 7 км. Это мелководье, как и аккумулятивный выступ берега к северу от Пирсагатского рыбного промысла № 2, образовалось вследствие блокирующего влияния Пирсагатской гряды, предохраняющей этот участок дна от волн северных румбов и южных течений. От мыса около Заячьей горы до мыса Бяндован, изобата в 5 км приближена к берегу, на 0.75 км. Восточнее располагается донная равнина волновой аккумуляции, посте-

пенно погружающаяся к востоку под углом 0°03′. Эта равнина разнообразится песчано-ракушечными банками, являющимися подводными продолжениями аккумулятивных кос о-вов Свиного, Лось, Обливного, высотой от 0.6 до 2 м. Песчаные банки (подводные косы) вытянуты с северо-востока на юго-запад, т. е. пересекают основные структуры вкрест простирания. Одна такая полоса банок начинается у о. Лось и с перерывами протягивается до широты мыса Бяндован. Другая, находящаяся на продолжении косы о. Свиного, заканчивается к востоку от банки Павлова, т. е. прослеживается на протяжении 25 км. Образование этих банок, как и кос, нужно связывать с блокирующей ролью островов, защищающих узкую полосу дна от преобладающих волн.

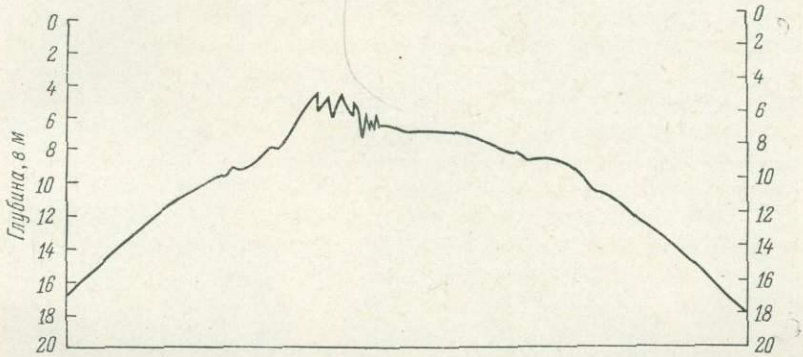


Рис. 149. Эхограмма дна банки Кумани. М. 1 : 25 000.

Береговая линия на участке антиклинальной зоны Хыдырлы—Бяндован—Кумани образована Бяндованским мысом с грязевым вулканом. В рельефе морского дна на продолжении этой зоны отчетливо выделяются конусы грязевых вулканов, образующие о. Обливной и банку Кумани.

Остров Обливной, подробно описанный Д. М. Сулеймановым (1953), по данным аэросъемки, имеет 550 м в длину и 400 м в ширину. Наибольшая высота острова — 45 м. Он представляет уцелевший от размыва останец конуса грязевого вулкана (его юго-западную часть), обрывающийся к узкой пляжевой полосе крутыми уступами, за исключением северо-восточной части, отвечающей внутренней стенке бывшего кратера. В пределах пониженного участка острова, соответствующего уцелевшей части кратерного дна, имеются следы новейших извержений. В 200 м к западу от кратера находится сохранившаяся часть кратерного вала, западнее которого поверхность острова имеет уклон на юго-запад и отвечает поверхности склона бывшего конуса. По поверхности острова разбросаны глыбы известняков-ракушечников, реже — мергелей, известняков и т. д. Вокруг кратера располагаются концентрические и радиальные трещины, ширина которых колеблется от 0.1 до 0.5 м. Окружающий остров каменистый пляж, шириной от 5—6 до 40—45 м сложен обломками и глыбами твердых пород, вымытыми из брекчии. Вблизи границы последнего извержения у подножия кратерного вала располагаются две сальзы эллиптической формы, интенсивно выделяющие газ, воду и сопочный ил. На поверхности острова К. П. Калицким (1921) были встречены раковины наземного моллюска *Xerophila derbentina*, по его мнению, указывающего на существовавшую ранее связь острова с сушей.

Банка Кумани является конусом подводного грязевого вулкана с продолжающейся в настоящее время интенсивной деятельностью. Изучение вулкана ведется уже более 100 лет, с того времени, когда он детально был исследован Г. В. Абихом (1939).

В связи с активностью грязевого вулкана глубина банки постоянно меняется, а временами над поверхностью воды поднимается небольшой островок. Так, в 1860 г. на месте этого вулкана была банка с глубиной 1.2 м; в 1861 г. здесь появился остров высотой 3.6 м; в 1862 г. — снова банка с глубиной 1.2 м; в 1869 г. глубина над банкой увеличилась до 4.2 м;

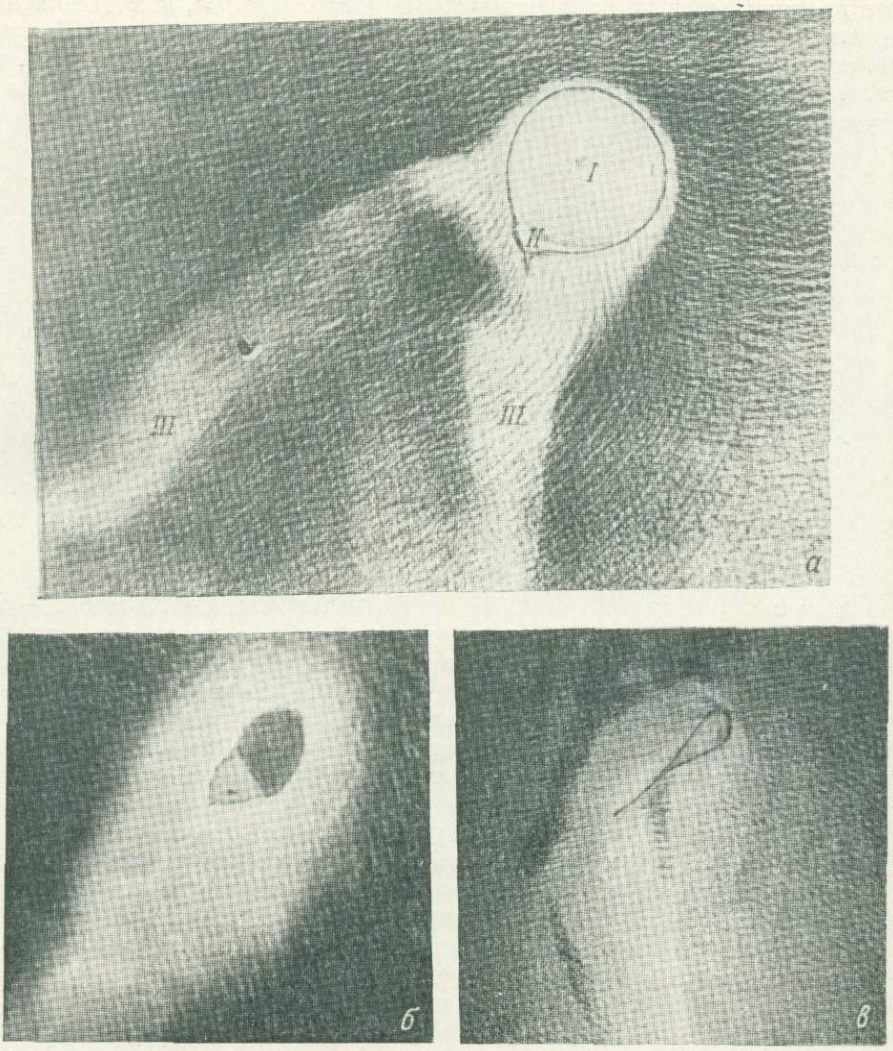


Рис. 150. Аэроснимок о. Кумани. М. 1 : 11 400.

а — 30 апреля 1951 г., спустя 5 месяцев после извержения (*I* — кратер грязевого вулкана, *II* — намывная коса, *III* — мутная вода); *б* — 11 сентября 1951 г.; *в* — 3 июня 1952 г.

в 1917 г. опять возник остров высотой 0.6 м; в 1918 г. высота острова достигала 1.5 м; в 1929 г. здесь снова была банка; в 1939 г. вновь появился остров высотой 3 м; в 1947 г. — банка с глубинами 7 м; в 1950 г. — остров размером 700×500 м, высотой в 6 м и, наконец, в 1959 г. — банка с глубиной в 5 м.[1] Окружающие банку глубины достигают 20 м. Таким

[1] По имеющимся не проверенным данным, в 1960 г. произошло новое извержение.

образом, в 1959 г. подводный грязевой вулкан банки Кумани возвышался над дном моря на 15 м. Он выражен в виде возвышения правильной конической формы. Только на вершине конуса наблюдаются мелкие неровности, обусловленные наличием глыб, вымытых из сопочной брекчии (рис. 149).

После извержения 4 декабря 1950 г. образовавшийся на месте банки Кумани остров был последовательно сфотографирован с самолета 30 апреля, 11 сентября 1951 г. и 3 июня 1952 г. (рис. 150). Сравнение аэроснимков позволило установить характер и интенсивность размыва острова (Шарков, Зубенко, 1954). Непосредственно после извержения остров был посещен геологами Объединения «Азморнефть». А. А. Якубов и А. Л. Путкарадзе (1951) определяют размер появившегося острова в 700×500 м, при высоте минимум в 2—2.5 м, тогда как перед извержением здесь была банка глубиной 7 м (по измерениям в 1947 г.). Исходя из этих данных подсчитано, что во время извержения вулкана была выброшена сопочная брекчия объемом минимум в 2.5 млн м^3. За шесть зимних месяцев размер острова сократился более чем в 2 раза (рис. 150, *а*). По нашим подсчетам (Шарков, Зубенко, 1954), к моменту фотографирования здесь сохранилось всего около 560 тыс. м^3 сопочной брекчии. За восемь последующих летних месяцев на морское дно было уносено еще свыше 480 тыс. м^3, а к 3 июля 1952 г. сохранилось от размыва не более 80 тыс. м^3. В июле месяце остров полностью был размыт. В 1959 г. здесь уже была банка с глубиной 5 м.

Рельеф дна юго-западной ветви Бяндован-Калмычковской синклинали, выравненный с медленным погружением дна к юго-востоку. Изобата в 20 м находится в 23 км от берега, т. е. наклон дна составляет 0°03′. Эхолотный профиль, проведенный от банки Корнилова-Павлова к банке Головачева, т. е. вкрест простирания Бяндован-Калмычковской синклинали там, где северо-восточная и юго-западная ветви ее соединяясь образуют одну раскрывающуюся в сторону открытого моря мульду, показал, что дно в этом месте имеет форму лотка с крутыми склонами около указанных банок и плоским ровным дном в средней части, где глубины достигают 44—48 м. Юго-западный склон этой впадины осложнен подводным конусом грязевого вулкана банки Калмычкова, приуроченного к одноименной антиклинальной складке. Наименьшие глубины над банкой равны 3—5 м, в то время как вблизи банки они достигают 64—74 м, а в двух километрах к западу, в сторону берега, даже 218 м. Исходя из этого, подводный конус поднимается над дном минимум на 60 м, а над наиболее глубокой частью этого участка на 215 м.

Акватория антиклинальной зоны Погорелая Плита—банка Карагедова

В рельефе дна этой акватории выделяется ряд каменистых банок и пять конусов грязевых вулканов. Начинается эта зона грязевым вулканом банки Павлова.

Площадь банки Павлова представляет конус грязевого вулкана, возвышающийся над дном на 10—11 м. Наименьшая глубина над банкой составляет 2 м. По сейсмическим данным, грязевой вулкан приурочен к северо-западной периклинали складки Погорелая Плита. Однако А. Л. Путкарадзе (1958б) не исключает наличие здесь самостоятельного поднятия, к которому и приурочен вулкан. К юго-западу от конуса на протяжении одного километра протягивается вытянутое повышение дна с глубинами над ним 7 м. Конус окружен мощными современными отложениями (до 20—25 м), представленными глинами с прослойками песка.

Участок дна между банками Павлова и Погорелая Плита имеет выравненный рельеф. Глубины здесь несколько меньше, чем к северо-востоку в области юго-западной ветви Бяндован-Калмычковской синклинали, и незначительно нарастают к юго-западу (от 10—11 до 12—13 м). Дно сложено мощными современными отложениями.

Площадь складки Погорелая Плита оконтурена изобатой в 10 м. В рельефе дна хорошо выражается свод, оба крыла и юго-восточная периклиналь складки. В своде обнажаются породы продуктивной толщи, устойчивые пласты которых образуют подводные гряды до 6 м относительной высоты. Кроме того, некоторые подводные гряды и многочисленные подводные камни сложены апшеронскими известняками. Глубины над отдельными камнями составляют от 2 до 4 м, при глубинах между ними до 9 м.

К юго-восточной периклинали приурочен конус грязевого вулкана Погорелая Плита. Глубины над конусом изменчивы. Известно, что в 1815 г. здесь была банка с глубиной в 0.9 м. Согласно лоции Каспийского моря, с 1825 по 1868 гг. Погорелая Плита была островом, размеры которого менялись. Поверхность банки неровная с грядами и камнями. Одна из гряд в настоящее время поднимается выше уровня моря на 1.5—2 м и прослеживается на протяжении 100 м, при ширине 3—4 м. Эта гряда сложена известняками апшеронского возраста, падающими на юго-восток под углом 10°.

К юго-востоку от банки Погорелая Плита глубины нарастают до 24—25 м, а затем резко уменьшаются на банках Головачева и Куринской.

Площадь складки банок Головачева и Куринской оконтурена изобатой в 10 м, в пределах которой намечаются обособленные участки с меньшими глубинами. Банка Головачева, расположенная в северо-западной периклинальной части складки, представляет подводную возвышенность с глубинами от 2 до 10 м. Она сложена песчаниками продуктивной толщи, образующими подводные гряды и отдельные камни. К банке приурочен грязевой вулкан, твердые выбросы которого, в виде крупных глыб, по мнению А. Л. Путкарадзе (1958б) и образуют многочисленные подводные камни.

Банка Куринская образована известняками апшеронского яруса, обнажающимися в юго-восточной периклинали складки. Одна из этих гряд прослежена Д. М. Сулеймановым (1953) на расстоянии 4 км. Местами гряды известняков приподняты выше уровня моря на 0.2—0.3 м. Известняки падают на юго-восток под углом 22—23°. Морское дно между указанными банками покрыто современными отложениями мощностью от 3 до 6 м в осевой части складки и до 30 м и более на ее крыльях.

К юго-востоку от банки Куринской глубины постепенно нарастают до 30—40 м, вновь уменьшаясь в пределах площади складки банки Карагедова.

Площадь складки банки Карагедова в отношении рельефа изучена слабо. На основании имеющихся гидрографических данных и эхолотного профиля, проведенного нами, можно прийти к заключению, что в данном месте имеется конусообразное повышение с преобладающими глубинами 22—23 м, хотя, согласно гидрографической карте, глубины здесь уменьшаются до 11—13 м и даже до 0.2—3.6 м. Банка приурочена к грязевулканическому конусу, западный склон которого поднимается над дном на 10—20 м. Более крутой восточный склон (угол 1°48′) равномерно погружается до глубины нескольких десятков метров, причем нами было прослежено погружение его до глубины 74 м. Указанные выше отдельные повышения на плоской вершине конуса (глубины 13—11, 3.6, 0.2 м), вероятно, являются отдельными паразитическими конусами.

Нашими исследованиями они не были обнаружены, что позволяет предположить их размыв под действием абразии.

В 6.5 км к юго-востоку от банки Карагедова на гидрографической карте показана новая банка с глубиной 0.2 м. В 2.5 км к югу от нее глубины достигают 108 м, к северу и к востоку соответственно увеличиваются до 143 и 188 м, а к западу нами отмечены глубины более 75 м. Несомненно, здесь располагается конус нового подводного грязевого вулкана, возможно приуроченного к самостоятельной антиклинальной складке. Во всяком случае на сейсмической схеме к юго-востоку от банки Карагедова ясно намечается северо-западная периклиналь новой складки.

Еще дальше к юго-востоку в 4.5 км от последней банки и в 10.5 км от банки Карагедова, среди глубин, превышающих 100 м, на гидрографической карте показано подводное препятствие, которое можно истолковать как еще один подводный грязевой вулкан.

На схеме рельефа Южного Каспия В. Ф. Соловьев и др. (1959) показали подводный хребет, лежащий на продолжении антиклинальной зоны Погорелая Плита—банка Карагедова.

В 25 км к юго-востоку от банки Карагедова располагается подводный грязевой вулкан банки Борисова, приуроченный к антиклинальной складке того же названия. Хотя эта складка располагается кулисообразно к складкам антиклинальной зоны Погорелая Плита—банка Карагедова и лежит уже в пределах северо-восточного крыла Южно-Ширванской синклинали, по характеру рельефа она тяготеет к упомянутой антиклинальной зоне.

М. А. Агаев, Г. С. Зверева и А. Р. Хованова (1959ф) при сейсморазведочных работах составили батометрическую карту акватории грязевого вулкана банки Борисова. Оказалось, что изобаты здесь полностью соответствуют направлению тектонических линий. Таким образом, банка Борисова отражает тектоническое строение антиклинальной складки. Глубины моря в районе банки, по данным этих авторов, колеблются от 30 до 700 м (по гидрографической карте наименьшая глубина 6—8 м).

На продолжении банки к югу в глубоководной части Южного Каспия располагается подводный хребет (рис. 45).

Между банкой Борисова и берегом, в 13 км к северо-западу от береговой линии, среди глубин в 200 м на гидрографической карте показана банка с глубинами над ней в 88 м. Нужно полагать, что здесь расположен конус грязевого вулкана, высотой свыше 100 м.

АКВАТОРИЯ НИЖНЕКУРИНСКОГО РАЙОНА

Рельеф акватории к югу от дельты р. Куры отличается от рельефа собственно Бакинского архипелага отсутствием абразионных (скульптурно-структурных) форм. В этом отношении он имеет сходство с рельефом Кусаро-Дивичинского и Джейранкечмесского районов. Как и последние, в структурном отношении Нижнекуринский район приурочен к морской части синклинория, продолжающегося интенсивно погружаться. Тем не менее имеются и некоторые черты рельефа, сближающие этот район с районом собственно Бакинского архипелага. Это прежде всего обилие, главным образом подводных, грязевых вулканов. Один из вулканов — Куринский Камень — образует даже небольшой островок.

Северо-восточную границу района мы проводим по северо-восточному крылу Южно-Ширванской синклинали и юго-западному крылу складки банки Борисова.

Акватория Южно-Ширванской синклинали

Наиболее пониженная часть обширной синклинали находится на суше близ берега к юго-западу от мыса Бяндован. В соответствии с этим береговая линия здесь образует обширную, хотя и не очень глубоко вдающуюся бухту. К юго-западному крылу синклинали приурочена дельта р. Куры.

Рельеф дна в пределах синклинали представлен равниной волновой аккумуляции с выработанным профилем равновесия. Здесь снова отчетливо проявляется неоднократно подчеркнутая нами закономерность, выражающаяся в том, что аккумулятивный рельеф подводного склона с выработанным профилем равновесия обычно связан с отрицательными тектоническими структурами.

Особенностью побережья данного участка является наличие далеко выдвинутой в море дельты р. Куры, вследствие чего к береговой линии близко подходят изобаты в 10 и 20 м. К югу от дельты р. Куры располагается широкий залив с аккумулятивным берегом — Зюйдостовский Култук.

Уклоны дна к северу от дельты весьма незначительны. Изобата в 5 м удалена на 1—2 км от берега, изобата в 10 м — на 6.5 км, а изобата в 20 м — на 21 км. Соответственно уклоны дна меняются от 0°15′ до 0°04′. Напротив дельты углы склона в среднем составляют 0°18′. При этом у устья р. Куры располагается широкая, до 3 км, авандельта с глубинами от 1 до 2 м. Затем на протяжении 200 м наблюдается резкий перепад глубин до 10 м, с углом склона 2°54′, после которого происходит медленное нарастание глубин.

К юго-западу от линии дельта р. Куры —банка Борисова дно представлено равниной волновой аккумуляции с постепенным нарастанием глубин. Изобата в 20 м находится в 19—20 км от берега залива. Дальше к юго-востоку глубины медленно возрастают, при этом к осевой линии синклинали они также увеличиваются, так что в целом дно имеет вид совка, раскрывающегося в сторону глубоководной впадины. Края этой депрессии ограничены на северо-востоке мелководьем складки банки Борисова, а на юго-западе относительно меньшими глубинами участка антиклинальной зоны Нефтечала—Куринский Камень. При этом в осевой части синклинали, например, по профилю, проходящему вкрест простирания основных структур к югу от о. Куринский Камень к банке Борисова, глубины достигают 250—300 м, в то время как в районе последней они ограничиваются первыми десятками метров, а на юго-западе колеблются от 70 до 80 м. Таким образом, здесь также наблюдается соответствие современного рельефа дна с юго-западной морской ветвью Южно-Ширванской синклинали. Интересно отметить, что в 9 км к востоку от о. Куринский Камень среди глубин в 80 м отмечена банка с глубиной 15 м. Здесь, очевидно, также следует предполагать наличие еще одного подводного вулкана.

Акватория антиклинальной зоны Нефтечала—Куринский Камень

Эта антиклинальная зона в рельефе дна выражена слабо. В пределах складки Куринский Камень 1 располагается небольшой островок, связанный с наличием конуса грязевого вулкана. Конусообразная возвышенность поднимается с глубины 25 м. Остров возвышается над водой на 10.5 м. Длина острова — 270 м, ширина — 175 м. Центральная часть острова сложена сопочной брекчией, а края образованы навалом крупных глыб песчаников. В центральной части острова имеются 3 сальзы, выделяющие

газ и сопочный ил. Подводный склон острова до глубины 6—7 м образован развалами крупных глыб (размером до 1 м), обросших водорослями и митиластром. Глубже глыбы исчезают и дно достаточно круто погружается. К юго-юго-западу от острова протягивается вытянутое на 6 км повышение, поднимающееся над окружающими участками дна на 2—5 м. Образование его связано с блокирующей ролью острова, уменьшающего активность гидродинамических процессов.

Расположенная южнее складка Куринский Камень 2 в рельефе дна не выражена. Однако в 7.5 км к юго-востоку от острова среди глубин в 60—70 м на гидрографической карте отмечена банка с глубиной в 9 м. Как и в других подобных случаях, здесь, по-видимому, располагается конус грязевого вулкана.

В глубоководной части Южного Каспия на продолжении этой антиклинальной зоны к югу установлен подводный хребет (Соловьев и др., 1959).

Акватория антиклинальной зоны Кызылагачская — Ленкорань-море и синклинали к востоку от нее

Геоструктурные элементы этой зоны в рельефе дна также не отражаются. Здесь наблюдается равномерное нарастание глубин. Следует только отметить присутствие трех небольших банок, расположенных на прямой линии, протягивающейся с северо-запада на юго-восток. Первая банка, удаленная на 9.5 км от Куринской косы, располагается среди глубин в 17—18 и возвышается над дном на 9—10 м. Вторая банка отстоит от первой на 11.5 км. Глубины моря над банкой составляют 54 м, в то время как на окружающих участках они достигают 70—80 м, т. е. относительная высота банки составляет 16—26 м. Третья банка находится в 5 км от последней и поднимается с глубин 100 м. Относительная высота банки 48 м. Все три банки остались неизученными, но, вероятно, они образованы грязевулканическими конусами.

Резюмируя изложенные данные о рельефе подводного склона западного берега Каспийского моря, можно отметить:

1. Рельеф подводного склона рассмотренной акватории является ярким примером, показывающим его зависимость от геологического строения, а также от новейших и современных тектонических движений. Геологические структуры, начиная от самых крупных и кончая структурами второго и третьего порядков, вплоть до отдельных брахиантиклинальных и синклинальных складок, находят в подавляющем числе случаев то или иное отражение в современном рельефе дна. При этом к положительным тектоническим структурам приурочен абразионный пересеченный рельеф, к отрицательным чаще всего — аккумулятивный выравненный рельеф.

В соответствии с основными крупными структурами на подводном склоне можно выделить 7 геоморфологических районов: Дагестанский, Кусаро-Дивичинский, Прикаспийско-Приапшеронский, Джейранкечмесский, район Бакинского архипелага и Нижнекуринский.

Дагестанский морской район совпадает с северо-восточным склоном Восточной антиклинальной зоны Третичного Дагестана. Рельеф района представлен абразионно-скульптурными формами, отражающими отдельные антиклинальные складки. Участки, приуроченные к моноклинали с постепенным выполаживанием пластов к северо-востоку, заняты донной равниной волновой и неволновой аккумуляции.

Кусаро-Дивичинский район, соответствующий морской части крупного синклинория, характеризуется аккумулятивным

рельефом во многих пунктах с выработанным профилем равновесия. В прибрежной части распространены подводные валы и бары. Ниже их простирается донная равнина волновой и неволновой аккумуляции. Верхняя граница последней примерно проходит по изобате 25 м. В осевой части синклинория, испытывающей интенсивное унаследованное некомпенсированное осадконакоплением погружение, наблюдается серия затопленных террасовых поверхностей и разделяющих их уступов. На берегу в этом месте располагается активный клифф. Равнина неволновой аккумуляции органичена относительно крутым склоном прибрежной отмели, в пределах которого констатированы подводные долины и осложнения рельефа, образовавшиеся под действием подводных оползней.

Прикаспийско-Приапшеронский район приурочен к западной части Апшеронского порога, являющегося подводным продолжением центральной части мегантиклинория Большого Кавказа. Апшеронский порог простирается на восток-юго-восток до п-ова Челекена и далее к Айдино-Перевальной гряде. Этим устанавливается связь Кавказских гор с северной виргацией Копет-Дага.

На подводном склоне Прикаспийско-Приапшеронского района, как и в Дагестанском районе, преобладает абразионно-скульптурный рельеф, связанный с растущими антиклинальными структурами или вовлеченными в поднятие синклиналями, создающими положительные формы дна (Третичная моноклиналь Прикаспийского участка, северо-восточные крылья Тугчайской, Советабадской антиклиналей, периклинали Яшминской, Гядысуйской, Куркачидагской, Сарыгаябашинской и Фатьмаинской складок, складки Камней Два Брата, банок Апшеронской, Цюрупы, Дарвина и Андриевского, Мардакянского морского поднятия, Шувелянской и Шоуланской антиклиналей, о. Артема, Гюргянского морского поднятия, о. Жилого, Камней Григоренко, Нефтяных Камней, о. Песчаного, Биби-Эйбатской антиклинали, а также Амбуранская мульда, синклиналь банки Опасной и т. д.). К большинству синклиналей этого района приурочены пониженные участки подводного склона, в пределах которых распространены донные равнины волновой аккумуляции (морская Сумгаитская синклиналь, синклинали между складками Апшеронской и Цюрупы, между поднятиями Гюргяны-море и о. Жилого и т. п.). Ряд положительных форм (банок) образован действующими конусами грязевых вулканов. В целом район является областью отрицательной седиментации. Мощность современных отложений даже в синклиналях незначительна, а сами отложения характеризуются пестротой литологического состава и мозаичным распространением.

Джейранкечмесский район приурочен к синклинорию и отличается выравненным рельефом, представленным донными равнинами волновой и неволновой аккумуляции. Мощность современных отложений значительна, и они отличаются закономерной сменой грубых осадков, слагающих часто подводные береговые валы в прибрежной части, илистыми отложениями в открытом море.

Район Бакинского архипелага характеризуется рядом антиклинальных и синклинальных зон, выраженных в рельефе. Рельеф большинства антиклинальных зон абразионно-скульптурный, при этом отдельные антиклинальные структуры отражаются в виде положительных форм с грядовым рельефом и с приуроченными к ним конусами грязевых вулканов (складки Сангачалы-Дуванный-море, о. Булла, банки Андреева, Аляты-море, Хамамдаг-море, о. Свиного, банки Персиянин, Камня Игнатия, банок Кумани, Погорелая Плита, Головачева-Куринская, Калмычкова, Карагедова, Борисова). Отдельные грязевые конусы образуют острова, а гряды — надводные камни. Рельеф синклинальных зон выражен донными равнинами волновой и неволновой аккумуляции,

с отдельными песчаными банками, образовавшимися благодаря блокирующей роли многочисленных островов, расположенных в пределах антиклинальных зон.

Установленная зависимость рельефа дна от геологического строения несомненно свидетельствует о том, что основным рельефообразующим фактором являются недавние и современные тектонические движения, вызывающие рост тектонических складок, темп которого превосходит темп абразии. Рост складок предопределяет действие других рельефообразующих процессов и, в частности, волнений и течений.

Нижнекуринский район совпадает с морской частью синклинория того же названия и характеризуется аккумулятивным выравненным рельефом с отдельными конусами подводных вулканов. Район испытывает значительное погружение. Мощность четвертичных отложений на о. Сара достигает 720 м.

2. Существенное влияние на формирование абразионно-скульптурных форм рельефа оказывает вещественный состав дочетвертичных пород, которые в процессе роста положительных тектонических структур оказались выведенными на поверхность дна. Под действием волн и течений происходит препарировка устойчивых к разрушению пород (известняков, доломитов, мергелей и песчаников), пространственное распространение которых на дне определяется размерами и очертаниями антиклинальных складок или вовлеченных в общее поднятие некоторых синклиналей.

3. В целом ряде случаев рельеф дна определяется дизъюнктивными нарушениями, непосредственно выраженными в рельефе в виде уступов или определившими обнаженность на дне устойчивых пород. В последнем случае особое значение приобретают крупные продольные нарушения типа надвигов. Нередко надвиговые крылья перекрывают устойчивые к разрушению породы поднадвиговых, чем определяется различное строение рельефа для разных крыльев одной и той же складки (Хамамдаг-море, Южная складка о. Артема, Гюргянское морское поднятие и отчасти складки о. Жилого и Нефтяных Камней).

4. Существенным элементом рельефа морского дна подводного склона западного берега Каспийского моря являются конусы подводных грязевых вулканов, местами образующие временные или длительно существующие острова. Распределение грязевых вулканов в пределах исследованной территории неравномерное. В северной части на морских площадях они отсутствуют, а на суше слабые проявления грязевулканической деятельности выражены в виде незначительных грифонов и сальз. Отсутствуют грязевые вулканы и на морских площадях Кусаро-Дивичинского и Джейранкечмесского синклинориев, хотя на суше в западной части Джейранкечмесского синклинория наблюдается значительное развитие грязевых вулканов. Единичные грязевые вулканы присутствуют в северной части Прикаспийско-Приапшеронского района (вулканы банки Апшеронской, Бузовнинская сопка и т. д.). Более значительное развитие они приобретают в центральной и южной частях этого района (вулканы о-вов Артема, Жилого, Грязевая сопка, Юпитер, банки Макарова и т. п.). В наибольшем же количестве грязевые вулканы присутствуют в районе Бакинского архипелага, где на площади приблизительно 1000 км² имеется 27 достоверно установленных и около 9 предполагаемых грязевых вулканов.

Подавляющее большинство грязевых вулканов располагается в сводах, на крыльях или периклиналях антиклинальных складок. Часть вулканов находится в седлах, разделяющих складки, но все же в пределах антиклинальных зон (грязевой вулкан о. Камень Игнатия) и совсем редко в синклиналях, как это наблюдается для грязевулканического конуса о. Глиняного. Для многих вулканов установлена их генетическая связь

с разломами. Некоторые же вулканы несомненно связаны с диапировыми складками, осложняющими более крупные поднятия (вулканы складки Сангачалы-Дуванный-море). Закономерная приуроченность грязевых вулканов к антиклинальным складкам или антиклинальным зонам, очевидно, может быть поставлена в связь с тем, что последние в противоположность синклиналям и синклинальным зонам обычно осложнены дизъюнктивными нарушениями, и, кроме того, здесь значительная толща пород, покрывающих очаги грязевых вулканов, размыта. Напротив, отсутствие или точнее редкое наличие грязевых вулканов в синклиналях может быть объяснено меньшим развитием здесь разломов и значительной мощностью покровных отложений, изолирующих возможно очаги грязевых вулканов от поверхности земли.

Нет сомнения, что деятельность грязевых вулканов генетически связана со скоплением в недрах земли нефти и газа, как это показал И. М. Губкин (1934), и с интенсивностью проявления современных тектонических движений. В связи с этим становится понятным и региональное распространение грязевых вулканов. Они отсутствуют в северной части рассматриваемой акватории, где современные движения менее интенсивны по сравнению с Прикаспийско-Приапшеронским районом, и напротив имеют исключительное развитие в Бакинском архипелаге, где как в море, так и на суше рост складок происходит буквально на наших глазах. В этой связи становится понятным и отсутствие грязевых вулканов на морских площадях синклинориев и энергичное проявление их в пределах участков тех же синклинориев, располагающихся на суше. Последние в настоящее время втянуты в общее поднятие Кавказских гор, в то время как морские части синклинориев продолжают испытывать погружение. Естественно, что на участках синклинориев, втянутых в поднятие, происходит снос материала, а зародившиеся в них антиклинальные складки проявляются уже в рельефе поверхности. В то же время в погружающихся морских частях синклинориев происходит увеличение мощности покрывающих осадков, изолирующих недра от поверхности земли.

5. Направление действия гидродинамических процессов контролируется тектоническими движениями. Современное осадконакопление приурочено в основном к относительно погружающимся синклинориям и и синклинальным зонам. Напротив, антиклинальные зоны и отдельные антиклинали являются областями отрицательной седиментации. Пространственное распространение аккумулятивных форм рельефа также зависит от блокирующей роли островов или подводных препятствий. Формирование современных отложений связано с постоянными течениями, преобладающим направлением волн и с их параметрами.

6. Для формирования рельефа подводного склона имели значение и регрессии моря, во время которых ныне затопленные участки испытывали воздействие денудационных агентов. Однако роль денудационных процессов некоторыми исследователями, например О. К. Леонтьевым (1951а), по-видимому, переоценивается. Наш анализ всего фактического материала показывает, что современный скульптурный рельеф дна возник в основном в условиях волновой абразии. К денудационным затопленным формам рельефа можно отнести обращенный рельеф синклинальных плато (Амбуранская мульда, банка Опасная), а также затопленные террасы и констатированные в некоторых местах подводные долины.

7. Рельеф берега, как и подводного склона, в основном определяется новейшими и унаследованными от них современными тектоническими движениями, контролирующими работу гидродинамических процессов. Эти же движения оказывают на рельеф берега и косвенное влияние. Вызывая в одних местах снос, а в других аккумуляцию материала, они определяют геолого-структурные особенности берега и выходы на дневную

поверхность пород различного вещественного состава. Наряду с этим регрессия моря, в результате которой за последние 30 лет уровень моря понизился на 2 м, обусловливает в некоторых участках размыв средней части подводного склона и перемещение обломочного материала и ракуши как в сторону берега, так и в сторону моря. Однако величина недавнего размыва в средней части склона под влиянием эвстатического падения уровня моря не может превышать 2 м, поэтому широкое развитие абразионного рельефа на многих участках дна вызывается не последним фактором, а унаследованными тектоническими поднятиями.

В целом береговая линия характеризуется приуроченностью выравненных участков или бухтообразных изгибов к синклиналям, а мысов или выступов берега в сторону моря к антиклиналям. Выделяются следующие типы берегов: 1) абразионные с активным клиффом, 2) абразионные с отмершим клиффом, 3) абразионно-аккумулятивные, 4) аккумулятивные выравненные, 5) потамогенные, 6) ингрессионные.

Абразионный берег с активным клиффом характеризуется скульптурно-грядовым (абразионным) рельефом прибрежной части подводного склона и наличием высоких абразионных клиффов. Такой тип берега наблюдается на Махачкалинском участке, к югу от р. Манас-озень до мыса Бурун, на Дербентском участке, к югу от мыса Амбуранского, у мыса Шоулан, на мысах Гоусан, Султан, Шихов, Пута, Сангачал, Алят, Пирсагат и Бяндован. Во всех этих случаях берег приурочен или к крыльям антиклинальных складок, или к выходам устойчивых к разрушению дочетвертичных пород, распространение которых определяется унаследованными тектоническими поднятиями. Только на одном участке — к югу от долины р. Самура абразионный берег определяется другой причиной, а именно энергичным погружением, некомпенсированным осадконакоплением. В отличие от всех рассмотренных участков подводный склон и клифф сложены молодыми рыхлыми осадками.

Абразионный берег с отмершим клиффом часто также характеризуется наличием скульптурно-грядового (абразионного) рельефа в прибрежной части подводного склона, но сам клифф отделяется от береговой линии широким пляжем и молодыми террасами (современной или даже новокаспийской). Обычно отмерший клифф располагается на продолжении активного. Такой берег наблюдается к северу от р. Манас-озень, от мыса Бурун до пункта, расположенного южнее устья р. Инчхе, в районе Худатских промыслов, где он продолжает активный клифф южнее осевой части Кусаро-Дивичинского района и т. д. За исключением последнего участка, такие берега характерны для тектонически поднимающихся областей.

Абразионно-аккумулятивный берег несет черты как абразионного, так и аккумулятивного типа берега. Он отличается наличием широкой полосы скульптурно-грядового (абразионного) рельефа подводного склона, но в то же время характеризуется отсутствием хорошо выраженного активного клиффа и значительным скоплением в прибрежной части суши рыхлого материала, образующего широкий пляж и голоценовые террасы. Вдоль узкой прибрежной полосы во многих пунктах обнажаются дочетвертичные породы, свидетельствующие о сравнительно небольшой мощности рыхлых отложений. Местами вдоль уреза воды наблюдаются сплошные обнажения древних пород, но клиффы, как правило, отсутствуют. Подобный тип берега также приурочен к тектонически поднимающимся участкам, но обычно характеризуется широкой подводной абразионной террасой и постепенным нарастанием глубин. В этих условиях тектоническое поднятие дна, в последнее время сопровождающееся регрессией моря, определяет поступление донного материала к берегу, где последний и формирует пляжи.

Особенно хорошо данный тип берега развит на участке от мыса Амия до широты ст. Насосной, а также в западной части южного берега Апшеронского полуострова. Он же до некоторой степени характерен и для Джейранкечмесского района. В последнем случае наличие такого берега следует объяснять тем обстоятельством, что западная часть Джейранкечмесского синклинория втянута в поднятие Кавказских гор, хотя морская часть его продолжает испытывать интенсивное погружение вплоть до настоящего времени.

Аккумулятивный выравненный берег характеризуется аккумулятивным рельефом подводного склона, широким пляжем и обширными аккумулятивными голоценовыми террасами, поверхность которых осложнена дюнами. Вдоль береговой линии часто наблюдаются подводные береговые валы. Аккумулятивный берег приурочен к погружающимся участкам — синклиналям или крыльям седел, разделяющим антиклинальные складки. Наиболее типичный аккумулятивный берег наблюдается в Кусаро-Дивичинском синклинории и вдоль юго-восточного берега Апшеронского полуострова, где береговая линия срезает Бина-Гоусанскую и Восточно-Апшеронскую синклинали, а также вдоль Шаховой косы. Обширные участки аккумулятивного берега отмечаются между Куркачидагской и Сарыгаябашинской складками, между последней и Фатьмаинской антиклиналью, вдоль Пиршагинского побережья и т. д. В районе Бакинского архипелага аккумулятивный берег характерен для бухт, приуроченных к синклиналям.

Потамогенный берег характерен для дельт рр. Самура и Куры.

Ингрессионный берег наблюдается только к юго-западу от Куринской косы. Он приурочен к интенсивно погружающемуся Нижнекуринскому синклинорию.

Глава VII

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История рельефа рассматриваемой акватории может быть понята только на фоне развития Каспийской впадины и горных сооружений Большого Кавказа. Обе эти области в течение мезо-кайнозоя отличались исключительной активностью тектонических движений, в связи с чем их основные формы рельефа предопределяются геолого-структурными особенностями. Зависимость рельефа от геологического строения отмечается почти всеми исследователями, работавшими на этой территории, и в частности (для Каспийской впадины), А. Ульским (1863), Г. В. Абихом (1939), Н. И. Андрусовым (1888), А. Д. Архангельским (1933), С. Р. Зубером (1923), М. Ф. Мирчинком (1939), М. В. Кленовой (1952), В. Е. Хаиным (1954), В. Ф. Соловьевым (1954а, 1956б), В. Ф. Соловьевым и др. (1958, 1959), Д. М. Сулеймановым (1953), А. Л. Путкарадзе (1958б), В. С. Мелик-Пашаевым (1959) и многими другими.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С РЕЛЬЕФОМ КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Каспийская впадина представляет крупную депрессию, вытянутую с севера на юг поперек основных простираний герцинской и альпийской складчатости.

Герцинская складчатая зона впервые была намечена А. Н. Карпинским (1883), который полагал, что она протягивается от Донбасса в погребенном состоянии через северную часть Каспийского моря. Эта зона получила название Кряжа Карпинского, который на дне моря проявляется в виде Мангышлакского порога, отделяющего Северный Каспий от котловины Среднего Каспия.

Второй подводный порог пересекает, как мы знаем, Каспийскую впадину в виде Апшеронского вала, образованного погружением мегантиклинория Большого Кавказа и Прибалханской складчатой зоны. Порог разделяет котловины Среднего и Южного Каспия.

Геологические и геофизические исследования, произведенные на площади впадины, выявили ее глубинное строение, позволяющее с значительной достоверностью судить о ее основных структурных элементах.

Береговая линия моря на севере срезает южную окраину докембрийской Русской платформы. Южная граница последней, ограничивающая область солянокупольных структур, проходит от северной части дельты р. Волги к пункту, расположенному на восточном берегу несколько южнее Каратона. Далее восточный берег Каспийского моря пересекает эпигерцинскую платформу, простирающуюся до Красноводского залива, и область молодых альпийских складок Западно-Туркменской низменности. На юге береговая линия проходит вдоль горных сооружений Эль-

бурса и Талыша. На западном берегу береговая линия пересекает Куринский синклинорий, складки Куринско-Кобыстанской зоны и мегантиклинория Большого Кавказа. Севернее г. Махачкала она срезает Терско-Каспийский предгорный прогиб и приблизительно от Джаная до южной границы Русской платформы проходит по эпигерцинской платформе.

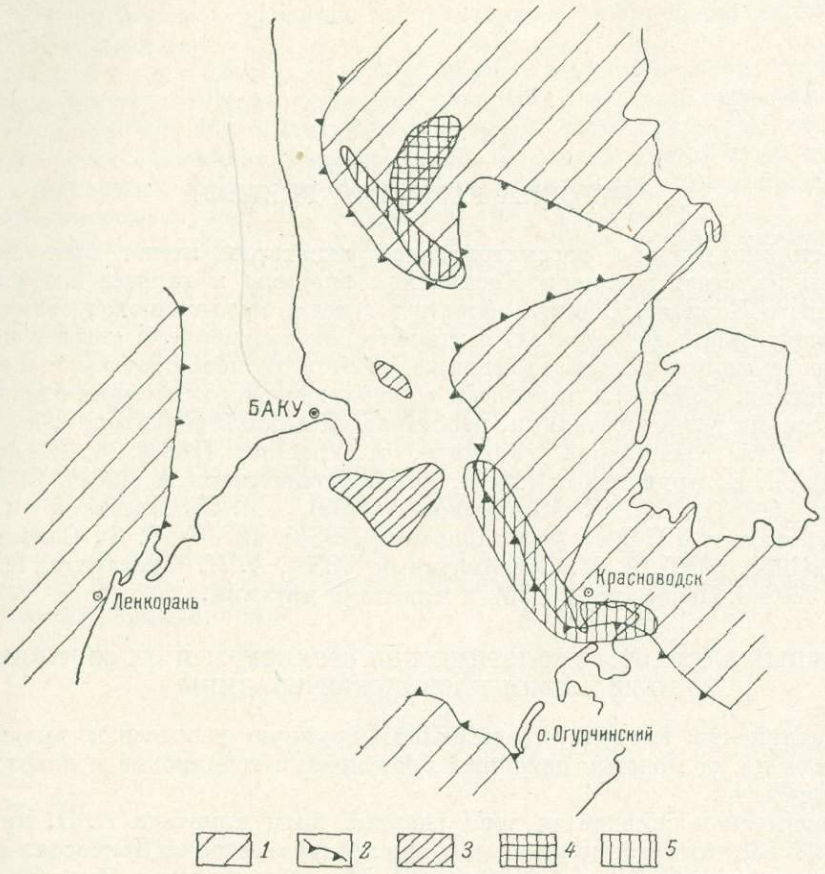


Рис. 151. Схема гравитационного и магнитного полей центральной части Каспийского моря.

1 — область положительных аномалий силы тяжести; *2* — область отрицательных аномалий силы тяжести; *3* — интенсивные минимумы силы тяжести; *4* — интенсивные максимумы силы тяжести; *5* — зоны магнитных максимумов.

Исходя из изложенного, можно полагать, что территория впадины характеризуется гетерогенным строением. Это находит подтверждение в геофизических материалах.

Анализируя гравиметрическую карту площади Каспийского моря (рис. 151), можно видеть, что северо-восточная часть моря характеризуется относительно спокойным положительным гравитационным полем, осложняемым интенсивным максимумом, приуроченным к так называемому Дербентскому максимуму, расположенному в наиболее глубокой части Среднего Каспия (Дербентской котловине).

В юго-западной части моря распространены отрицательные значения силы тяжести с интенсивными минимумами. Граница между этими областями проходит от Красноводского залива почти в широтном направлении

примерно до середины Апшеронского порога. Отсюда она поворачивает на северо-запад к г. Махачкала, проходя восточнее Дагестанского побережья.

Область положительных аномалий силы тяжести, очевидно, отражает неглубокое залегание кристаллического фундамента. Следовательно, *граница распространения регионального положительного гравитационного поля*, по которой проходят изолинии нулевых значений силы тяжести, является и границей распространения платформы. К этой же границе приурочены интенсивные полосовые магнитные максимумы, связанные, как полагают, с зоной разломов, по которым, вероятно, произошло внедрение основных или даже ультраосновных изверженных пород.

Юго-западнее этой границы, в области отрицательного гравитационного поля, наблюдаются два интенсивных минимума силы тяжести. Один из них располагается к северу от Апшеронского полуострова, второй находится к юго-востоку от Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага.

В юго-западном направлении значения силы тяжести повышаются, но остаются отрицательными. К югу от о. Огурчинского намечается район с положительной аномалией силы тяжести.

В. В. Вебер и В. В. Федынский (1947), В. В. Федынский (1951), а вслед за ними И. О. Цимельзон (1959), О. Н. Соловьев (1959), Э. Э. Фотиади (1956) и другие приходят к выводу, что региональное гравиметрическое поле в основном отражает глубокие изменения в кристаллическом фундаменте, но крупные отрицательные аномалии определяются наличием мощной толщи рыхлых, легких осадочных пород. Следовательно, интенсивные минимумы характеризуют прежние или современные крупные прогибы. Примером первых могут явиться области Апшеронского порога или Прибалханской зоны восточного берега, где произошла мощная аккумуляция относительно легких осадочных пород, впоследствии смятых в складки. Примером прогиба, погружающегося до настоящего времени, является Южная впадина Каспия с исключительно интенсивным минимумом, расположенным к югу от Апшеронского порога.

Юго-западная область отрицательных аномалий силы тяжести характеризуется слабым отрицательным магнитным полем с максимальной амплитудой, редко превышающей 50 гамм.

Юго-восточное погружение мегантиклинория Большого Кавказа характеризуется Дибрарским максимумом силы тяжести, который В. В. Вебер и В. В. Федынский (1947) считают, что он приурочен к присводовой части Кавказского хребта. На востоке он охватывает районы Алтыагач-Куркачидагского и Тенгинско-Бешбармакского антиклинориев. На морской площади И. О. Цимельзон усматривает его продолжение в относительном максимуме силы тяжести среди отрицательного аномалийного поля, простирающегося почти широтно севернее Апшеронского полуострова и о. Артема и далее к юго-востоку. Наличие относительного максимума силы тяжести в море можно увязать с приближением к поверхности более плотных мезозойских пород, что находит подтверждение в разрезе буровой скважины на банке Цюрупы, где под продуктивной толщей вскрыты верхнемеловые породы. Постепенное уменьшение значений силы тяжести наблюдается вплоть до Нефтяных Камней. Отсюда намечается некоторое повышение ее значений (Вартанов, Корнев, Юров, 1959), сменяющееся затем *интенсивным Прибалханским минимумом. В пределах последнего отмечается* относительный максимум, приуроченный к Западночелекенско-Ждановскому поднятию, образованному третичными отложениями (Юров, Данилова, 1957ф), в котором можно усмотреть продолжение здесь Дибрарского максимума.

К северо-востоку от Дибрарского максимума располагается гравитационная депрессия, названная В. В. Вебером и В. В. Федынским (1947) Прикаспийско-Кубинской. К ней приурочен Кусаро-Дивичинский синклинорий, на продолжении морской части которого лежит один из вышеотмеченных интенсивных минимумов Каспийского моря к северу от Апшеронского порога или Дибрарского максимума.

К юго-западу от Дибрарского максимума В. В. Вебер и В. В. Федынский (1947) выделяют Апшеронско-Нижнекуринскую гравиметрическую депрессию. На востоке эта депрессия обрамляется восточным склоном Талышско-Вандамского максимума, называемого также «Кюрдамирским мостом» (Абакелиа, 1947) или Самхето-Карабах-Мугано-Вандамской максимальной зоной (Цимельзон, 1959), пересекающим Куринскую впадину с юга на север.

Гравитационная депрессия Апшероно-Нижнекуринской низменности простирается в море и на ее продолжении лежит наиболее интенсивный минимум Южного Каспия (к югу от о. Жилого). Отрицательные аномалии продолжаются и далее к востоку, переходя в Прибалханский минимум. На востоке Прибалханский минимум, как уже отмечалось, осложнен Западно-Челекенско-Ждановским относительным максимумом.

Ограничивающий Апшероно-Нижнекуринскую гравитационную депрессию Талышско-Вандамский максимум состоит из двух крупных максимумов — Бялысуар-Карадолинского и Саатлы-Геокчайского — и ряда более мелких положительных аномалий (Цимельзон, 1959). Причиной возникновения Талышско-Вандамского максимума или «Кюрдамирского моста», по мнению В. П. Ренгартена (1941), является домиоценовый разрыв, вследствие которого к поверхности земли приближены более плотные породы субстрата. В. В. Федынский (1951) также считает, что здесь имеет место разлом, по которому внедрились тяжелые изверженные породы основного ряда. По этому разлому восточная часть испытала опускание, вызвавшее образование мощной толщи рыхлых легких осадочных пород, предопределяющих недостаток силы тяжести. Ряд других авторов связывает наличие гравиметрических максимумов рассматриваемой полосы с погребенными поднятиями. В частности, для Кюрдамиро-Саатлинского (Саатлы-Геокчайского) максимума В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952) доказывают относительно близкое залегание к поверхности эопалеозойско-докембрийского кристаллического фундамента, глубина которого на основании маятниковой съемки (Абакелиа, 1947) определяется в 5—6 км. И. О. Цимельзон (1959) также считает, что отдельные гравиметрические максимумы данной зоны соответствуют локальным погребенным поднятиям. Представления о наличии крупного разлома в полосе восточного склона максимума недавно нашли подтверждение при глубинном сейсмическом зондировании, проведенном по профилю от сел. Агджабеды до мыса Бяндован (Требукова, 1959ф). Согласно этим наблюдениям, в районе Саатлинского максимума силы тяжести поверхность кристаллического фундамента залегает на глубине 5 км, что подтверждает прежние расчеты М. С. Абакелиа, а поверхность базальтового слоя на глубине 7—7.5 км. Таким образом мощность пород фундамента оценивается здесь всего в 2.5—3 км. Восточнее Саатлинского максимума, в 10—15 км к западу от грязевого вулкана Кюровдаг, в зоне больших градиентов силы тяжести, отмечается резкое смещение мезозойских пород, пород фундамента и базальтового слоя, что доказывает наличие крупного дизъюнктивного нарушения. Амплитуда смещения увеличивается от мезозойских образований к базальтовому слою, что свидетельствует о длительности его развития. К востоку от разлома мощность мезо-кайнозойских отложений увеличивается до 12—13 км, вместе 5 км на площади Саатлинского гравиметрического максимума, а мощность

пород фундамента возрастает до 10—11 км, вместо 2.5—3 км. Поверхность базальтового слоя здесь находится на глубине 23—24 км. Исходя из положения поверхности базальтового слоя, амплитуда вышеупомянутого дизъюнктивного нарушения достигает 16 км. Резкое уменьшение мощности пород фундамента в приподнятой западной части Б. Д. Требукова (1959ф) связывает с их размывом, что свидетельствует о длительном существовании в мезозойское время здесь области сноса. Дальше к востоку в пределах Каспийского моря, как увидим ниже, гранитный слой отсутствует. Описанный грандиозный разлом ограничивает западный борт Южно-Каспийской впадины.

В последние годы на акватории моря выполнены работы по глубокому сейсмическому зондированию, данные которого обобщены в коллективном отчете Л. Е. Аронова и др. (1957ф) и в небольших заметках А. А. Гагельганца и др. (1958) и Н. П. Косминской (1958). Особенно хорошие данные получены по профилю Кара-Богаз-Гол—Нефтяные Камни—Ленкорань.

В северной части профиля, исходя из скорости распространения сейсмических волн, земная кора имеет обычное для платформы трехслойное строение. Верхний слой, образованный мезо-кайнозойскими отложениями, имеет мощность в 2—3 км, что близко совпадает с мощностями, установленными в пределах эпигерцинской платформы к востоку от береговой линии. Средний, гранитный слой, в который включен также комплекс метаморфизованных пород палеозоя, имеет мощность в 12—15 км. Мощность подстилающего базальтового слоя составляет 20 км. Мощность земной коры достигает 30—35 км, при этом границы между глубинными слоями характеризуются спокойным рельефом.

Юго-западная граница земной коры платформенного типа совпадает с изолиниями нулевых значений силы тяжести и зоной положительных магнитных аномалий. Таким образом, западная граница эпигерцинской платформы в море может считаться достаточно обоснованной.

К юго-востоку от платформы наблюдается постепенное уменьшение мощности гранитного слоя и нарастание мощности мезо-кайнозойского чехла.

В пределах Южнокаспийского прогиба земная кора имеет только два слоя: осадочный и базальтовый. По скорости распространения сейсмических волн выделить гранитный слой не удалось, что свидетельствует, вероятнее всего, об его полном отсутствии или же он имеет весьма незначительную толщину. Слой осадочных пород в прогибе достигает огромной мощности, оцениваемой в 20—25 км. Толщина базальтового слоя измеряется в 15—20 км. Толщина земной коры увеличивается до 40—45 км. Поверхность базальтового слоя в прогибе имеет сложный рельеф. Отсутствие гранитного слоя в Каспийском прогибе, т. е. двуслойное строение, приближает земную кору этой области к «океаническому» типу, с той только разницей, что здесь по сравнению с земной корой в океанах имеется очень мощный покров осадочных пород, перекрывающих базальтовый слой большей мощности, чем в океанах, а поверхность Мохоровичича находится ниже, чем в соседних частях платформы.

Вдоль западного берега Каспийского моря простирается область континентальной коры орогена (геосинклинальная область), мощность которой разными авторами оценивается от 50 до 60 км, при этом мощность гранитного слоя с осадочным покровом достигает 37—46 км, а базальтового от 14 до 15 км. Осадочный покров, по данным И. М. Губкина (1934), имеет мощность в 12 км, а по В. В. Федынскому (1951) — даже 15 км.

В западной части Среднего Каспия располагается относительно молодой Терско-Каспийский прогиб, охватывающий и наиболее глубоководную часть Дербентской котловины. Этот прогиб хорошо вырисовывается

на сейсмических профилях, проведенных от г. Махачкала к о. Кулалы и от г. Дербента к мысу Сагындык на восточном побережье.

Вдоль первого профиля прогиб прослеживается на протяжении 250 км. По характеру отражательных площадок видно, что этот прогиб состоит из двух частей, разделенных крупным «основным» сбросом, располагающимся в 80 км от Дагестанского побережья. В юго-западной части сейсмического профиля до глубины сейсмического исследования мезозойские породы не встречены, что свидетельствует о глубоком погружении этой части и мощном осадконакоплении в кайнозойский период. На профиле отсутствуют протяженные отражательные площадки, тем не менее удается выделить две несогласно лежащие толщи. Условный сейсмический горизонт, разделяющий эти толщи отождествляется с подошвой акчагыла. Глубина его залегания составляет в наиболее погруженной части 1500 м. Ось наибольшего прогиба нижележащей толщи прижата к западному берегу, где располагается Махачкалинская складка. Наибольший прогиб по акчагыльским отложениям (верхней толще) смещен в море, в район «основного» сброса. У берега, где склон прогиба одновременно является и крылом Восточной антиклинальной зоны Дагестана, падение пород крутое; далее в море, по направлению к сбросу, падение постепенно выполаживается. Эта часть прогиба получила название геосинклинального склона.

К северо-востоку от «основного» разлома характер сейсмического профиля резко меняется. Здесь всюду наблюдаются хорошо выраженные протяженные отражающие горизонты, что объясняется уменьшением мощности кайнозойских отложений и появлением в разрезе мезозоя. Этот участок прогиба относится уже к платформенному склону (Вартанов и Корнев, 1961). Любопытно отметить совпадение полосы разлома с магнитным максимумом.

Такие же данные получены и по профилю Дербент—мыс Сагындык.

Приведенные геофизические данные и имеющиеся геологические материалы позволяют в пределах Каспийской ванны выделить следующие наиболее крупные структурные элементы:

1. Южнокаспийский прогиб, занимающий большую западную часть котловины Южного Каспия. Он характеризуется «океаническим» типом земной коры и огромной мощностью осадочного чехла, вызывающего отрицательную аномалию силы тяжести с интенсивным минимумом к югу от о. Жилого. На западе прогиб ограничен грандиозным разломом, протягивающимся в меридиональном направлении к востоку от Талышско-Вандамского гравитационного максимума. Огромная мощность осадков в котловине свидетельствует о длительном ее погружении, которое продолжается до настоящего момента.

2. Срединный жесткий массив Южного Каспия, выделенный Ю. Н. Годиным и др. (1958) вблизи восточного побережья Южного Каспия к югу от о. Огурчинского на основании наличия гравиметрического максимума, свидетельствующего о приближении к поверхности плотных, тяжелых масс фундамента.

3. Апшероно-Прибалханский складчатый пояс, образующий Апшеронский подводный порог. Располагается в области отрицательного гравитационного поля, но в осевой зоне характеризуется относительным максимумом силы тяжести, лежащим на продолжении Дибрарского максимума, свидетельствующего о приближении к поверхности более плотных мезозойских пород.

4. Терско-Каспийский прогиб, простирающийся в глубоководную часть Среднего Каспия. Он хорошо фиксируется на сейсмических профилях.

5. Дивичи-Красноводский прогиб, лежащий в северу от Апшеронского порога. Он выделяется по наличию интенсивного гравиметрического минимума, лежащего на продолжении южного склона Кусаро-Дивичинского синклинория и тектонической депрессии, обнаруженной сейсморазведочными работами к северу от Апшеронского порога. Интенсивный минимум указывает на большую мощность легких пород, свидетельствующих о значительном прогибании участка.

Кроме того, на северо-востоке Каспийского моря выделяется эпигерцинская платформа, Мангышлакский порог и область докембрийской платформы.

Соотношение современного рельефа с основными структурными элементами в общих чертах сводится к тому, что к прогибам приурочены глубоководные котловины Южного и Среднего Каспия, а к погружающейся части мегантиклинория Большого Кавказа — подводный Апшеронский порог (рис. 152).

Апшеронский порог, большая часть западной половины которого входит в пределы исследованной акватории, представляет подводный вал, возвышающийся над поверхностью дна Среднего и Южного Каспия на несколько сотен метров. Максимальные глубины над ним, восточнее Нефтяных Камней, составляют 200 м.

По данным В. Ф. Соловьева (1952), на меридиане о. Жилого эта возвышенность по изобате в 100 м имеет ширину 100 км; восточнее Нефтяных Камней она суживается и по изобате в 200 м имеет ширину всего 40 км. В восточном направлении Апшеронский порог сливается с широким мелководьем восточного побережья, которое распространяется на запад западнее банки Ливанова. В. Ф. Соловьев считает, что подводная возвышенность наблюдается только на западе примерно до середины моря. Такое заключение верно, если рассматривать Апшеронский порог (вал) по изобате 100 и более метров. Если же принять во внимание изобаты в 50, 40, 30, 20 и 10 м, то и в пределах восточного мелководья можно отметить валообразное широтно ориентированное возвышение морского дна с насаженными на него конусами грязевых вулканов, образующими банки Жданова, Губкина, Лаборатории аэрометодов и Ливанова. Южный и северный склоны этого валообразного возвышения расчленены подводными долинами (Кулакова, 1962).

Эхолотными исследованиями обнаружено резкое различие в характере рельефа склонов западной части порога. Северный склон порога представляет нерасчлененную, слегка волнистую равнину, слабо наклонную к северу. Южный склон, напротив, отличается более крутыми углами, достигающими 1—3°, а на отдельных участках и больше. Его поверхность расчленена долинами. Наиболее крупная долина раскрывается в Южный Каспий и прослежена на глубинах от 200 до 550 м. Долины врезаны в отложения бакинского яруса, и, следовательно, их образование произошло в послебакинское время (Соловьев, 1954а).

В настоящее время почти ни у кого не вызывает сомнения тектоническая природа подводного Апшеронского порога. В. Ф. Соловьев (1954б) показал, что в районе Апшеронского порога имеет место сочетание трех структурных элементов: области погружения третичной складчатости Юго-Восточного Кавказа (мегантиклинория Большого Кавказа), области третичной складчатости Западнотуркменской депрессии (Центрально-Прибалханской зоны поднятий) и области Красноводского полуострова.

Предполагали, что сочленение зоны Апшеронских поднятий с Центрально-Прибалханской зоной происходит кулисообразно (Соловьев, 1954б; Вартанов и др., 1959).

Новые сейсмические исследования показали, что выделявшийся ранее Туркмено-Азербайджанский прогиб отсутствует, а на его месте распо-

лагается складка Промежуточная, соединяющая Приапшеронскую антиклинальную зону с зоной Центрально-Прибалханских складок.

Таким образом, в Каспийском море наблюдается сочленение Кавказских и Закаспийских горных сооружений, при этом, простираясь на-

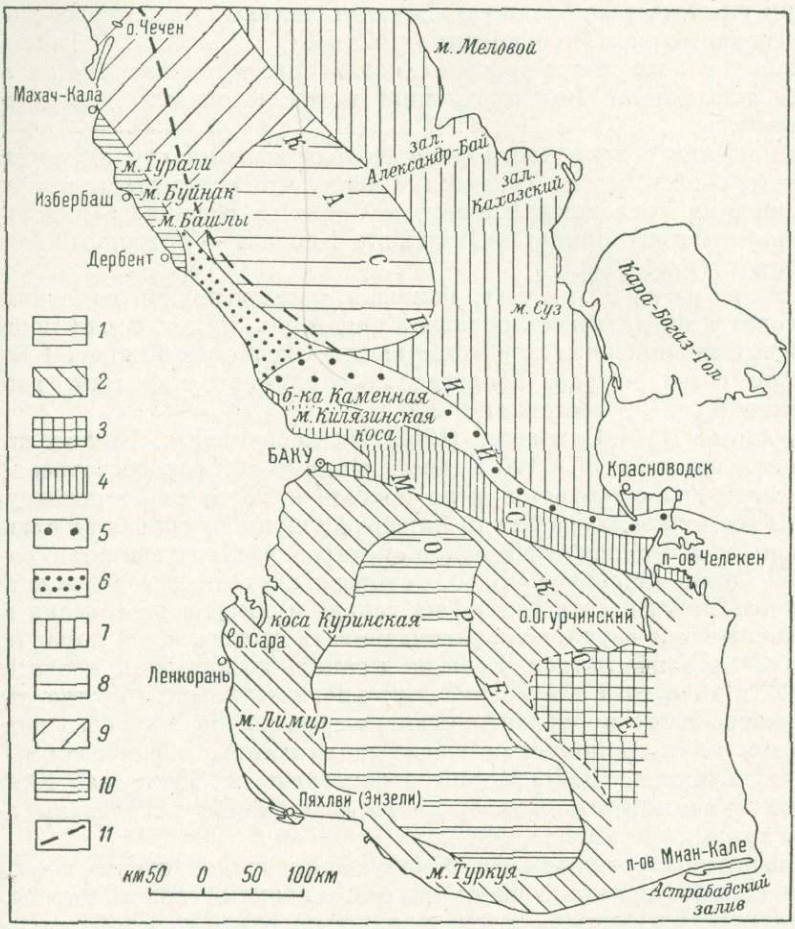


Рис. 152. Структурно-геоморфологическая схема Среднего и Южного Каспия.

1 — глубоководная часть Южнокаспийской котловины с растущими антиклинальными подводными хребтами, приуроченными к прогибу, некомпенсированному осадконакоплением; *2* — прибрежная отмель и склон в области компенсированного осадконакоплением погружения Южнокаспийской котловины с дифференцированными тектоническими движениями (Джейранкечмесский синклинорий, район антиклинальных зон Бакинского архипелага и т. д.); *3* — мелководье в области жесткого срединного массива Южного Каспия; *4* — подводный Апшеронский порог в зоне погружений мегантиклинория Большого Кавказа и северной виргации мегантиклинория Копет-Дага (Прибалханской антиклинальной зоны); *5* — Дивичи-Красноводский прогиб, компенсированный осадконакоплением; *6* — современный Кусаро-Дивичинский синклинорий; *7* — прибрежная отмель и ее склон, приуроченные к эпигерцинской платформе; *8* — глубоководная центральная котловина, приуроченная к юго-восточному участку Терско-Каспийского прогиба, некомпенсированного осадконакоплением; *9* — мелководье, приуроченное, к северо-западному участку Терско-Каспийского прогиба, компенсированного осадконакоплением; *10* — прибрежная отмель в зоне кайнозойской складчатости Южного Дагестана; *11* — предполагаемое положение зоны разломов.

встречу друг другу, они испытывают погружение. Это хорошо выражено в западной части Апшеронского порога, где начиная с острова Жилого на поверхности морского дна появляются все более и более молодые

породы. Так, в своде складки о. Жилого обнажены диатомовые сланцы (миоцен) и понтические отложения; восточнее, в районе Нефтяных Камней обнажается кирмакинская свита нижнего отдела продуктивной толщи; на поднятии Апшеронского порога (структура «26 Бакинских комиссаров») кровля продуктивной толщи находится уже на глубине 900 м, а кровля акчагыла — на 400 м.

О дальнейшем продолжении Центрально-Прибалханской зоны поднятий к востоку и о ее взаимоотношениях с Копет-Дагом пока единого мнения не сложилось. Б. А. Петрушевский и др. (1954) приходят к заключению, что структуры Прибалханской (Центрально-Прибалханской) зоны поднятий располагаются не на продолжении Копетдагского мегантиклинория. Они считают, что наиболее крупные из этих структур, вытянутые в виде широтной полосы от Челекена до Небит-Дага, приходятся на западное продолжение Балханского коридора, а полоса куполовидных складок Боя-Даг—Сыртланли находится на продолжении Данатинской мульды. Базируясь на геофизических исследованиях, эти авторы отмечают быстрое погружение к западу такой значительной в системе Копет-Дага структуры, как М. Балхан. В. Б. Порфирьев (1938, цит. по: Петрашевский и др. 1954), напротив, истолковывал Прибалханские структуры как нормальные складки, отвечающие погребенной цепи Копет-Дага.

При аэрогеологических исследованиях В. П. Мирошниченко (1954, 1958) проследил Центрально-Прибалханскую зону поднятий, или, как он называет, Прибалханское валообразное поднятие, до Айдино-Перевальной гряды, тесно связанной с поднятием хребта М. Балхан. Он оспаривает мнение Б. А. Петрушевского и др. (1954), согласно которому куполообразные структуры являются образованиями лишь верхнего, неогенового этажа, не имеющего корней в более древних горизонтах. Это мнение В. П. Мирошниченко находит некоторое подтверждение в гравиметрических данных, поскольку констатирован относительный максимум силы тяжести, приуроченный к Западно-Челекено-Ждановскому поднятию. Как и на западном побережье, здесь локальные гравиметрические максимумы силы тяжести, в том числе и относительные, вероятно, определяются приближением к поверхности земли более плотных мезозойских пород. Следовательно, наличие относительного максимума среди Прибалханской гравиметрической депрессии косвенно указывает на антиклинальный перегиб не только в неогеновых породах, но и в мезозойских. В. Ф. Соловьев (1954б) также считает, что Прибалханская зона поднятий генетически связана с антиклинорием Апшеронского архипелага на западе и с Копет-Дагом на востоке.

Таким образом, есть все основания считать, что мегантиклинорий Большого Кавказа через Апшеронский порог и Центрально-Прибалханскую зону поднятий соединяется с северо-западной складчатой зоной Копет-Дага, известной под названием Малобалханско-Данатинской складчатой зоны.

Южнокаспийская котловина имеет глубоководную центральную часть, окруженную прибрежной отмелью, широкой у восточного побережья и узкой на западе. Наибольшая глубина впадины достигает 995 м.

Наличие современной глубоководной котловины необходимо увязывать с глубинным строением земной коры. В мантии земной коры образуется нечто подобное пологому корню. По поверхности базальтового слоя наблюдается чашеобразный прогиб, с центром примерно в 50 км юго-восточнее о. Жилого. Углы наклона этой поверхности достигают около 15°. В области максимального прогиба поверхность базальтового слоя располагается на глубине 30 км. Примерно такую же мощность должны иметь и мало уплотненные, очевидно, мезо-кайнозойские рыхлые

отложения. Это свидетельствует о длительном и направленном погружении впадины (Аронов и др., 1957ф).

Особенно энергичное погружение впадины происходило в плиоценовое время, на что указывает огромная мощность осадков продуктивной толщи. Данные глубокого бурения и сейсморазведочные работы показывают нарастание мощности отложений этого возраста от периферии к центру котловины. Так, например, в северной части Приапшеронского района (на Апшеронской банке) мощность нижнего отдела продуктивной толщи составляет около 200—300 м, а непосредственно к югу и юго-востоку от полуострова она достигает 1000 м (Путкарадзе, 1958б). Мощность всей продуктивной толщи на Апшеронском полуострове в среднем около 2000 м, а на Бакинском архипелаге она оценивается в 4000—4500 м (Хенкина, 1959ф), а местами и больше.

Точно так же по направлению к центру котловины нарастают мощности и более молодых пород. В частности, четвертичные отложения в прибрежной части Джейранкечмесского синклинория имеют нулевую мощность (вдоль берега обнажаются апшеронские известняки), в то время как к юго-востоку, т. е. в сторону глубоководной котловины, мощность четвертичных отложений возрастает до 1800 м. Таким образом, в течение плиоцена и четвертичного времени несомненно констатируется погружение Южнокаспийской котловины. Оно продолжается и в настоящее время, что доказывается резким изменением гипсометрического положения бровки прибрежной отмели. Последняя деформируется при погружении впадины, в связи с чем она более приподнята в районах, испытывающих поднятия (Апшеронский порог, акватория, примыкающая к Эльбурсу), и опущена на относительно погружающемся центральном участке (Соловьев и др., 1959).

Сравнивая положение наиболее прогнутых частей поверхности Мохоровичича и базальтового слоя с распространением небольших современных глубин моря, нельзя не заметить, что они в общих чертах совпадают, хотя современные максимальные глубины несколько смещены к югу от центра чашеобразного прогиба поверхности базальтового слоя. Это некоторое несоответствие может быть объяснено тем, что в пределах северной части, расположенной ближе к платформе и Апшеронскому порогу, в плиоценчетвертичное время происходила наибольшая аккумуляция материала.

В целом же современная глубоководная часть котловины, очевидно, возникла в результате погружения, некомпенсированного осадконакоплением.

Одной из любопытных особенностей рельефа глубоководной части котловины является наличие высоких подводных хребтов, достигающих 400—500 м относительной высоты. Тектоническая природа этих хребтов, предполагавшаяся В. Ф. Соловьевым и др. (1959), нашла подтверждение в сейсмических работах (Ганбаров, 1959ф; Агаев, Адонц, Савельева, 1961ф).

В юго-восточной части моря, в районе предполагаемого жесткого срединного массива, прибрежная отмель имеет наибольшую ширину, достигая по изобате в 100 м к югу от о. Огурчинского 180—190 км. Нужно полагать, что наличие здесь мелководья объясняется более или менее устойчивым положением срединного массива или во всяком случае его незначительными тектоническими движениями.

Периферические части Южнокаспийской котловины, очевидно, испытывали более медленное прогибание и, кроме того, здесь происходила наибольшая аккумуляция осадков, поступавших в котловину с окружающей суши. В связи с этим прибрежную отмель следует рассматривать как область погружения с компенсированным осадконакоплением.

В пределах прибрежной отмели одновременно с осадконакоплением и погружением происходят интенсивные дифференцированные тектонические движения, вызвавшие формирование тектонического рельефа. Сопоставление сейсмических структурных схем, например, по кровле среднеплиоценовых отложений, с современным рельефом в целом ряде случаев показывает их полное соответствие, т. е. приуроченность к положительным тектоническим структурам положительных форм рельефа дна, к отрицательным — отрицательных. Эта закономерность наиболее ярко проявляется при анализе рельефа Бакинского архипелага. Она также отмечается и для восточного побережья, где изобаты почти полностью соответствуют *изолиниям по кровле красноцветной толщи* (*средний плиоцен*) как в отношении простирания, так и углов наклона (Юров и Вартанов, 1958ф).

Колебание мощностей современных отложений от нуля до нескольких метров на сводах антиклинальных складок и увеличение их мощности в синклиналях до десятков и даже до 100 м свидетельствуют о том, что дифференцированные тектонические движения и рельефообразование не прекратилось и в настоящее время.

Помимо выделенных нами на территории Южного Каспия основных структурных элементов, А. Л. Путкарадзе (1955, 1958б) в южной части котловины выделил еще подводный вал на продолжении Мильско-Муганского погребенного поднятия в пределах Куринской низменности. Этот вал, по его мнению, протягивается от Ленкоранского побережья к Чикишлярскому (Сара-Чикишлярский вал). Южнее этого вала, по мнению указанного автора, поддержанного В. Е. Хаиным (1954), располагается *современный предгорный прогиб горных сооружений Эльбурса* (*Приэльбурсская впадина*). Основанием для выделения Сара-Чикишлярского вала послужил анализ хода изобат. Однако, поскольку на гидрографических картах рельеф Южного Каспия до последнего времени изображался неверно (не было известно о подводных хребтах), то эти построения нуждаются в проверке. Тем не менее наличие на юге котловины предгорного прогиба вполне вероятно, тем более, что он должен лежать на продолжении установленного на суше (восточный берег) Горганского прогиба.

В этом случае весьма возможен один из вариантов В. Ф. Соловьева и др. (1959), согласно которому подводные хребты глубоководной части котловины при приближении к южному берегу должны принимать направление параллельное системе Эльбурсских гор.

Менее вероятны выводы Г. П. Тамразяна (1959) о наличии трех подводных валов, пересекающих котловину с юго-запада на северо-восток, так как эхолотные промеры показали, что подводные хребты простираются *в субмеридиональном направлении*.

Среднекаспийская (Дербентская) котловина по характеру *основных форм рельефа напоминает котловину Южного* Каспия. Ее центральная часть представлена глубоководной впадиной (с глубиной 800 м), которая окружена широким мелководьем на восточном берегу и узким — на западном. Большая северо-восточная часть котловины занята эпигерцинской платформой, меньшая юго-западная — северо-восточным крылом мегантиклинория Большого Кавказа, переходящим в моноклиналь.

В современном структурном плане центральная и северо-западная части котловины захвачены Терско-Каспийским предгорным прогибом. Выше было отмечено, что последний состоит в северо-восточной части из обширного платформенного склона, приуроченного к эпигерцинской платформе, а на юго-западе из сравнительно узкого геосинклинального склона, являющегося далеким северо-восточным крылом мегантиклинория Большого Кавказа. На границе между ними располагается зона

разломов. Приуроченность к этой зоне положительных полосовых магнитных аномалий, вероятно, определяется внедрением основных и ультраосновных пород. Это свидетельствует об очень древнем и глубинном заложении разломов, возможно, отделявших еще в начальной стадии альпийскую геосинклиналь от эпигерцинской платформы. Об этом говорят и глубоко опущенные в области северо-восточной окраины альпийской геосинклинали мезозойские породы, которые в полосе разломов до глубины сейсмических исследований не обнаружены.

Зону разломов южнее г. Дербента, по-видимому, нужно проводить вдоль склона прибрежной отмели западного побережья. В этом случае юго-восточная часть прогиба, которая в настоящее время располагается в области наибольших глубин Среднего Каспия, окажется почти полностью приуроченной к платформе. Погружение, как увидим ниже, произошло в относительно недавнее (верхнеплиоценовое) время. Это подтверждается и наличием интенсивного Дербентского максимума, свидетельствующего о незначительной мощности рыхлых легких осадочных пород и о приближении к поверхности плотных и тяжелых пород фундамента. Таким образом, глубоководная центральная часть Среднего Каспия является прогибом, некомпенсированным осадконакоплением. Котловина Среднего Каспия (Дербентская) характеризуется крутым западным склоном, относительно ровным дном и широким пологим восточным склоном.

Северо-западная часть Терско-Каспийского прогиба приурочена к широкому мелководью с выравненным рельефом. Мощность рыхлых отложений достигает значительной величины. Так на сейсмическом профиле от г. Махачкала до о. Кулалы в 80 км от берега подошва акчагыльских отложений располагаются на глубине 1500 м. Здесь, очевидно, как полагают В. Ф. Соловьев и Н. С. Скорнякова (1955), погружение компенсировано осадками, приносимыми сюда рр. Волгой, Тереком, Сулаком.

Широкое мелководье восточного побережья, очевидно, связано с распространением слабо погруженной части эпигерцинской платформы, тогда как на западном побережье, в пределах Южно-Дагестанского участка скульптурно-грядовый рельеф приурочен к ныне растущим антиклинальным складкам Восточной антиклинальной зоны Дагестана.

Между краем платформы и складчатыми образованиями Апшеронского порога в море располагается исключительно интенсивный минимум силы тяжести (к северу от Апшеронского порога), который всеми однозначно интерпретируется как результат наличия очень мощного скопления легких молодых рыхлых отложений. Следовательно, к северу от Апшеронского порога располагается прогиб, который в современном рельефе моря не выражен, но подтверждается сейсмическими работами. По-видимому, этот прогиб существовал до образования Терско-Каспийского прогиба между приподнятой платформенной областью и Апшеронским подводным валом. Этот древний прогиб простирался от южной части Кусаро-Дивичинского синклинория к Красноводскому заливу (Дивичи-Красноводский прогиб).

После возникновения Терско-Каспийского прогиба ось Кусаро-Дивичинского синклинория сместилась к северу и в настоящее время он широко открывается в сторону Дербентской котловины.

Таким образом, в Среднем Каспии можно выделить следующие структурно-геоморфологические области: 1) на востоке прибрежную отмель с ее склоном, приуроченную к эпигерцинской платформе; 2) глубоководную центральную котловину, приуроченную к юго-восточной части Терско-Каспийского прогиба, некомпенсированного осадконакоплением; 3) мелководье, приуроченное к северо-западному участку Терско-Каспийского прогиба, компенсированного осадконакоплением; 4) прибрежную отмель в зоне кайнозойской складчатости Южного Дагестана; 5) Дивичи-

Красноводский прогиб, компенсированный осадконакоплением; 6) современный Кусаро-Дивичинский синклинорий.

Прибрежная отмель в геоморфологическом отношении представляет область абразионно-аккумулятивного выравнивания. На западном побережье до изобаты 20—25 м, а в некоторых случаях до 30 м, прибрежная отмель, как мы знаем, характеризуется закономерным чередованием районов скульптурно-грядового (абразионного) и аккумулятивного рельефа. Глубже 20—25 м прибрежная отмель образована аккумулятивными равнинами неволнового поля.

Склон прибрежной отмели пока изучен слабо. Тем не менее на гидрографической карте изгиб изобат свидетельствует о том, что в его пределах имеется несколько подводных долин и форм, образованных подводными оползнями. Наличие таких долин по западному склону намечается между широтами г. Дербента и устья р. Самура, напротив Низовой Пристани, на широте северного берега лимана Акзибир и на широте сел. Дивичи. Наличие таких подводных долин подтверждено тремя эхолотными профилями, проведенными Н. С. Скорняковой (1962) вдоль западного берега Каспийского моря. По материалам этого автора, подводные долины констатируются до глубины 500 м. Более резко подводные долинообразные понижения отражены в изобатах со стороны северного склона Апшеронского порога и по восточному берегу котловины. В настоящее время не представляется возможным прийти к однозначному заключению об эрозионном происхождении рассматриваемых форм. Не исключена возможность, что долинообразные понижения генетически связаны с синклиналями. Правда, наличие отмеченных М. В. Кленовой подводных террасовых ступеней в Южном Каспии на глубинах в несколько сот метров может служить доказательством очень крупных колебаний уровня Каспийского моря. Возможно, что в эпохи очень низкого уровня Каспия на склоне материковой отмели могли формироваться настоящие эрозионные долины. Эти соображения побудили нас показать на нашей геоморфологической карте подводные долины, эрозионное происхождение которых должно быть еще доказано.

ДОПЛИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП

Для длительного отрезка времени, вплоть до плиоцена, имеется очень ограниченное число фактов, позволяющих судить о характере рельефа как впадины Каспийского моря в целом, так и акватории подводного склона его западного побережья. Наиболее древние породы, обнаруженные на подводном склоне геологическими исследованиями, относятся к верхнему мелу, вскрытому в немногих пунктах морского дна. В окаймляющих участках суши на Юго-Восточном Кавказе обнажаются среднеюрские породы. Только с этого времени на основе, правда, скудных данных можно судить о палеогеографических условиях, господствовавших в пределах изученной нами акватории. Значительно больше данных имеется для периода начиная с плиоцена. О истории рельефа в доплиоценовый этап развития можно сделать только ряд более или менее правдоподобных предположений.

Отсутствие гранитного слоя в Южнокаспийской котловине свидетельствует о длительном и сложном развитии этой части впадины. Можно предположить, что своеобразие строения земной коры Южнокаспийской котловины объясняется или тем, что она является остатком исходных геосинклинальных условий, или является результатом коренной перестройки земной коры.

По первому варианту, гранитный слой отсутствовал изначально. Являясь частью обширной геосинклинальной области, на большей пло-

щади которой в процессе горообразования возникли горные сооружения Большого и Малого Кавказа, Эльбурса и Средней Азии, площадь котловины испытывала постоянную тенденцию к погружению. В результате последнего произошло утолщение базальтового слоя и аккумуляция огромной толщи мало уплотненных осадочных пород. Этот вариант нам представляется мало вероятным, так как необходимо допустить тенденцию *к опусканию чуть ли не с начала геологической истории земли и считать*, что здесь сохранялись условия, подобные тем, какие существуют в островных дугах Тихого океана. Трудно представить, что на сравнительно небольшом участке, окруженном со всех сторон горными сооружениями, где еще в докембрийское время происходило горообразование, внедрение огромных масс гранитов и исключительно сильный метаморфизм пород, сохранились устойчивые условия к погружению. Еще труднее в этом случае понять возникновение в пределах котловины небольшого жесткого срединного массива, к югу от о. Огурчинского, наличие которого недавно было обосновано Ю. Н. Годиным и др. (1958). В связи с этим нам представляется более правдоподобным второй вариант, согласно которому в пределах большей части котловины Южного Каспия отсутствие гранитного слоя следует объяснять перестройкой земной коры, т. е. ее «океанизацией».

Наличие на окружающих участках суши выходов докембрийских пород, [1] превращенных интенсивными орогеническими движениями и внедрениями интрузий в глубоко метаморфизованный комплекс гнейсов, слюдистых сланцев, амфиболитов, кварцитов и мраморов, позволяет допустить, что в то отдаленное время как на площади Кавказской области горообразования, так и на площади Каспийского моря располагалась докембрийская платформа. Существование такой платформы в пределах Кавказа допускается С. С. Кузнецовым (1939), а на территории Южного Каспия — авторами коллективного отчета, составленного Л. Е. Ароновым и др. (1957ф). В этом случае в каледонский и герцинский этапы в теле докембрийской платформы, вероятно, возникли вторичные геосинклинальные прогибы. Один из таких герцинских прогибов располагался на месте Кряжа Карпинского, пересекающего северную часть Каспийского моря.

Согласно данным В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (1950) и более поздних работ В. Е. Хаина (1954), на Кавказе в герцинский этап намечаются два геосинклинальных бассейна, приуроченных к области северного склона Большого Кавказа и к Южному Закавказью. Эти геосинклинальные бассейны разделялись Закавказской геоантиклиналью. Можно допустить, что геосинклинальные бассейны и разделявшая их геоантиклиналь продолжались и на территорию современной впадины Каспия.

К концу герцинского этапа на Большом Кавказе устанавливается континентальный режим. Морские осадки сохранились только в виде узкой полосы, простирающейся вдоль приводораздельной линии западной части южного склона Кавказа и на востоке северного склона. По-видимому, континентальные условия в это время были характерны и для площади Каспия.

Можно полагать, что в результате герцинского горообразования на большей части Каспийского моря формируется эпигерцинская платформа, сохранившаяся до настоящего времени на северо-восточном побережье и

[1] Вопрос о докембрийском возрасте этих древнейших пород оспаривается Г. Ф. Ефремовым, который считает, что в верховьях р. Белой на Главном Кавказском хребте гранито-гнейсы прорывают метаморфические сланцы нижнего палеозоя и, следовательно, моложе последних. Однако В. А. Меликов показал, что гранито-гнейсы в этом районе зажаты между двумя сбросами при отсутствии следов прорыва (Паффенгольц, 1959).

распространяющаяся на всю глубоководную часть Дербентской (Среднекаспийской) котловины. По-видимому, эпигерцинская плтформа занимала и весь Южный Каспий, как это допускается А. Е. Ароновым и др. (1957ф).

В начале альпийского этапа на площади эпигерцинской платформы возникают огромные геосинклинальные прогибы. Если судить по распространению альпийской складчатости, один из таких прогибов располагался в области мегантиклинория Большого Кавказа и продолжался на восток-юго-восток по зоне современных складок Апшеронского подводного порога (Апшероно-Прибалханского складчатого пояса), соединяясь с Копетдагской геосинклиналью. «По данным глубокого сейсмического зондирования, а также по результатам гравиметрических исследований, Апшероно-Прибалханскому поясу соответствует глубокий прогиб (ров) в поверхности Мохоровичича. Глубина залегания подошвы земной коры в осевой части прогиба достигает 45—50 км» (Годин, Лупов и др., 1958). Второй геосинклинальный прогиб занимал Южное Закавказье (Малый Кавказ), соединяясь с Эльбурсской геосинклиналью.

В области Южного Каспия отмеченные геосинклинальные прогибы разделялись жестким массивом. На запад этот массив продолжался в Куринскую впадину, где, по В. П. Ренгартену (1939), располагалась относительно жесткая зона. Согласно новым геофизическим данным, эта зона имеет трехслойную земную кору, по характеру строения и тектоники приближающуюся к платформенному типу. Грузинские геологи (Джанелидзе, 1950, и др.) считают, что в течение всего мезозоя и палеогена Куринская впадина являлась сушей, образуя устойчивый элемент геосинклинальной области — «Куринскую плиту», являющуюся восточной частью «Грузинской глыбы». В качестве геоантиклинальной зоны Куринская впадина выделяется В. В. Белоусовым (1938—1940). В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952) отмечают, что в верхнем и среднем палеозое, в триасе, а также в мезозое Куринская впадина характеризовалась геоантиклинальными условиями. Она хотя и покрывалась временами морскими бассейнами, но до конца «мезозоя продолжала оставаться зоной относительного преобладания геоантиклинальных тенденций по сравнению со смежными зонами Кавказской и Антикавказской геосинклиналей» (стр. 21).

Таким образом, есть основание полагать, что жесткий массив Южного Каспия, вместе с Куринским и Рионским, в мезозое простирался к Черному морю, занимая восточную часть последнего.

Впоследствии этот массив претерпел существенные изменения, в результате которых в котловине Южного Каспия от него сохранился лишь небольшой участок к югу от о. Огурчинского. Последний, названный Южнокаспийским, по мнению Ю. Н. Година и др. (1958), послужил причиной юго-западных и меридиональных виргаций Копет-Дага, а также определил возникновение специфических дугообразных герцинских и альпийских простираний Эльбурсского, Копетдагского и Аладаг-Биналудского мегантиклинориев. Современный Южнокаспийский срединный массив они распространяют на большую часть территории Южного Каспия.

Ю. Г. Юров и С. П. Вартанов (1957ф) также считают, что весь Южный Каспий в историческом плане представлял жесткий участок внутри альпийской геосинклинальной области. Они отмечают, что этот жесткий участок испытал погружение в более позднее время, чем прогибы в окружающих зонах третичной складчатости. Это мотивируется тем, что имеющиеся данные о мощностях мезозойских и докрасноцветных (среднеплиоценовых) толщ в альпийских сооружениях Азербайджана, Ирана и Туркмении указывают на закономерную миграцию зон максимального прогибания к центру Южнокаспийской впадины с востока, юга и запада

в виде дугообразных в плане поясов. Исходя из этих представлений, они считают, что в Южном Каспии долгое время существовал приподнятый срединный массив, погружение которого началось с конца века красноцветной толщи (среднего плиоцена). Предполагается, что за этот период, несмотря на значительное погружение, вся Южнокаспийская впадина осталась жестким участком, лишенным складчатости.

Основная идея о наличии в историческом плане жесткого массива на месте Южнокаспийской впадины заслуживает внимания, только с той оговоркой, что впоследствии часть этого массива претерпела коренную перестройку.

Наличие в прошлом жесткого массива в котловине Южного Каспия позволило бы объяснить одну из удивительных геоморфологических особенностей окружающих гор — их почти концентрическое расположение. Действительно, горные сооружения Копет-Дага, подходя к морю, испытывают виргацию. Северная виргация этих сооружений (Малобалханско-Данатинская), погружаясь, переходит в Прибалханскую зону поднятий, а далее на западе, вместе с восточным продолжением мегантиклинория Большого Кавказа, образует на дне Каспийского моря орографически выраженную подводную гряду — Апшеронский порог. Южные виргации погружающегося мегантиклинория Копет-Дага (Кеймиро-Чикишлярская и Мессарианская), подходя к Каспийскому морю, испытывают отклонение к югу, приобретая субмеридиональное простирание. На юге котловину окружают дугообразно изогнутые к югу Эльбурсские горы. С юго-запада котловина ограничивается Талышскими горными сооружениями. Наконец, на северо-западе к котловине подходят складчатые зоны Кобыстана и Нижнекуринской низменности, имеющие тенденцию постепенного отклонения на юг. Обращает на себя внимание и сама форма Южнокаспийской котловины в виде почти правильной чаши.

Такое строение горных и складчатых сооружений, обрамляющих Южный Каспий, позволяет считать, что в прошлом на площади котловины существовал жесткий массив с нормальной трехслойной земной корой, сохранившийся от эпигерцинской платформы.

На первых стадиях существования альпийской геосинклинальной области гипотетический Южнокаспийский массив мог бы явиться одним из источников терригенного материала для окружающих геосинклинальных прогибов. Можно допустить, что по мере заполнения осадками геосинклинальных прогибов и последовавшего затем складкообразования и инверсии рельефа, в соответствии с общим законом взаимокомпенсации поднятий и погружений, территория Южного Каспия оказалась в роли объединенного предгорного или точнее межгорного прогиба Копетдагских, Эльбурсских и Кавказских горных сооружений. С этого момента жесткий массив начинает испытывать интенсивное погружение, сопровождавшееся мощным осадконакоплением.

О темпах погружения впадины мы можем судить только по изученным бурением и сейсморазведкой средне-верхнеплиоценовым и антропогеновым отложениям в периферических частях котловины. Исходя из того, что максимальная мощность этих осадков, очевидно, приурочена к наиболее интенсивно прогибающейся центральной части впадины, мы можем за суммарную мощность этих осадков принять наибольшие мощности, известные для изученных площадей периферии. Напомним некоторые цифры. Средняя мощность продуктивной толщи в наиболее погруженных частях Бакинского архипелага, по данным сейсморазведки, достигает 4000—4500 м, а в отдельных местах даже 7000 м; мощность красноцветной толщи на своде Челекенской брахиантиклинали равна 1600 м, а с учетом размыва 2100 м, и, кроме того, предполагается, что в синклиналях мощность красноцветных отложений достигает 5000—6000 м (Вартанов и

др., 1959ф); мощность акчагыльских осадков, на основании буровых данных, варьирует от 20—30 до 110—150 м; максимальная мощность апшеронских отложений к юго-востоку от Бяндованской складки достигает 2400 м; мощность антропогеновых отложений в Джейранкечмесской депрессии доходит до 1800 м. Таким образом, в периферических частях котловины суммарная мощность отложений, аккумулировавшихся со среднего плиоцена до настоящего времени, составляет не менее 9000 м. Можно ожидать, что в центральных частях котловины она будет по крайней мере порядка 10 000 м.

Общая мощность осадочного покрова в наиболее прогнутой части Южного Каспия оценивается в 20—25 тыс. м, а если принять во внимание, что к югу от о. Жилого изоглубины поверхности базальтового слоя составляют 30 км, то эта мощность может быть увеличена до 29 тыс. м. Следовательно, за мезозойский, палеогеновый и миоценовый периоды опускание впадины достигло не менее 15—20 км, а за плиоцен-четвертичное время — еще 10 км. С таким грандиозным погружением необходимо связывать коренную перестройку земной коры, в результате которой произошло полное исчезновение гранитного слоя и переход нормальной коры платформенного типа в «океаническую».

Эти представления расходятся с мнением многих геологов и геофизиков, придерживающихся взгляда о необратимости платформ, в законченном виде сформулированного Н. С. Шатским (1946). По мнению последнего, эволюция земной коры имеет направленное развитие в сторону последовательного наращивания континентальных платформ за счет геосинклинальных областей. Платформы не превращаются вновь в геосинклинали, за исключением некоторых геосинклиналей по окраинам складчатых областей. С этой точки зрения, территория альпийской геосинклинальной зоны в целом и кавказской области в частности никогда не располагалась на месте платформы. Но с таких позиций, как мы уже отмечали, остается загадочным наличие блоков докембрийских пород, обнаруженных в целом ряде пунктов в современной области Кавказского горообразования. Породы этих блоков отлагались в геосинклинальных условиях (Паффенгольц, 1959), а впоследствии подверглись глубокому региональному метаморфизму, в процессе сильных орогенических движений и воздействия интрузий.

Другие сторонники концепции направленного развития Земли вынуждены признать ряд существенных исключений. Так Н. М. Страхов (1948) допускает, что Донецко-Мангышлакская геосинклиналь развилась в теле докембрийской платформы; впадины Атлантического и Индийского океанов образовались на платформенных площадях; вторичный переход к геосинклинальным условиям признается им для Китайской платформы.

В настоящей работе мы не считаем возможным рассматривать проблему развития структуры Земли, хотя, как нам представляется, наряду с несомненной общей тенденцией к разрастанию платформ на протяжении всей истории Земли нельзя исключать возможность частичного перехода последних в мобильные области, вплоть до образования вторичных геосинклиналей. Имеются яркие примеры превращения типичных платформ в мобильные области (Тянь-Шань), а на ряде локальных участков констатируется перестройка платформенного типа земной коры в океанический. Такую перестройку в результате опускания отдельной глыбы мы допускаем для жесткого массива на месте большей части Южнокаспийской котловины. Опускание глыбы, вероятно, происходило по грандиозным, длительно развивающимся разломам. Для западного края Южной котловины такой разлом (или зона разломов) недавно был установлен глубоким сейсмическим зондированием (Требукова, 1959ф). По положению поверхности базальтового слоя амплитуда разлома здесь достигает 16—17 км.

Вероятно, подобные грандиозные разломы наблюдаются и с восточной стороны опустившейся глыбы. Такой разлом или зону разломов можно предполагать на восточном берегу в пределах склона прибрежной отмели, где наблюдается сравнительно быстрое нарастание глубин. В этом случае склон прибрежной отмели, или точнее ее бровка (изобата в 100 м), в юго-восточной части котловины будет являться и западной границей современного срединного жесткого массива, констатируемого гравиметрическими, а отчасти сейсмическими работами.

При такой интерпретации геофизических данных легко находит объяснение разное строение земной коры в области котловины Южного Каспия. В пределах опустившейся по разломам глыбы произошло перерождение гранитного слоя вплоть до его полного исчезновения. Земная кора приобрела некоторые черты океанического типа — двуслойность. На участке исходного массива, который не испытал интенсивного погружения, такого перерождения не произошло. В связи с этим в юго-восточной части котловины (южнее о. Огурчинского) геофизические исследования констатируют приближение к поверхности земли плотных масс фундамента. Возможность перерождения гранитного слоя, или точнее его исчезновение, для некоторых участков земной коры допускается рядом как советских, так и зарубежных геологов, хотя исчезновение гранитного слоя рисуется по-разному.

В. В. Белоусов (1955) допускает, что в процессе опускания платформенных участков сиалевый слой растворяется в нижележащей ультраосновной магме. М. В. Муратов (1957) также допускает расплавление сиалевого слоя и отток расплавленной массы к периферии. Обе эти точки зрения встречают возражения у геофизиков, которые указывают, что земная кора, как и расположенный ниже ультраосновной субстрат, является твердой, поэтому расплавление и отток сиалевых масс не может осуществляться.

Р. ван Беммелен (1960) выдвигает идею базификации пород под влиянием базальтового вулканизма в форме магматических интрузий и эффузий. «Возможно, этот перенос массы имеет место благодаря диффузии, и, следовательно, протекает в диспергированной форме, причем осуществляется трансформация in situ ранее существовавших горных пород корней гор» (стр. 481).

В результате базальтовых интрузий и эффузий прорванный сиалический материал в силу увеличения веса испытывает опускание. Попадая на большие глубины, происходит его частичное плавление, растворение и полиморфизм. В конечном счете могут возникать новые океанические бассейны, где раздел Мохоровичича находится на малой глубине. Этот процесс изменения континентальной коры Р. ван Беммелен называет «океанизацией».

В. Г. Тихомиров (1959) допускает, что базификация гранитов происходит при погружении блоков земной коры под действием сквозьмагматических растворов. Поступающие из субстрата недосыщенные кремнекислотой ферромагнезиальные растворы вступают в реакцию с породами богатыми кремнекислотой. Последние постепенно обогащаются цветными минералами, а затем пироксенами и основными плагиоклазами.

Нам представляется, что нельзя полностью исключать возможность расплавления и оттока масс, поскольку в орогенах соседних с погружающимися участками, наблюдается интенсивная интрузивная деятельность, в результате которой происходит утолщение гранитного слоя под горными массивами.

Следует обратить внимание на тот факт, что подобно Южнокаспийской котловине отсутствие гранитного слоя отмечается и в других впадинах. Недавно выполненное на Черном море глубинное сейсмическое зондиро-

вание подтвердило предположение о том, что и здесь по крайней мере к западу от Крымского полуострова земная кора имеет двуслойное строение с базальтовым слоем, перекрытым осадочным слоем, мощностью в 10 км (Непрочнов, 1960). Положительные гравиметрические аномалии на Красном море, также свидетельствует о приближении к земной поверхности тяжелых базальтовых масс и ультраосновных пород (Муратов, 1957). Отсутствие гранитного слоя отмечается в Средиземном море (к западу от Апеннинского полуострова), в Тирренском и Ионическом морях, а также в Мексиканском заливе (Тихомиров, 1959).

В последние годы собраны геологические данные, свидетельствующие о том, что в геологическом прошлом на территории некоторых из перечисленных бассейнов располагалась суша. Так, например, для южного крыла Северо-Западного Кавказа А. Н. Шарданов и В. П. Пекло (1960) приводят ряд палеогеографических карт, согласно которым основным источником обломочного материала с сеномана до палеоцена включительно служила Черноморская суша, которая располагалась в Черном море к юго-западу от современной береговой линии. Ф. Кюнен,[1] исследовавший меловые и олигоценовые флишевые образования Приморских Альп, приходит к выводу, что источник материала для последних находился на юге, в современном Средиземном море. По его мнению, это свидетельствует о возможности перехода континентального блока в океанический.

В настоящее время имеется очень мало данных, позволяющих судить о начальном периоде погружения гипотетического эпигерцинского жесткого массива Южного Каспия. Аккумуляция в центральной части котловины (прогиба) огромной 15-километровой толщи доплиоценовых осадков может служить показателем того, что погружение началось еще в отдаленную геологическую эпоху. Об этом же свидетельствует и значительная разница мощностей пород по обе стороны зоны нарушений, ограничивающих котловину с запада.

Начало погружения массива, вероятно, нужно относить к тому моменту, когда в окружающих эпигерцинский массив геосинклинальных прогибах начался процесс складкообразования, приведший к формированию первых горных сооружений.

Горные участки Эльбурса, окаймляющие котловину с юга, в центральной части сложены преимущественно юрскими отложениями, с выходами в ядрах отдельных антиклиналей палеозойских образований. С севера и с юга прилегают более молодые складчатые зоны, сложенные осадками верхнего мела и палеогена. Эльбурсский мегантиклинорий в сводовой части сформирован предмеловой, а на периферии предэоценовой складчатостью. Исследования В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева по истории Кавказа показывают, что всякая связь бассейна Каспийского моря с системой Индийского океана прекратилась уже к верхнему эоцену (Хаин, 1950). Это же подтверждается и для более позднего времени. Резкое фациальное отличие соленосных отложений миоцена (сарматских) северного склона от синхронных им отложений южного склона свидетельствует о том, что к этому времени Эльбурс представлял горную цепь, отделяющую Прикаспийскую область от районов, располагавшихся южнее современных гор. Таким образом, уже к верхнему эоцену происходит оформление южной части Южнокаспийской впадины.

О формировании северного края ее мы можем судить, исходя из истории Юго-Восточного Кавказа, подробно рассмотренной В. Е. Хаиным

---

[1] Статья Ф. Кюнена помещена в сборнике «La topographie et la geologie des profondeurs». Paris, 1959. С данной статьей автор познакомился по реферату А. В. Живаго (1961).

(1950). Согласно данным этого автора, в течение альпийского цикла максимальный прогиб геосинклинали постепенно мигрировал от центра к периферии. В сеноне он уже располагался на южном склоне современного Кавказа, в майкопе — южнее г. Шемахи, в среднем плиоцене — севернее нижнего течения р. Куры, и, наконец, в четвертичное время — уже к югу от последней. Из схемы В. Е. Хаина видно, что максимальный прогиб смещался не только к югу, но и к востоку, параллельно своей оси. Подобное смещение к востоку можно объяснить усиливающимся воздействием погружающейся котловины Южного Каспия. Таким образом, следы погружения последней отчетливо улавливаются уже в верхнем меле, что хорошо согласуется с огромной мощностью осадков (до 15—20 км), аккумулировавшихся здесь за мезозойское, палеогеновое и миоценовое время. Погружение продолжается в течение всей четвертичной эпохи, при этом темп его превосходит темп аккумуляции. Этим и следует объяснить существование в центре южной части моря глубокой котловины.

В настоящее время в пределах впадины Южного Каспия происходит складкообразование, в результате которого в рельефе ее глубоководной части появляются подводные хребты до 400—500 м относительной высоты.

Иначе происходит развитие котловины Среднего Каспия (Дербентской). Палеогеографические исследования на западном берегу свидетельствуют о том, что к северо-востоку от Кавказского геосинклинального прогиба в восточной части Среднего Каспия, включая его глубоководную котловину и широкое мелководье восточного побережья, в течение большей части мезозоя, палеогена, миоцена, нижнего и среднего плиоцена располагалась суша, временами покрывавшаяся эпиконтинентальными морями. Об этом свидетельствуют геофизические и геологические данные, полученные в последние годы как на площадях самой котловины, так и окружающих участков суши. Приуроченность гравиметрического (Дербентского) максимума к наиболее глубоководной части Среднего Каспия интерпретируется, как показатель относительно незначительной мощности легких слабо уплотненных мезо-кайнозойских пород (Федынский, 1951; Соловьев, 1956а; и др.). Этот вывод находит подтверждение и в данных глубокого сейсмического зондирования, согласно которым в платформенной части моря мезо-кайнозойский покров имеет мощность до 2—3 км. То же самое вытекает и из геологических и палеогеографических данных (Хаин, 1950; Хаин и др., 1952; Конюхов, 1956; Хаин и Шарданов, 1957; Брод и Польстер, 1958; Несмеянов, 1958; Мордвилко, 1960; Ренгартен, 1961; и др.).

Уменьшение мощности пород, иногда выклинивание целого ряда свит, а также погрубение терригенного материала в восточном направлении, т. е. в сторону Каспия, говорят о том, что уже начиная со средней юры снос материала происходил с северо-востока и востока. Береговая линия гипотетической суши, которую многие называют Среднекаспийской, испытывала смещение. Временами, как это имело место в верхней юре, валанджине и готериве, она располагалась в пределах Южного Дагестана и в северо-восточной части современного Кусаро-Дивичинского синклинория. В барреме и апте береговая линия отходит в сторону современного моря. В среднем и верхнем альбе она вновь смещается к западу, поскольку в Дагестане в целом ряде пунктов верхнемеловые отложения залегают на размытой поверхности нижнего альба (на участках Кобань, Миджалис, Эльдам, Дагестанские Огни, Хошмензил, Берикей, Дузлак, Каякент).

О характере рельефа суши, обрамлявшей геосинклинальную область с севера и с востока в юрское время, можно судить по тому факту, что в этот период в геосинклинали была накоплена огромная мощность осадков. В. Е. Хаин (1950) полагает, что это могло произойти либо при весьма значительном размере суши, либо при длительном и вместе с тем быстром ее поднятии. Средняя величина кластических зерен близка к 0.1 мм. Сла-

бая окатанность и низкая сортировка материала говорят о повышенном рельефе и о доставке материала короткими и быстрыми реками. Полимиктовый характер алевритовых пород и песчаников, а также значительная роль в их составе полевых шпатов, по-видимому, отражающих петрографический состав пород, слагавших сушу, говорят в пользу участия в ее строении гранитоидов, являвшихся также источниками устойчивых минералов (граната, турмалина и т. д.). К верхнеюрскому времени суша претерпела выравнивание, поскольку в составе осадков этого времени преобладают карбонатные толщи с небольшой примесью терригенного материала, что свидетельствует о незначительном его поступлении.

В верхнемеловое время развивается трансгрессия. По-видимому, она захватывает и значительную часть Среднекаспийской суши, так как в это время со стороны Каспийского моря в отложения геосинклинальных прогибов терригенный материал не поступал. Только в конце датского века в Южном Дагестане и в северо-восточной части Кусаро-Дивичинского синклинория возможно, существовала суша, но границы последней *к востоку и юго-востоку не выявлены.*

В майкопское время на севере Каспия вновь возрождается суша, вероятно, простиравшаяся и в Среднекаспийскую котловину, так как источником для накопления алевритов в Прикумской области могла служить только возвышенность на северо-востоке, т. е. на площади современного моря.

Для чокрака и карагана наличие Среднекаспийской суши доказывается присутствием в разрезах Дагестана и Кусаро-Дивичинского синклинория кварцевых песчаников с повышенным содержанием дистена и ставролита. Нарастание мощности, увеличение числа прослоев и крупности зерен этих песчаников дало возможность уверенно говорить о поступлении части материала с севера и северо-востока, со стороны Русской платформы и Среднекаспийской суши. Эти выводы ряда исследователей подтверждены специальным изучением чокракских отложений, выполненным Л. П. Гмид (1955) на Северном Кавказе. В результате было установлено, что песчано-алевритовый материал чокракских отложений большей частью поступал с Восточной (Среднекаспийской) суши, а не с Кавказа. Об этом свидетельствуют: 1) более мелкозернистый состав кварцевых зерен в юрских и меловых отложениях Кавказа по сравнению с кварцевыми зернами чокракских отложений; 2) преимущественно кварцевый состав песчано-алевритовых пород последних при полимиктовом составе мезозойских и палеогеновых отложений Кавказа; 3) значительное содержание в чокракских отложениях минералов метаморфической свиты (*дистена, ставролита*), *встречающихся в разрезе Кавказа в незначительном* количестве; 4) различие в характере кварцевых зерен в мезозойских породах Кавказа (полупрозрачных) и в чокракских образованиях (трещиноватых с включениями); 5) уменьшение размера зерен песчано-алевритовых пород чокрака с севера на юг и с востока на запад; 6) меньшая окатанность зерен кварца в разрезах, расположенных ближе к морю, по сравнению с окатанностью зерен кварца при приближении к Кавказским горам; 7) увеличение песчанистости чокракских отложений к востоку.

После сарматской трансгрессии, вероятно, покрывавшей полностью или частично и Среднекаспийскую сушу, в меотический век почти вся территория Кусаро-Дивичинского синклинория и Южного Дагестана, как, по-видимому, и площадь Среднего Каспия осушаются. Во всяком случае отложения этого времени к западу от современной береговой линии достоверно не установлены, за возможным исключением юго-восточной части Кусаро-Дивичинского синклинория.

Из вышеизложенного следует, что в течение мезозоя, палеогена и миоцена на площади большей части Среднекаспийской котловины распола-

галась относительно невысоко приподнятая Среднекаспийская суша, временами покрывавшаяся эпиконтинентальными морями.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы позволяют предположить, что в начале юрского времени на акватории современной Каспийской ванны располагались две относительно устойчивые области — эпигерцинская платформа на севере и жесткий срединный массив на юге, разделенные широким геосинклинальным прогибом. Жесткий срединный массив находился на месте котловины Южного Каспия и, вероятно, продолжался в пределы Куринской депрессии, на площадь Рионской низменности и Черного моря. Эпигерцинская платформа занимала большую часть Среднего Каспия и продолжалась на север на соединение с Русской платформой. Широкий геосинклинальный прогиб охватывал всю современную область горообразования Большого Кавказа и продолжался к востоку, в область Апшеронского порога на соединение с Копетдагским прогибом.

История развития рельефа изученной нами акватории берегового подводного склона тесно связана с развитием геосинклинальной области, особенно ее восточной части, за последние десятилетия подробно освещенной *в трудах многих кавказских геологов.*

На месте современной области горообразования в юрское время располагалась широкая геосинклиналь, ограниченная Предкавказской и Рионо-Куринской геоантиклиналями. В средней юре внутренние поднятия приводят к разделению геосинклинали на две части: Северо-Кавказскую геосинклиналь и геосинклиналь южного склона Кавказа (Хаин и Леонтьев, 1950б).

В. Е. Хаин (1950), пользуясь методом анализа фаций и мощностей для Юго-Восточного Кавказа, пришел к выводу, что развитие геотектонического плана здесь шло унаследованно. Тем не менее он отмечает, что унаследованное развитие не должно «заслонять от нас того основного факта, что суммарным результатом развития области в течение альпийского цикла явилось полное обращение первоначальных геотектонических соотношений» (стр. 168). На месте прогибающейся геосинклинали возникло мощное поднятие Большого Кавказа, а окружающие геоантиклинальные зоны превратились в депрессии. В развитии области он намечает несколько этапов. В течение первого этапа, охватывающего лейас, наблюдалось интенсивное общее погружение с мощным накоплением осадков. Во второй этап, длившийся с верхней юры до конца мела, происходили интенсивные дифференцированные движения с образованием *интрагеоантиклиналей и интрагеосинклиналей второго порядка, при об*щей тенденции к увеличению площадей, охваченных погружением. В этот этап зоны наибольшего прогибания смещались в сторону от осевой части геосинклинали. В третий этап, продолжающийся с палеогена до настоящего времени, в центральных частях геосинклинали преобладает поднятие, постепенно распространяющееся в стороны со смещением главных прогибов из района южного склона современного Кавказского хребта в Куринскую впадину. Поднятия, начавшиеся раньше в западной (центральной) части геосинклинали, мощной волной продвигались на восток. В связи с этим отмирание погружений в отрицательных и поднятий в положительных тектонических структурах на востоке запаздывает.

Одной из существенных особенностей, отмеченной В. Е. Хаиным и имеющей значение для геоморфологического анализа, является то, что в центральных частях геосинклиналей по мере их поднятий происходит отмирание дифференцированных тектонических движений и замена их сводообразным вспучиванием. Последнее определило плавную деформацию *ныне высоко приподнятых денудационных поверхностей* (Хаин, Грос-

сгейм, 1953; Думитрашко, 1956; Лилиенберг, 1958; Будагов, 1958 и др.). В периферических же частях и, в частности, в пределах акватории западного побережья Каспийского моря, где наблюдается относительно замедленное поднятие, дифференцированные движения не прекращаются. Здесь продолжают развиваться синклинории и антиклинории, а в их пределах отдельные антиклинальные и синклинальные складки. Обычно темп разрушения антиклиналей и заполнения синклиналей, как об этом можно судить по современному рельефу подводного склона, отстает от темпа тектонических движений, поэтому в периферических частях области структурные формы часто выражены в рельефе. Правда, тектоническая форма в синклиналях часто сглаживается аккумуляцией осадков, а в антиклиналях изменяется сносом материала. В связи с этим выраженность в рельефе структурных форм следует понимать только в том смысле, что к антиклиналям чаще всего приурочены положительные, а к синклиналям отрицательные формы рельефа.

Наметившаяся со среднеюрского времени Северо-Кавказская геосинклиналь прослеживалась к юго-востоку в Южный Дагестан до района р. Рубас-чай (Брод, Польстер, 1958). С севера она обрамлялась сушей, восточная граница которой совпадала с восточным склоном Ставрополья. Далее на восток, к северу от нее, распространялось эпиконтинентальное море (в области незначительных мощностей средней юры Восточного Предкавказья), а с востока она ограничивалась Среднекаспийской сушей.

Максимальный прогиб геосинклинали южного склона Большого Кавказа в лейасе находился в районе Самура, а в доггере и мальме сместился к югу, проходя несколько севернее современного Главного хребта. Можно предположить, что оба этих прогиба в море соединялись, продолжаясь в виде единого прогиба к юго-востоку от юго-западного края Среднекаспийской суши в район Апшеронского порога и интенсивного минимума силы тяжести к северу от него.

Начавшиеся на втором этапе развития геосинклинальной области дифференцированные движения приводят к образованию структур второго порядка — интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей, — которые достаточно точно соответствуют основным антиклинориям и синклинориям в современном структурном плане Юго-Восточного Кавказа (Хаин, 1950). Это свидетельствует о том, что многие структурные формы, в той или иной степени отраженные в современном рельефе, наметились еще в мезозое. Так, В. Е. Хаин отмечает, что Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий соответствует Бешбармакской кордильере мальм-палеогена; Шахдагско-Гюмюрский синклинорий — верхнемезозойскому Шахдагскому прогибу на западе и оформившейся в верхнем сеноне интрагеосинклинали на востоке; Тфанский антиклинорий — Халтанской интрагеоантиклинали, также устойчиво существовавшей, по-видимому, с конца мела. С палеогена оформляется южная часть Кусаро-Дивичинского синклинория, ограниченная на севере Кусарским (ныне погребенным) поднятием и его подводным продолжением, а на юге Тенгинско-Бешбармакским антиклинорием. В осевой части этого прогиба с палеогена по средний плиоцен включительно произошла аккумуляция осадков мощностью в 6—7 тыс. м.

В восточной части геосинклинали, к которой относится и большая часть акватории западного побережья Каспия, происходит формирование не линейных, а прерывистых складок или иначе складок поднятия (брахиантиклиналей и брахисинклиналей). Такие складки, по В. Е. Хаину (1950), формируются в обстановке умеренного погружения в отличие от линейных складок, приуроченных к зонам интенсивного прогибания, характеризующимся быстрым переходом от интенсивного опускания к интенсивному поднятию.

Ряд данных позволяет установить, что прерывистые складки (складки поднятий) также развиваются унаследованно на протяжении длительного времени. Так, например, складки Восточной антиклинальной зоны Дагестана, частично расположенные, в море, в основных чертах были сформированы в конце миоцена и начале плиоцена, но для складок Дагестанские Огни, Хошмензилской, Берикейской и Каякентской, как мы уже обращали внимание, отмечается несогласное залегание верхнего мела на размытой поверхности нижнего альба. Эти факты привели Д. В. Несмеянова (1959) к выводу, согласно которому в конце нижнего мела в южной части Восточной антиклинальной зоны Дагестана существовал «порог», приуроченный к границе платформенной области, располагавшейся на востоке в пределах современного Каспия, и передового прогиба перед формирующейся Кавказской складчатой страной. Отсутствие на своде Дузлакской антиклинали верхне- и среднеальбских отложений, константированных на ее крыльях, свидетельствует, что ее рост начался еще в нижнемеловое (альбское) время, когда здесь, вероятно, существовал островок. Рост других складок этой современной антиклинальной зоны в нижнемеловую эпоху остается недоказанным, хотя и отмечается резкое сокращение мощностей всех нижнемеловых пластов по направлению от юго-западных крыльев к северо-восточным. До сих пор северо-восточное крыло Восточной антиклинальной зоны Дагестана бурением изучено недостаточно, поэтому остается открытым вопрос о мощностях нижнемеловых пластов в его пределах. Возможно, что в то время существовало общее поднятие.

В верхнемеловое время в области Дагестана продолжают формироваться осадки пониженной мощности. К концу датского века значительная часть территории Горного и Третичного Дагестана осушается. В то же время уменьшение мощностей отложений маастрихтского и датского ярусов в южной части Восточной антиклинальной зоны позволяет предполагать наличие пологого антиклинального поднятия на месте нижнемелового порога.

Геоантиклинальный режим этого участка продолжается в нижне- и среднепалеогеновое время. Полный размыв фораминиферовых отложений в присводовых частях северо-восточных крыльев Хошмензилской и Огнинской складок дает основание для заключения о приуроченности островов к этим растущим складкам. В то же время на Берикейской и Дузлакской складках отмечается уменьшение мощностей этих отложений, свидетельствующее о наличии положительных форм рельефа на дне бассейна.

Такая же картина наблюдается для складок Прикаспийско-Приапшеронского района. Так, например, в Советабадской антиклинали наблюдается размыв на своде пород аптского яруса, выклинивание кюлюлинских отложений (верхний альб), наличие брекчированных конгломератов в основании кемишдагской свиты (сеноман). На северо-восточном крыле этой складки, расположенном в море, выпадают или уменьшаются в мощности и палеогеновые отложения, а в сводовой части они или совсем не отлагались, или были впоследствии размыты.

Принимая во внимание совпадение общего структурного плана меловых, палеогеновых, миоценовых и даже плиоценовых отложений, выпадение из разреза целого ряда свит или уменьшение мощности пластов, а также наличие конгломератов, можно прийти к заключению, что Советабадская и Тугчайская складки развивались унаследованно с мелового времени. В бассейнах, в которых происходило формирование осадков, слагающих эти складки, временами появлялись островки или же подводные повышения, определившие выпадение из разреза целого ряда свит или уменьшение их мощностей, а также формирование конгломератов.

Для северной части Приапшеронского района отмечается приуроченность к складкам Камни Два Брата, банок Апшеронской, Цюрупы и так далее относительных максимумов силы тяжести, свидетельствующих о приближении к поверхности уплотненных пород мезозоя, а следовательно и об едином структурном плане кайнозойских и мезозойских пород. Это может явиться показателем длительного роста складок, так как близкое залегание древних пород к поверхности указывает на уменьшение мощностей всех вышележащих толщ. Действительно, на банке Цюрупы буровая скважина под среднеплиоценовыми породами (продуктивной толщей) обнаружила юнусдагскую свиту (сантон—нижний кампан) верхнего мела. Возможно, что подобное строение могут иметь и другие складки Апшеронского архипелага. В этом случае в доплиоценовый этап развития рельефа на площади западной части современного Апшеронского порога существовали острова, приуроченные к отдельным антиклиналям и, вероятно, расположенные на подводном вале. М. В. Абрамович (1945) выдвинул идею о таком подводном складчатом Каспийском вале, к югу от которого располагалась узкая полоса суши — нынешний Апшеронский полуостров. По М. В. Абрамовичу, «этот вал в конце мелового—начале третичного периода выдавался на дне бассейна, сложенном сравнительно крепкими породами, и оказал очень существенное влияние на последующую складчатость третичного и четвертичного времени» (стр. 24—25). В последующий период, на фоне регионального погружения, продолжался рост этого подводного вала и опускание прогиба к северу от него благодаря чему на поверхности вала мощность отложений, формирующихся в это время, относительно сокращена по сравнению с участком, расположенным севернее порога. Об этом свидетельствуют изменения силы тяжести, которые, как мы знаем, характеризуются для Апшеронского порога (несколько севернее Апшеронского полуострова) относительным максимумом, а севернее его интенсивным минимумом. Соответственно, в пределах порога мощность рыхлых осадков кайнозойского возраста должна быть значительно меньшей по сравнению с участком моря, характеризующимся интенсивным минимумом. Это подтверждается тем, что в южной части Кусаро-Дивичинского синклинория происходит нарастание мощностей всех свит от мела до продуктивной толщи включительно в восточном направлении. Наконец, обширная структурная депрессия к северу от Апшеронского порога обнаружена сейсморазведочными работами.

Таким образом, в меловое время, а затем более отчетливо в палеогене и миоцене намечается подводный Апшеронский вал, а к северу от него прогиб. Этот прогиб начинался в южной части современного Кусаро-Дивичинского синклинория, устойчивое погружение которого началось в палеогене (Хаин и Ахмедбейли, 1957), и протягивался параллельно Апшеронскому валу на восток-юго-восток к Красноводскому заливу. В связи с этим мы предложили его назвать Дивичи-Красноводским (рис. 157).

В западной части Юго-Восточного Кавказа складкообразование мелового и палеогенового времени привело к возникновению Кавказской суши, известной в литературе под названием Тфанско-Дибрарской, а также ряда кордильер, возвышавшихся в виде островков (например, Бешбармакский остров). Тфанско-Дибрарская суша на восток продолжалась подводным Апшеронским валом.

В майкопское время с северо-востока Дибрарско-Тфанская суша ограничивалась морским бассейном, занимавшим большую часть юго-восточного Дагестана и приуроченным к Северо-Кавказской геосинклинали (рис. 153). В нем отлагались глубоководные глины с некоторой примесью песка. Максимальный прогиб геосинклинали сместился к северо-востоку в область современного западного побережья Каспийского моря, поскольку бурение в пределах Восточной антиклинальной зоны Дагестана обнаружи-

вает возрастание мощностей майкопских отложений на ее северо-восточном крыле. Наряду с этим, как мы уже знаем, в центральной части Среднего Каспия располагалась суша.

В пределах южной части Восточной антиклинальной зоны продолжается рост отдельных брахиантиклиналей, на площадях которых мощ-

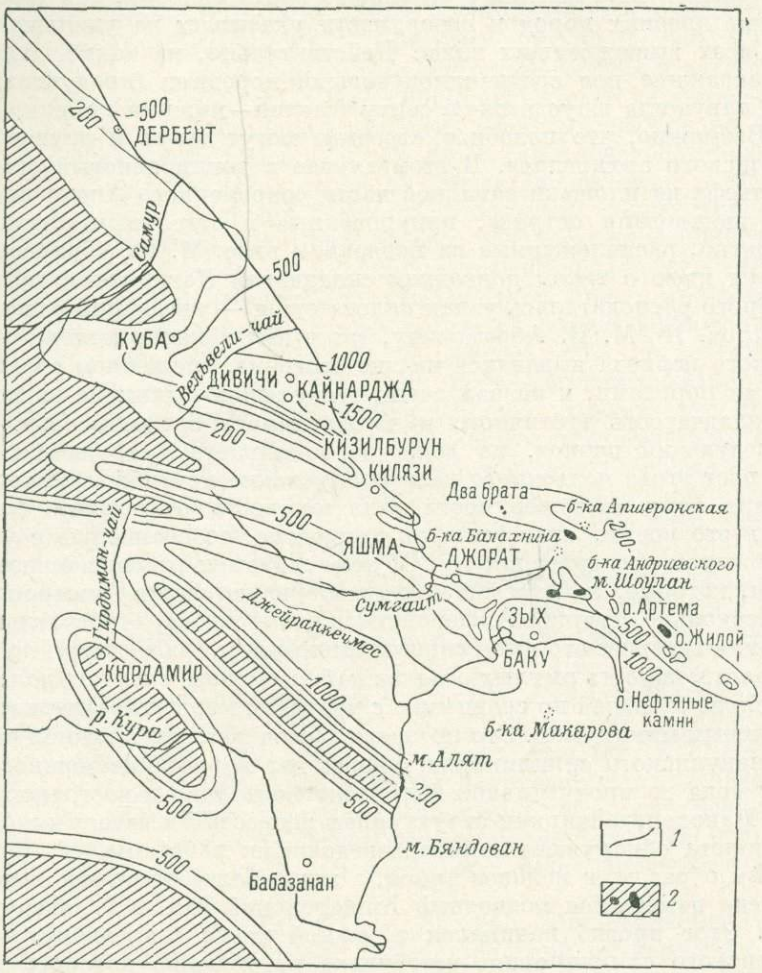


Рис. 153. Мощность майкопской свиты Юго-Восточного Кавказа. (По И. И. Потапову, 1954б).

1 — изолинии равных мощностей; *2* — область размыва и зоны нулевых мощностей к концу майкопского времени.

ность майкопских пород резко уменьшается к сводам (например, на Берикейском поднятии). Это свидетельствует о существовании здесь неровностей морского дна.

Границы Тфанско-Дибрарской суши на востоке хорошо определяются по смене литофаций майкопа, анализ которых показывает некоторое погрубение материала и уменьшение мощностей пластов в западном направлении. Мощность майкопа в южной части Кусаро-Дивичинского синклинория достигает 1500 м, а к западу снижается до нуля (рис. 153). В восточной части синклинория майкоп представлен чистыми глинами, сменяющимися на западе глинами с примесью песчаного материала (Хаин,

Ахмедбейли, 1957). Полоса глин с примесью песчаного материала, продолжающаяся из Дагестана на территорию Азербайджана, южнее р. Самура сильно суживается и огибает Кусарский полуостров, которым Тфанско-Дибрарская суша далеко вдавалась к востоку (севернее г. Кубы). Затем эта литофация узкой полосой оконтуривает чистые майкопские глины, занимающие восточную часть синклинория, намечая тем самым область сноса с Тфанско-Дибрарской суши. Другой крупный полуостров суши — Тфанский к концу майкопа протягивался от горы Тфан по направлению к ст. Ситалчай. Параллельно ему простиралась узкая Бешбармакская кордильера, возвышающаяся над майкопским бассейном в виде острова, снос с которой обусловил формирование литофации глин и песков с прослоями галечников. Преимущественно глинистый состав майкопских отложений может свидетельствовать о том, что Тфанско-Дибрарская суша и Башбармакский остров отличались невысоко приподнятым выравненным рельефом (Хаин, Ахмедбейли, 1957).

Антиклинальный режим в майкопе отчетливо намечается и в пределах Апшеронского подводного порога, формирование которого началось еще в мелу. Здесь в целом ряде пунктов наблюдается уменьшение мощностей майкопских пластов или даже полное их выклинивание на сводах современных складок. В частности, отсутствие майкопа отмечено на сводах складок Бузовнинской, Камни Григоренко, на банке Цюрупы, у мыса Шоулан. Сокращение мощностей констатировано на складках Шабандагской, Бинагадинской и Кюрдаханинской. Эти факты говорят о том, что в майкопе в западной части Апшеронского подводного порога (на Апшеронском полуострове и на площади Апшеронского архипелага) существовали островки и пересеченный рельеф морского дна. Положительные формы рельефа были приурочены к растущим антиклинальным складкам.

С северо-запада подводный Апшеронский порог (поднятие) отделялся от Бешбармакского острова (кордильеры), широкой синклиналью (в районе р. Сумгаит), где отмечается возрастание мощности майкопских отложений (Потапов, 1954б). Эта же синклиналь отделяет порог и от юго-восточного окончания Тфанско-Дибрарской суши, по отношению к которой он располагается кулисообразно.

Южнокаспийский бассейн в майкопе вдавался широким заливом в Куринскую низменность и на площадь южного Кобыстана. В восточной части залива существовали два крупных острова. Один из них, Северо-Ширванский, находился на месте Алятской гряды или точнее юго-восточнее ее, другой — в районе Кюрдамир-Саатлинского гравиметрического максимума (Хаин, 1950; Хаин и Шарданов, 1952).

В последующее — миоценовое — время Южный Дагестан остается областью с морскими условиями. Интенсивное поступление чуждых кавказскому разрезу кварцевых песков с дистеном и ставролитом позволило ряду исследователей прийти к заключению о поднятии Среднекаспийской суши в чокракское и караганское время.

Среднесарматская трансгрессия, вызванная, по-видимому, эвстатическим повышением уровня бассейна, частично перекрывает ранее образовавшиеся участки суши, например, упомянутый выше Кусарский полуостров Тфанско-Дибрарской суши, а также и сушу на месте Среднего Каспия. Тем не менее начавшийся еще ранее рост антиклинальных складок продолжается, осложняя рельеф дна. На это указывает уменьшение мощности чокракских отложений к сводам некоторых поднятий южной части Восточной антиклинальной зоны Дагестана, а также в западной части Апшеронского подводного порога. В верхнем сармате происходит регрессия моря, подготовившая полное осушение Южного Дагестана и Кусаро-Дивичинского синклинория в меотисе.

В целом за среднемиоценовое и сарматское время Тфанско-Дибрарская суша значительно расширяется. Низкий, выравненный рельеф ее, имевший место в начале миоцена, в сармате приобретает черты горной страны, с которой сносятся грубые конгломераты (судурская фация). Кусаро-Дивичинский синклинорий продолжает интенсивно погружаться, в результате чего только с караганского времени по меотис включительно в его южной части около современного берега отлагались осадки диатомовой свиты мощностью свыше 1000 м (рис. 154).

Рис. 154. Мощность диатомовых слоев Юго-Восточного Кавказа. (По И. И. Потапову, 1954б).

1 — область размыва и зоны нулевых мощностей к концу этого времени; *2* — мощность до 100 м; *3* — изолинии равных мощностей.

К югу от Тфанско-Дибрарской суши располагался Шемахино-Кобыстанский синклинорий (Хаин, 1950). Основываясь на изменении мощностей миоценовых отложений, И. И. Потапов (1954б) установил, что в это время в западной части Апшеронского подводного вала продолжал существовать антиклинальный режим. Антиклинальный режим распространялся на значительную часть центральной зоны Шемахино-Кобыстанского синклинория, в результате чего последний разделялся на два прогиба: меньший северный — Сумгаитский и больший — глубоководный южный, совпадающий с современным Джейранкечмесским синклинорием. Наметившиеся еще раньше на подводном Апшеронском вале поднятия расширяются. На площадях Бузовны, мыс Шоулан, Камни Григоренко и банка Цюрупы, где мощность отложений диатомовой свиты (караган-меотис) приближается к нулю, продолжительный период существовали

острова. Зарождаются новые поднятия, а также Бакинская, Гоусанская и Гездекская синклинали (Потапов, 1954б).

Как и в майкопское время, в Куринском заливе Южного Каспия продолжает существовать Северо-Ширванский остров. В. Е. Хаин (1950) полагает, что последний характеризовался значительными размерами и гористым рельефом, поскольку он явился источником поступления в миоценовый бассейн терригенного материала. Обнаруженные П. П. Авдусиным в сопочной брекчии о. Лось кварцевые пески с большим содержанием дистена позволили В. Е. Хаину сделать заключение, что размыв на острове затронул породы эопалеозоя и докембрия. Наличие на о-вах Лось и Свиной вымытых из сопочной брекчии галек гранита, гранодиорита и порфирита может свидетельствовать о том, что в строении Северо-Ширванского острова принимали участие изверженные породы.

В меотическое время море освобождает весь Дагестан и бóльшую часть Кусаро-Дивичинского синклинория, где достоверные осадки меотиса неизвестны. Полагают, что морской режим мог сохраниться в юго-восточной части Кусаро-Дивичинского синклинория, а следовательно, и на площади его продолжения в современном Каспийском море в пределах Дивичи-Красноводского прогиба (рис. 152). Область пониженных мощностей осадков этого возраста охватывает почти весь Апшеронский полуостров, за исключением его северного и южного побережий. Рельеф дна Апшеронского подводного порога отличался значительной пересеченностью связанной с ростом складок. Помимо уменьшения мощностей пластов меотических отложений к своду складок, отмечается наличие диатомовых брекчий, образовавшихся в результате сползания еще не вполне отвердевших диатомовых илов с подводных антиклинальных возвышенностей. Наряду с этим на Юго-Восточном Кавказе отмечается активность грязевых вулканов. Северо-Ширванский остров (в районе современной Алятской гряды) становится ниже и перестает быть серьезным источником сноса песчаного материала. Тем не менее наличие ряда песчаных прослоев в отложениях меотиса юго-западного Апшерона может быть объяснено только сносом материала с этого острова (Хаин, 1950). Очевидно, остров в это время имел выравненный рельеф и простирался в среднюю часть современного Бакинского архипелага.

Глинистый состав отложений и незначительное количество грубообломочного материала, поступившего в окружающие бассейны с Тфанско-Дибрарской (Кавказской) суши, дают основание считать, что она в меотический век характеризовалась невысоким рельефом.

Таким образом, к плиоценовому времени наметились некоторые основные черты рельефа, развитие которого отражается в современной пластике морского дна и прилегающих участков суши.

К концу доплиоценового этапа развития рельефа можно констатировать существование котловины Южного Каспия, а также обособление Джейранкечмесской депрессии, к югу от которой уже располагалась область относительного поднятия, выраженная в виде островов (Северо-Ширванский остров, острова в пределах Бакинского архипелага). Зародилось ядро подводного Апшеронского порога, к которому были приурочены банки и острова на месте растущих антиклинальных складок. Отчетливо намечается Кусаро-Дивичинская депрессия, осевая линия которой располагалась южнее линии г. Куба—сел. Дивичи. Эта депрессия продолжалась в море в виде Дивичи-Красноводского прогиба. В Дагестане находилась зона поднятий, приуроченная к современной Восточной антиклинальной линии. Эта зона сначала была выражена в виде подводного пересеченного рельефа, где временами возникали острова, а к концу меотиса превратилась в невысокую сушу. В это время на площади Среднего Каспия также существовала суша. Море, возможно, сохранялось

только в Дивичи-Красноводском прогибе, поскольку наличие морских отложений меотиса предполагается в южной части Кусаро-Дивичинского синклинория, являющегося северо-западным продолжением этого прогиба.

ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП

В начале плиоценового этапа развития рельефа палеогеографические условия в основных чертах оставались сходными с меотическим веком. Отсутствие понтических морских отложений в Южном Дагестане и на большей части восточного побережья Каспия,[1] а также нижнего и верхнего понта в Кусаро-Дивичинском синклинории свидетельствует, что в понтический век большая часть Среднего Каспия и примыкающие к нему участки характеризовались континентальными условиями или частично покрывались морями, как это имело место для среднего понта в Кусаро-Дивичинском синклинории. Пока нет данных, позволяющих наметить южную границу понтической суши. Можно только отметить, что в это время море покрывало весь Апшеронский полуостров и, вероятно, Дивичи-Красноводский прогиб, Апшеронский архипелаг и всю Южнокаспийскую впадину.

Тфанско-Дибрарская суша в понтический век несколько расширяется, хотя она продолжает оставаться невысокой, и, по-видимому, мало расчлененной, поскольку понтические отложения представлены преимущественно глинистыми разностями.

Кусаро-Дивичинский синклинорий продолжает погружаться, что видно по аккумуляции здесь среднепонтических осадков, мощностью свыше 500 м. Погружение наблюдается и в Сумгаитском прогибе, Джейранкечмесском синклинории и в Куринской депрессии.

Мощность понтических отложений на Апшеронском полуострове, которая в известной степени характеризует западную часть Апшеронского вала, колеблется от 0 до 384 м. Понтические отложения представлены преимущественно глубоководными фациями. Все это может служить указанием на то, что в понтический век здесь происходило погружение. Однако по сравнению с участками, расположенными к северу и к югу, Апшеронский подводный порог в это время характеризовался антиклинальным режимом с относительно меньшим погружением, чем в морских частях Кусаро-Дивичинского и Джейранкечмесского синклинориев. Брахиантиклинальные складки, зародившиеся в предшествующее время, продолжают интенсивный рост, вызвавший не только образование пересеченного рельефа дна, но возможно, и возникновение ряда многочисленных островов. Понтические отложения отсутствуют в пределах складок: Балаханской, Бузовнинской, Бибиэйбатской, Шабандагской, Юнусдагской, Бинагады-Кечелдагской, Сулутепинской, Сараинской, Бузовнинской, Мардакяны-море, банок Апшеронской, Цюрупы, на мысе Шоулан и у села Пиршаги. Локальное отсутствие понта обнаружено в сводовых частях складок о. Жилого и Камней Григоренко. Правда, отсутствие понта на некоторых перечисленных складках, объясняется также их размывом перед аккумуляцией продуктивной толщи и диапировым выжиманием глинистых отложений. Но оба эти факта также характеризуют и рост антиклиналей, а следовательно, и пересеченный рельеф морского дна понтического бассейна в западной части подводного Апшеронского порога.

К концу понтического века происходит обмеление понтического бассейна, повышение в нем концентрации солей и выпадение в осадок гипса

[1] Понтические морские отложения известны только в южной части Мангышлака, на Тюбкарагане.

(бабаджанский горизонт). Возможно, что в это время в периферических частях бассейн распался на ряд лагун. Наконец, перед веком продуктивной толщи (средним плиоценом) море отступило в область Южного Каспия и его береговая линия находилась где-то в пределах современной Южнокаспийской котловины. На регрессию моря в этот период указывает общеизвестный факт повсеместного как на суше, так и на исследованных морских площадях несогласного залегания отложений века продуктивной толщи на понтических осадках.

В среднеплиоценовое время в пределах Юго-Восточного Кавказа и подводного склона произошла аккумуляция продуктивной толщи огромной мощности.

Продуктивная толща является наиболее полно и всесторонне изученной серией осадков. Несмотря на это вопрос о ее происхождении до настоящего времени является дискуссионным.

Н. И. Андрусов (1911), Д. В. Голубятников (1914, 1925) и С. Р. Зубер (1926) защищали континентальную гипотезу ее происхождения; И. М. Губкин (1915, 1916) и М. В. Абрамович (1921) — озерно-морскую; К. П. Калицкий (1922), С. А. Ковалевский (1925) и В. П. Батурин (1931а, 1931б, 1940, 1947) — дельтовую.

Наибольшей популярностью пользовалась и с теми или иными существенными дополнениями продолжает пользоваться гипотеза В. П. Батурина. На основании изучения минералогического состава отложений он подразделяет обширную территорию развития продуктивной толщи на ряд терригенно-минералогических провинций: апшеронскую или дистеново-ильменитовую, прикуринскую или роговообманково-пироксеновую, кабристанскую или цирконово-эпидотовую. В. П. Батурин считал, что последние две провинции формировались реками, стекавшими с Кавказских гор, а для объяснения происхождения дистеново-ильменитовой провинции он выдвинул гипотезу Палеоволги. По его представлениям, Русская платформа, породы которой начиная с верхнего мела содержат ту же ассоциацию минералов, что и продуктивная толща апшеронского типа, дренировалась Палеоволгой.

На широте Апшеронского полуострова в среднем плиоцене находились ее дельта и авандельта, отложения которой образуют продуктивную толщу апшеронского типа. Последняя, как и современный волжский аллювий, характеризуется существенно кварцевым составом легкой фракции, а в тяжелой фракции содержится значительный процент минералов метаморфических пород (дистен и др.). Как кварц, так и последние могли быть снесены только с Русской платформы, поскольку в разрезе Кавказа нет пород, которые могли бы явиться их источниками. Колебание уровня продуктивного бассейна определило ритмичную смену преимущественно песчаных и глинистых пачек (свит). В соответствии с этой концепцией происхождения продуктивной толщи апшеронского типа, по мнению В. П. Батурина, на месте Северного и Среднего Каспия в среднем плиоцене существовала суша.

За последние 10—12 лет гипотеза Палеоволги подверглась критике, наиболее полно данной в статьях и заметках А. Б. Вистелиуса (1950, 1952) и А. Б. Вистелиуса и А. Д. Миклухо-Маклая (1951, 1956).

А. Б. Вистелиус отмечает некоторые различия количественного содержания минералов в современном аллювии р. Волги и в продуктивной толще апшеронского типа. По его мнению, наблюдается почти полное тождество как в количественном содержании, так и в качественном составе минералов последней с чокракскими отложениями Дагестана. Эти факты позволили А. Б. Вистелиусу (1950), а позже Л. В. Пустовалову (1951), прийти к заключению о том, что Русская равнина не являлась питающей провинцией для продуктивной толщи Апшеронского полуострова, кото-

рая была в основном сформирована из материала чокракских отложений, развитых в Дагестане и на площади современного Среднего Каспия. В свою очередь чокракские отложения Дагестана, по мнению А. Б. Вистелиуса (1952), образовались из материала, принесенного с Северного Ирана, или с юго-восточного побережья Каспийского моря. Таким образом, согласно изложенным данным, Русская равнина в чокракское и среднеплиоценовое время не являлась областью питания, хотя, казалось бы, Каспийская ванна наряду с Черным морем должна была служить естественным приемником стока с Русской равнины.

В связи с этим, уже исходя из общих соображений, изложенные взгляды вызывают сомнение. В то же время нет достаточных оснований считать, что при формировании чокракских отложений огромное количество кварцевого материала с дистеном в тяжелой фракции могло быть снесено в Дагестан и на площадь Среднего Каспия с Ирана или из юго-восточной части Каспийского моря, так как здесь распространены геосинклинальные фации юры, мела и палеогена, характеризующиеся преобладанием карбонатных и глинистых пород. Палеогеографические условия этого времени также не позволяют предположить значительный снос кварцево-дистенового материала с Иранского массива в область Каспия. Однако, даже если допустить последний, то и тогда естественным аккумулятором сносимого материала должна была бы явиться Южнокаспийская котловина, уже сформировавшаяся к этому времени. Существование же допускаемых А. Б. Вистелиусом (1952) двух песчаных потоков в чокракское время, начинающихся в юго-восточном углу Каспийского моря и пересекающих площадь Южного Каспия в направлении к Кобыстану и Дагестану, совершенно неправдоподобно. Таким образом, формирование чокракских отложений Дагестана могло произойти только за счет материала, поступавшего с северо-востока, в том числе и с Русской платформы и, вероятно, с Среднекаспийской суши.

Чокракские отложения Дагестана могли явиться дополнительным источником кварцевого материала для продуктивной толщи апшеронского типа, но последняя не сформировалась полностью за счет этих пород, поскольку она отличается более грубым механическим составом отложений. Сходство же минералогического состава миоценовых отложений Дагестана и продуктивной толщи апшеронского типа говорит об общей области питания (Хаин и Шарданов, 1952), которой, вероятно, в основном являлась Русская равнина.

Таким образом, наиболее аргументированная критика гипотезы Палеоволги не может быть принята. В то же время эта гипотеза получила подтверждение в буровых работах в Заволжье. Здесь при разведочно-поисковых работах на нефть бурением была обнаружена погребенная доакчагыльская долина с многочисленными притоками, уклон ложа которой направлен в сторону Каспийской ванны (Обединтова, 1956; Трушкин, 1958).

По данным буровых работ, доакчагыльские долины Заволжья имели каньонообразный характер, причем их ложа в настоящее время находится на отметках от —100 до —250 м, а к востоку от г. Пугачева до —300 м. Падение русел было круче современного, что позволяет сделать заключение о значительной скорости течения Палеоволги и ее притоков, превышавшей скорости соответствующих современных рек в 4—5 раз (Трушкин, 1958).

Доакчагыльские долины выполнены внизу кинельскими аллювиальными отложениями, выше сменяющимися осадками озерно-аллювиального типа, перекрытыми в свою очередь морскими акчагыльскими, апшеронскими и бакинскими отложениями. Верхняя часть кинельских отложений относится к акчагылу; нижняя — к среднему плиоцену или, возможно,

даже к понту, а некоторые исследователи допускают частичное их формирование даже в меотисе.

Наличие хорошо развитой доакчагыльской речной системы в Заволжье, несомненно являющейся фрагментами рр. Палеоволги, Палеокамы и их притоков, делает весьма вероятным вывод о том, что по мере отступания понтического моря в котловину Южного Каспия, Палеоволга осваивает осушающиеся территории Северного и Среднего Каспия. В конце понта она могла достичь широты Апшеронского полуострова, а вероятнее всего, и еще более южных участков, так как имеются все основания считать, что кварцевые пески в самом начале века продуктивной толщи аккумулировались в пределах Бакинского архипелага (наличие на грязевулканических островах кварцевых песчаников, выброшенных с глубины при извержениях грязевых вулканов).

Таким образом, новые данные подтверждают не только предположение В. П. Батурина о существовании на Русской равнине долины Палеоволги, но и его заключение о значительно большей скорости ее течения по сравнению с современной Волгой. Однако палеогеографические условия среднеплиоценового времени были сложнее тех, которые рисует В. П. Батурин, хотя его основная идея о значительном поступлении в бассейн продуктивной толщи материала, снесенного с Русской равнины, осталась непоколебимой. Она находит подтверждение в идентичном минералогическом составе терригенных отложений Русской платформы и среднеплиоценовых образованиях Апшеронской области. Тем не менее, происхождение кварцево-дистеновых песков последней произошло не только за счет речной системы Палеоволги—Палеокамы.

Работы последнего времени показали, что минералогический состав тяжелой фракции кинельских отложений Прикамья отличается от минералогического состава продуктивной толщи апшеронского типа значительно большим содержанием эпидот-цоизита (46.9% вместо 5.9%), амфибола (2.8% вместо 1.5%), мусковита (2.2%) и незначительным содержанием дистена, являющегося в кинельских песках акцессорным минералом, в то время как в тяжелой фракции продуктивной толщи его среднее содержание достигает 3.3%.

В связи с этим В. В. Богачев (1960) высказал предположение о приносе материала с Русской равнины речной системой Ергень-река. Кварцевые, в том числе и грубозернистые, пески последней широко распространены на Волго-Донском водоразделе, а южнее на Ергенинском плато.

Это предположение заслуживает внимания, но минералогический состав аллювиальных отложений самой Палеоволги мог существенно отличаться от состава кинельских отложений Палеокамы. Как показали новые исследования, долина р. Волги сформировалась в конце миоцена. Проникновение акчагыльских отложений в долину р. Волги далеко к северу от устья р. Камы доказывает, что к среднему плиоцену эта долина была уже хорошо разработана. В то же время Н. А. Бочаров (1960), изучавший историю р. Волги, отмечает, что «в процессе слияния двух крупнейших рек Русской платформы — Волги и Камы — решающую активную роль играли воды Волги, а не Камы, как считали Г. Ф. Мирчинк и С. Г. Каштанов» (стр. 92). Исходя из этого, минералогический состав осадков Палеоволги должен был быть аналогичен минералогическому составу современного волжского аллювия, который, как мы уже знаем, почти полностью отвечает составу продуктивной толщи апшеронского типа.

Одновременно с этим можно полагать, что Ергень-река на юге соединялась с Палеоволгой и их осадки, смешанные с материалом, поступавшим с Кавказских гор, образовали продуктивную толщу апшеронского типа. Вероятность подобной реконструкции подтверждается тем, что

в ергенинских песках имеется большое количество верхнекаменноугольных окаменелостей, встречающихся также и в продуктивной толще.

Развернувшаяся после работ В. П. Батурина дискуссия о генезисе продуктивной толщи апшеронского типа в основном затрагивает вопросы расположения питающих провинций. В указанной дискуссии незаслуженно мало внимания уделяется условиям, в которых происходило формирование столь своеобразной серии осадков, хотя казалось бы это могло пролить свет и на области, откуда поступал основной материал, ее сформировавший. Эти вопросы более или менее подробно рассматриваются только в статье И. И. Потапова (1954а) и в работе М. В. Кленовой (1956).

И. И. Потапов, основываясь на соотношениях различных типов продуктивной толщи, их песчанистости и изменении мощностей, сделал попытку конкретизировать палеогеографические условия, существовавшие в среднем плиоцене на площади Каспийской ванны.

Он полагает, что основная идея В. П. Батурина — поступление материала для формирования продуктивной толщи апшеронского типа с севера — является правильной, но ее дельтовое происхождение он отрицает. Последнее заключение основывается на наличии минерализованных подземных вод в толще, показывающих, что бассейн аккумуляции осадков вероятнее всего приближался к морскому типу и на факте параллельного напластования отдельных пачек толщи в пределах всей Апшеронской области, что, по его мнению, противоречит дельтовым условиям, при которых нужно было бы ожидать неправильное переслаивание линз песков, алевролитов и глин.

Палеогеографические условия века отложения продуктивной толщи рисуются им в следующем виде. В конце понта Каспийская ванна батиметрически была аналогична современной с тем отличием, что Среднекаспийская котловина отделялась от Северного Каспия сушей, простиравшейся от участка западного побережья — между гг. Дербент и Махачкала к Мангышлакскому полуострову (Северо-Каспийская суша) — в виде порога. В конце понта происходит прорыв Палеоволги через последний порог и волжский материал поступает в Средний Каспий. Последний представлял мелководную котловину, которая временами заполнялась осадками, в связи с чем терригенный материал транспортировался до Апшеронской области. Периодически усиливавшееся и замедлявшееся погружение впадины или же ее участие в тектонических движениях положительного знака вызывают ритмичное чередование более грубых и тонких осадков.

Западный берег бассейна отличался сильной изрезанностью. В заливах, приуроченных к синклиналям, происходила аккумуляция материала, сносимого с Кавказских гор. Основная же часть бассейна заполнялась кварцевым песчаным материалом, поступавшим с Русской платформы.

Развитая И. И. Потаповым гипотеза хорошо объясняет площадное распространение различных типов продуктивной толщи. Однако наличие бассейна на протяжении всего среднего плиоцена на месте Среднего и Северного Каспия не подтверждено фактическими данными. Опорное бурение в Прикаспийской низменности не обнаружило среднеплиоценовых отложений, а ряд фактов свидетельствует о наличии в это время на территории Среднего Каспия суши.

М. В. Кленова (1956) рассматривает осадки продуктивной толщи, как морские прибрежные образования, отлагавшиеся на подводном склоне в процессе длительного опускания прибрежной части дна. Песчаный материал «набрасывался волнами на берег, образуя аккумулятивную террасу, в то время как более мелкозернистые частицы накапливались в более глубоких и отдаленных от берега участках» (стр. 106).

Выдвинутое М. В. Кленовой предположение о прибрежном происхождении продуктивной толщи в известной степени дополняет дельтовую и авандельтовую гипотезу П. В. Батурина. Осадки, приносимые Палеоволгой, в дистальной части дельты, а тем более в пределах авандельты неизбежно подвергались воздействию волн и течений. Спорным является только вопрос о том, что источником песчаного материала послужили палеогеновые породы, расположенные к северу от Апшеронского полуострова.

В кавказском разрезе палеогена, как и подстилающих мезозойских пород, отсутствуют толщи, размыв которых мог бы дать огромное количество кварцевых зерен, в основном слагающих песчаные пачки продуктивной толщи апшеронского типа. Исследования обломочного кварца продуктивной толщи, выполненные В. С. Князевым (1951, 1958), показали его сходство с кварцем пород, слагающих Русскую равнину. Правда, сам В. С. Князев не считает это сходство решающим для вывода о формировании среднеплиоценовых пород Азербайджана за счет сноса с Русской платформы. Он вслед за Б. А. Вистелиусом и Л. В. Пустоваловым придерживается взгляда, что основной питающей провинцией продуктивной толщи Апшеронского полуострова является Дагестан с развитыми здесь кварцевыми отложениями среднего миоцена. Однако, поскольку более мелкозернистый состав последних по сравнению с песками продуктивной толщи не позволяет принять эту точку зрения, то установленное В. С. Князевым вышеупомянутое сходство кварца из продуктивной толщи с кварцем из пород Русской равнины наряду с наличием погребенной долины Палеоволги является весьма веским доказательством приноса кварцевого материала в бассейн продуктивной толщи с Русской равнины.

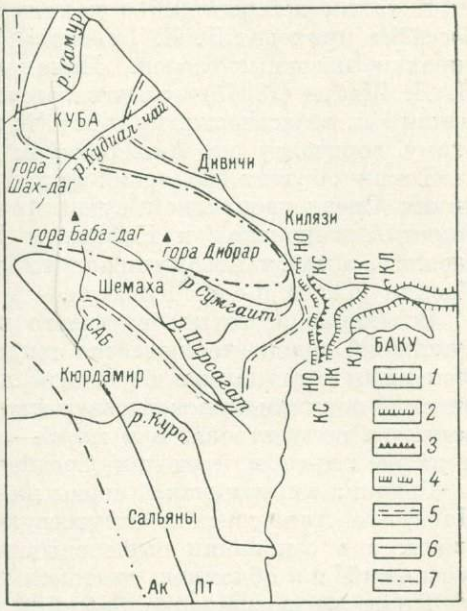


Рис. 155. Схема расширения бассейна века продуктивной толщи. (По В. Е. Хаину, 1950).

1 — граница области отложений калинской свиты (КЛ); *2* — граница подкирмакинской свиты (ПК); *3* — границы калинской свиты (КС); *4* — граница нижнего отдела (НО); *5* — граница сабунчинской свиты; *6* — граница верхнего отдела и продуктивной толщи в целом; *7* — граница акчагыла.

Подавляющее большинство исследователей, за исключением И. И. Потапова, независимо от взглядов на положение питающей провинции, признает наличие суши, существовавшей в среднем плиоцене к северу от Апшеронского полуострова (порога). Выклинивание ряда свит нижнего отдела продуктивной толщи позволяет наметить на севере береговую линию бассейна в момент формирования этих свит.

Северная граница выклинивания калинской свиты протягивается по южной части Апшеронского полуострова (рис. 155), пересекает о. Артема и отклоняется к северу, проходя восточнее банки Дарвина к юго-восточному окончанию банки Апшеронской. В соответствии с представлениями о батиметрических условиях среднеплиоценовой Каспийской ванны, И. И. Потапов протягивает эту границу дальше на северо-запад. Однако, учитывая, что в основании калинской свиты в районе о-вов Жи-

лого и Нефтяных Камней залегает 30—35 м пачка средне- и крупнозернистых песков с гравием, свидетельствующих о быстром переотложении материала в условиях приустьевой зоны крупной реки, можно полагать, что береговая линия находилась где-то севернее и недалеко от упомянутых островов. Исходя из этого, границу выклинивания калинской свиты следует искать не на северо-западе, а к востоку от банки Апшеронской, к северу от линии о. Жилой—Нефтяные Камни.

К таким же выводам о положении береговой линии продуктивного бассейна приходит Т. Е. Грязнова (1953) на основании изучения ориентировки песчаных зерен. Наконец, В. С. Мелик-Пашаев (1956) и Л. Я. Шварц (1957б) отмечают отсутствие в красноцветной толще Туркмении [1] и, в частности, на п-ове Челекен отложений, синхронных калинскому горизонту на Апшеронском полуострове.

Таким образом, во время формирования калинской свиты береговая линия Среднекаспийской суши протягивалась от юго-восточной части банки Апшеронской к Нефтяным Камням, располагаясь севернее последних, а затем поворачивала на юго-восток, проходя где-то в Южном Каспии южнее п-ова Челекена.

В течение всего последующего времени нижнего «отдела» века продуктивной толщи наблюдается тенденция к расширению бассейна с постепенным отступанием береговой линии к западу и к северу. Выклинивание подкирмакинской свиты происходит уже в западной части Апшеронского полуострова, а в море — в южной части банки Апшеронской и далее где-то в пределах Среднего Каспия.

Граница кирмакинской свиты на полуострове отступает еще западнее. На банке Апшеронской отсутствуют нижние горизонты кирмакинской свиты, а в основании вышележащих слоев залегает 2-метровый пласт, состоящий из обломков диатомовых сланцев и мергелей.

Такое же расширение бассейна наблюдается и для времени надкирмакинской глинистой свиты, среднего и верхнего отделов.

Несмотря на тенденцию расширения бассейна, глубины моря испытывают значительные колебания, определившие ритмичную смену преимущественно глинистых и песчаных отложений. Относительно глубокие бассейны были в периоды отложений кирмакинской и надкирмакинской глинистой свит, когда происходила аккумуляция глинистых и алевритовых пород. В подкирмакинское время и в момент отложения надкирмакинской песчаной свиты глубины моря значительно уменьшались, в связи с чем аккумуляция глинистых осадков сменялась песчаными, а иногда более грубозернистыми отложениями. Помимо этих крупных ритмов, на протяжении отложений одной свиты также отмечается чередование более или менее песчаных и глинистых пачек.

Расширение бассейна с ритмичным колебанием глубин наблюдается и в течение времени накопления всего верхнего «отдела» толщи, которое привело к отступанию северного берега далеко в пределы Среднего Каспия, а на западе бассейн образовал крупные заливы в Кусаро-Дивичинском, Джейранкечмесском и Куринском синклинориях. Западный берег бассейна характеризовался значительным расчленением береговой линии, причем заливы и бухты были приурочены к синклиналям.

Расширение бассейна сопровождалось одновременно его опреснением, о чем свидетельствует изменение состава микрофауны и появление в верхнем «отделе» пресноводной конхилофауны. По данным Д. А. Агаларовой (1958), в нижнем «отделе» толщи наблюдаются солоноватоводные остра-

[1] Есть все основания считать, что красноцветная толща Туркмении формировалась в одном среднеплиоценовом бассейне с продуктивной толщей Азербайджана. Некоторое различие в минералогическом составе этих двух толщ объясняется разными областями питания.

коды, представители родов *Loxoconcha*, *Xestolebris*, *Leptocythere*, *Hemicythere* и др. В верхней части нижнего «отдела» сохранились уже только два вида *Leptocythere cellula* Liv. и *L. rosalinae* (Schneider.), что указывает на ухудшение условий обитания солоноватоводных форм. В среднем «отделе» широко распространены эвригалинные формы — *Cyprideis littoralis* (Brady) и *C. torosa* (Jones), приспособившиеся к постепенному опреснению бассейна.

В верхнем «отделе» из остракод присутствуют типичные пресноводные формы: *Cypridopsis vidua* (Müller), *Cyprinotus salimus* (Brady), *Herocypris incongrucus* (Ramdohr), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *I. bradyi* Sars. Кроме того, часто встречаются остатки и конхилофауны, представленной пресноводными формами *Planorbis*, *Limnacea*, *Unio*, *Melina*, *Ancylus*, реже наземными — *Helix* sp., *H.* (*Tachea*) *cluriana* Bog. Встречены и отдельные остатки позвоночных (антилоп, шакалов, оленей).

Органические остатки однозначно свидетельствуют о постепенном опреснении, которое могло произойти в замкнутом бассейне, каким являлся бассейн продуктивной толщи, только в том случае, если приток пресных вод превышал расход над испарением.

Наличие остатков наземной фауны млекопитающих может свидетельствовать об относительно близком расположении к Апшеронскому полуострову береговой линии.

Состав остракод, залегающих in situ в глинистых породах продуктивной толщи, позволил Д. А. Агаларовой (1958) прийти к заключению, что, «по всей вероятности, вплоть до начала акчагыльской трансгрессии глубина бассейна в пределах Апшеронского полуострова была очень небольшой, не более 25 м» (стр. 99). Очевидно, что во время отложений песчаных свит она резко уменьшалась.

Таким образом, материалы, собранные после работ В. П. Батурина, позволяют конкретизировать особенности бассейна, в котором происходило формирование осадков продуктивной толщи апшеронского типа. Это был бассейн, постепенно опресняющийся с тенденцией к расширению и в то же время остававшийся мелководным. Отложение осадков несомненно происходило на фоне погружения дна бассейна, поскольку была аккумулирована толща огромной мощности (в несколько тысяч метров). Региональное увеличение мощности к югу, т. е. в сторону Южного Каспия, доказывает, что наиболее интенсивное погружение испытывала котловина последнего, в то время как на Апшеронском полуострове (пороге) темп погружения был значительно меньшим, т. е. он по отношению к котловине Южного Каспия характеризовался геоантиклинальными условиями на фоне регионального погружения.

Четкое ритмичное строение продуктивной толщи апшеронского типа, прослеживающееся на всей площади ее распространения, а также тождественная ритмичность красноцветной толщи Туркмении (Мелик-Пашаев, 1956, 1959; Шварц, 1957б) свидетельствуют о периодическом и одновременном колебании уровня бассейна. В замкнутом бассейне колебания уровня могли определяться климатическими изменениями, но при этом следовало бы ожидать изменения солености воды. Поскольку наблюдается прогрессивное опреснение бассейна, связанное с увеличением количества воды, колебания его уровня, по-видимому, вызывались в некоторые периоды увеличением емкости Южнокаспийской котловины, погружение которой превышало речной сток. В эти моменты в периферических частях бассейн мелел, определяя аккумуляцию более грубого песчаного материала. В периоды, когда приток воды превосходил увеличение емкости котловины за счет ее погружения, площадь бассейна увеличивалась и на акватории, занятой современным Апшеронским полуостровом (порогом), в тех местах, где до этого осаждались пески, акку-

мулировались глинистые и алевритовые осадки. Если исключить эти ритмичные, но незначительные колебания уровня, мелководный характер осадков всей толщи в несколько километров мощностью свидетельствует о том, что темп погружения дна котловины не превосходил скорость отложения осадков.

Мелководье бассейна продуктивной толщи занимало обширную площадь. Осадки апшеронского типа распространены от западной границы Апшеронского полуострова на восток до Нефтяных Камней включительно, т. е. на протяжении 100—120 км. К востоку от Кирмакинской долины они отличаются однородным строением. Несомненно, что продуктивная толща распространяется еще далеко на восток и переходит в красноцветную толщу Туркмении. С севера на юг апшеронский тип осадков продуктивной толщи прослеживается непрерывно по крайней мере на 80—85 км. Исходя из приведенных цифр, однородно сложенная серия осадков, даже в пределах границ известных ее выходов, имеет распространение на площади около 9—10 тыс. км^2.

В каких же конкретных условиях могла сформироваться столь широко распространенная и своеобразная серия осадков?

Наиболее полно особенности строения продуктивной толщи, как нам представляется, могут быть объяснены дельтовыми и авандельтовыми условиями ее формирования, периодически сменявшимися при повышении уровня бассейна обстановкой мелководного взморья. Преимущественно *песчаные свиты формировались в типично дельтовых условиях, а глинистые* — при отступании дельты к северу.

В пользу дельтового и авандельтового происхождения песчаных пачек пород, кроме аргументов, высказанных творцами этой гипотезы, могут быть приведены следующие соображения.

1. Наличие в пределах Заволжья погребенной долины Палеоволги, естественным приемником твердого стока которой могла быть только ванна Каспийского моря.

2. Только при впадении крупной речной артерии, подобной современной Волге, мыслимо отложение огромного количества терригенного *материала за сравнительно короткий срок.*

3. Образование песчаных отложений, отдельные свиты которых имеют распространение на тысячи квадратных километров, нельзя объяснить деятельностью моря-озера. В современных бассейнах, в том числе и таких мелководных, как Азовское и Аральское моря, пески концентрируются в узких прибрежных зонах, в то время как основная площадь бассейна занята различными разновидностями илистых отложений от песчаных илов до глинистых включительно. В условиях же дельты при ее нарастании или при снижении уровня моря песчаные отложения могут далеко распространиться в дистальном направлении. На эту же мысль наводит *соизмеримость площади распространения продуктивной толщи апшеронского типа с площадью современной дельты р. Волги.*

4. Наличие в песчаных пачках толщи косой слоистости дельтового типа, изученной И. А. Конюховым (1951).

5. Как показали детальные исследования продуктивной толщи, выполненные В. А. Гориным (1953), пески этой толщи часто залегают на неровной, волнистой поверхности глин, с небольшими углублениями и бугорками. В контактовой зоне нередко наблюдаются слабо или хорошо окатанные комки глин, отторженные от подстилающего пласта. Эти факты привели В. А. Горина к заключению, что подстилающие глины несут следы размыва быстротекущими водами временных потоков. Такой размыв подстилающих глин мог осуществляться рукавами дельты Палеоволги.

6. Имеется ряд фактов, позволяющих предполагать дельтовые условия в пределах Апшеронского порога во время аккумуляции среднего «отдела» продуктивной толщи.

В. А. Горин (1939), а позже И. И. Потапов (1946, 1954б) установили на Апшеронском полуострове меридионально вытянутую долину, выработанную в отложениях надкирмакинской глинистой свиты и заполненную грубообломочными осадками среднего «отдела», которые перекрывают и остальную площадь полуострова, но имеют меньшую мощность. В районе о. Жилого мощность отложений среднего «отдела» снова увеличивается и достигает 104 м, т. е. такой же величины, что и в упомянутой погребенной долине на полуострове. Это позволяет предположить существование здесь также долины. В районе Нефтяных Камней средний отдел представлен грубообломочной фацией глыбовых конгломератов, отдельные глыбы которых достигают 0.5 м в диаметре. Они представлены известняками и доломитами майкопского возраста, реже существенно кварцевыми полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками. Не исключена возможность, что эти глыбы вымыты из сопочной брекчии грязевых вулканов крупным речным потоком, синхронным с долиной, пересекавшей в плиоцене площадь современного Апшеронского полуострова.

Таким образом, можно предположить, что в период формирования осадков среднего плиоцена на площади Апшеронского порога существовало несколько долин, скорее всего являвшихся рукавами дельты Палеоволги.

Изложенные данные позволяют сделать заключение, что формирование песчаных пачек продуктивной толщи протекало в дельтовых условиях. При повышении уровня бассейна дельтовые отложения затоплялись. В Апшеронском районе возникало относительно неглубокое мелководье (до 25 м), где происходила аккумуляция песчанистых глин или глинистых песков. Таким образом, дельтовая гипотеза удовлетворительно объясняет параллельное напластование отдельных пачек продуктивной толщи и ритмичное ее строение.

Повышенная минерализация подземных вод продуктивной толщи также не противоречит дельтовой гипотезе, так как минерализация воды, по-видимому, возникла вследствие ее метаморфизации или последующей инфильтрации в толщу из верхнеплиоценовых солоноватоводных бассейнов. Минерализация вод продуктивной толщи закономерно возрастает от 1.3° в низах толщи до 16—17° Ве в верхнем «отделе». Такой ход минерализации вод прямо противоположен изменению солености воды в бассейне продуктивной толщи, так как в период аккумуляции осадков верхнего «отдела» наблюдается несомненное опреснение, о чем свидетельствует наличие в этих отложениях пресноводной микро- и макрофауны. Следовательно, сильная минерализация подземных вод в верхнем «отделе» продуктивной толщи не может быть первичной.

Изложенные данные позволяют наметить следующую историю развития среднеплиоценового Каспийского бассейна.

По мере отступания верхнепонтического моря в котловину Южного Каспия Палеоволга осваивает осушающуюся территорию Среднего Каспия. В начале среднего плиоцена ее устьевая часть располагалась где-то в пределах Южного Каспия. Приносимые Палеоволгой осадки аккумулировались на площади современного Бакинского архипелага, так как в выбросах грязевых вулканов этой акватории встречаются песчаники, аналогичные песчаникам Апшеронского полуострова (Авдусин, 1948; Сулейманов, 1953; Путкарадзе, 1958б). Осадконакопление и возросший приток воды приводит к расширению бассейна, в результате чего устьевая часть Палеоволги перемещается в район Апшеронского порога. Здесь при колебаниях уровня бассейна формируется ритмично построенная

серия осадков продуктивной толщи апшеронского типа. В моменты наиболее высокого стояния уровня воды бассейн распространялся в южную часть Среднего Каспия, вероятно, в пределы Дивичи-Красноводского прогиба, погружение которого продолжалось в среднем плиоцене. Об этом свидетельствует нарастание мощности продуктивной толщи в южной части Кусаро-Дивичинского синклинория с запада на восток, где вблизи берега она достигает около 2 тыс. м, а в морской части должна быть еще больше. При падении уровня бассейна Дивичи-Красноводский прогиб оказался полностью выполненным осадками и на месте его возникла обширная аллювиальная равнина. Без этого невозможно объяснить формирование дельтовых песчаных осадков на Апшеронском пороге и к югу от него.

В период формирования осадков верхнего «отдела» береговая линия далеко отступила к северу на площадь современного Среднего Каспия. На западе бассейн вдавался по синклинориям и синклиналям далеко в сушу, образуя обширные заливы (Кусаро-Дивичинский, Советабадский, Сумгаитский, Перекишкюльский, Джейранкечмесский и Куринский), в которые сносился материал с Кавказских гор, как это представляет И. И. Потапов (1954а, 1954б). В вершинах этих заливов формировалась грубообломочная фация, переходящая к востоку в песчано-глинистые осадки. В остальной части бассейна, тяготеющей к западному берегу, аккумулировался материал, принесенный с севера.

Резкое расширение бассейна к концу среднего плиоцена привело к повышению базиса эрозии для Палеоволги. Долина последней в Заволжье стала заполняться осадками, которые в настоящее время составляют часть кинельских отложений. Таким образом, история бассейна продуктивной толщи хорошо увязывается с историей погребенной долины Палеоволги в Заволжье.

Палеоволга и ее притоки, в частности, стекавшие с Кавказских гор, естественно производили эрозионную работу в пределах Среднекаспийской суши. Однако преобладание в продуктивной толще Апшеронского полуострова обломочного кварца, аналогичного кварцу пород Русской равнины, доказывает, что основной питающей провинцией являлась последняя. Кавказские горы и Среднекаспийская суша могли явиться только дополнительными источниками материала.

Исходя из изложенных выше данных, можно представить, что Среднекаспийская суша в среднеплиоценовое время состояла из двух частей. На севере, в границах эпигерцинской платформы, на поверхности суши наблюдались выходы доплиоценовых пород, фрагменты которых встречаются в продуктивной толще. Южнее, в области Дивичи-Красноводского прогиба располагалась обширная аллювиальная равнина, которая в моменты повышения уровня бассейна частично или полностью покрывалась водой, в результате чего возникало мелководье, подобное мелководью Северного Каспия. В эти моменты поступление материала Палеоволги в район Апшеронского порога или полностью прекращалось или количество его резко уменьшалось. В формировании толщи в эти периоды доминирующее значение приобретал материал кавказской питающей провинции.

Северная часть среднекаспийской суши, являясь продолжением эпигерцинской платформы и, в частности, Красноводского плато, имела, по-видимому, сходное с последней строение. Наличие в продуктивной толще слабо окатанных палеозойских галек, зерен таблитчатого дистена размером до 4.1×0.4 мм и хромитов свидетельствует о том, что здесь были обнажены палеозойские метаморфические и ультраосновные породы.[1]

[1] А. Б. Вистелиус и А. Д. Миклухо-Маклай (1956), детально исследовавшие фрагменты палеозойских пород и отметившие наличие крупных таблитчатых зерен дистена

Рельеф суши, по-видимому, не был горным, однако выходы коренных пород, наличие крупнозернистого песка, гравия и галек в продуктивной толще может указывать на достаточно пересеченный холмистый ландшафт.

Формирование рельефа рассматриваемой территории, как и Каспийской впадины в целом, протекало под влиянием интенсивных тектонических движений. Энергичное погружение Южного Каспия в это время можно считать твердо установленным фактом. Увеличение мощности продуктивной толщи в южной части Кусаро-Дивичинского синклинория к востоку доказывает погружение и в пределах намеченного нами Дивичи-Красноводского прогиба. Апшеронский порог, располагаясь в области регионального погружения, по отношению к Дивичи-Красноводскому прогибу и Южному Каспию испытывал относительное поднятие. В его пределах на протяжении всего среднего плиоцена продолжался рост отдельных складок. Это доказывается уменьшением мощностей пород к сводам складок и увеличением углов падения с глубиной. Сравнение структурно-сейсмических схем, составленных по разным сейсмическим горизонтам в продуктивной толще, показывает почти полное их совпадение.

В начале времени накопления продуктивной толщи в западной части Апшеронского порога существовали острова, а береговая линия, как это доказано И. И. Потаповым (1954б) для калинского бассейна на площади Апшеронского полуострова, имела изрезанные очертания. В последующее время в связи с ростом антиклинальных структур дно бассейна в данном районе также характеризовалось пересеченным рельефом, обусловившим разную мощность отложений на сводах и крыльях складок, а также в синклиналях. Такой же рельеф дна следует предполагать и для района Бакинского архипелага. Наряду с этим в ландшафте дна указанных районов существенное значение играла грязевулканическая деятельность, следы которой констатируются в виде погребенных сопочных брекчий.

В Южном Дагестане в среднеплиоценовое время в основном произошло оформление складок Западной и Восточной антиклинальных зон и разделяющих их понижений, в результате чего здесь возник также пересеченный рельеф. Об этом можно судить по тому факту, что последующая акчагыльская трансгрессия покрывает только структурные понижения.

В Южнокаспийской котловине в век продуктивной толщи начинают формироваться антиклинальные подводные хребты. Изменение прости-

---

в продуктивной толще Апшерона, считают их продуктами переотложения чокракских отложений, слагающих среднеплиоценовую сушу к северу от Апшеронского полуострова. Чокракские же отложения, как они полагают, формировались из материала, принесенного с Северного Ирана. Последнему выводу противоречит плохая окатанность палеозойских галек и их отсутствие в известных выходах чокрака Дагестана. Кроме того, широкое распространение последних на площади Среднего Каспия сомнительно, поскольку исследования Л. П. Гмид (1955) дагестанского чокрака показали, что снос материала шел с северо-востока и востока, т. е. частично и со Среднекаспийской суши. Также сомнителен принос из Северного Ирана и крупных таблитчатых дистенов. Единственными агентами, которые могли перенести их, следует считать течения и волнение, определившие наличие потока наносов вдоль берега. При таком перемещении наносов линейное расстояние, на которое должны были переместиться осадки из Северного Ирана в Дагестан, равное 900—1000 км, фактически должно быть увеличено во много десятков раз, поскольку под влиянием волн частицы наноса испытывают движение не в прямом направлении, а по ломаным линиям. При этом вследствие смены волнений их направление неоднократно изменяется на обратное. Таким образом, движение наносов за длительный отрезок времени является итоговым перемещением различных направлений. В этом случае зерна дистена, как и галька, должны были бы испытать сильное истирание и окатывание. Наличие крупных зерен таблитчатого дистена свидетельствует о незначительном переносе, а следовательно, и о наличии к северу от Апшеронского порога дистеносодержащих горных пород.

раний последних, на что мы уже обращали внимание, заставляет предполагать, что они имеют гравитационный генезис. Интенсивное погружение центральной части котловины определяет сползание мощной толщи осадков к центру котловины в связи с чем хребты, отходящие от западного побережья, постепенно изменяют направление с юго-восточного на субмеридиональное, а хребты восточного побережья — с юго-западного также на субмеридиональное (рис. 45). Гравитационный генезис подводных хребтов Южнокаспийской котловины позволяет понять и своеобразие строения складчатых образований, окружающих котловину. В северной части Апшеронского порога, где влияние погружающейся котловины Южного Каспия не ощущалось, складки должны были сохранить Кавказское простирание, которое характерно для складок к северу от Апшеронского полуострова, а также наблюдается в складках банки Андриевского, «40-летия Азербайджана», о-в Жилого, Нефтяных Камней, складок «28 апреля», «26 Бакинских комиссаров» и Промежуточной. Для некоторых из этих складок можно доказать унаследованное развитие с доплиоценового этапа. На Апшеронском полуострове, расположенном на южном склоне порога, начинает сказываться влияние прогибающейся Южнокаспийской котловины, вызывающее гравитационное смещение плиоценовых осадков. Здесь простирание складок начинает меняться на южное, при этом по некоторым данным можно полагать несовпадение структурного плана древних и плиоценовых пород, а для Куринской низменности даже плиоценовых и четвертичных пород. Гравитационное сползание плиоценовых и четвертичных осадков могло бы объяснить подобные несовпадения структурных планов нижнего и верхнего этажей.

В верхнеплиоценовое время палеогеографическая обстановка резко меняется. Пресноводный бассейн века продуктивной толщи сменяется солоноватоводным акчагыльским бассейном, что связано с прорывом океанических вод в Каспийскую котловину. Вопрос о путях прорыва океанических вод остается дискуссионным, но наиболее вероятным является западный вариант, поскольку в пределах Таманского полуострова отмечаются сходные акчагыльские отложения.

В акчагыльское время полностью прекращается поступление в пределы Апшеронского порога материала с севера (отсутствие кварцевого материала). Это дает основание считать, что существовавшая в средний плиоцен (в век продуктивной толщи) суша на месте Среднего Каспия покрывается водами акчагыльского моря, которое распространялось на весь Северный Каспий и ингрессировало по долине Палеоволги далеко в пределы Русской платформы. По западному берегу Каспия море далеко вдавалось в Терскую депрессию, вплоть до Ставропольской возвышенности. Над поверхностью воды здесь возвышались узкие острова Терского и Сунжинского хребтов. Вдоль Дагестанского побережья распространение моря определялось рельефом, созданным в результате миоценовых и плиоценовых движений. Акчагыльские отложения встречаются только в синклиналях (например, в Каранайаульской), поэтому складки Восточной антиклинальной зоны возвышались в виде длинных островов. Южнее море вдавалось заливом в Кусаро-Дивичинский синклинорий, покрывало весь Апшеронский полуостров и Кобыстан и заходило далеко на запад по Куринской впадине.

В пределах Кусаро-Дивичинского синклинория, Апшеронского порога и Бакинского архипелага в акчагыльское время происходило отложение глин глубоководного типа, поэтому глубины моря для Апшеронского полуострова оцениваются А. А. Али-Заде (цит. по: Хаин, 1950) в 350—400 м.

Акчагыльские отложения характеризуются своеобразным распределением мощностей. В юго-восточной части Терской равнины мощность

акчагыла достигает 600 м,[1] при этом она увеличивается к востоку в сторону моря. Это показывает значительное погружение в это время Предкавказья и площади Среднего Каспия. Очевидно, распространение моря *в область Среднего Каспия связано не только с повышением уровня моря*, но и с погружением среднеплиоценовой суши Среднего Каспия. Следовательно, в акчагыльское время начинает формироваться Терско-Каспийский прогиб и глубоководная Среднекаспийская (Дербентская) котловина. Таким образом, максимальное прогибание, которое, вероятно, *существовало в доакчагыльское время к северу от Апшеронского порога* (Дивичи-Красноводский прогиб), смещается к северу, в связи с чем и ось Кусаро-Дивичинского синклинория переместилась к северу, в область современной устьевой части р. Самура.

Увеличение мощностей акчагыльских отложений в пределах Кусаро-*Дивичинского синклинория к востоку, а равно и переход в этом направлении* к более глинистым осадкам говорят о погружении синклинория в сторону котловины Среднего Каспия. Это может служить еще одним указанием на то, что формирование указанной котловины началось в акчагыльский век. Возрастание мощностей отложений этого возраста в синклинории *от меридиана г. Кубы не только в восточном, но и в западном* направлении В. Е. Хаин и Ф. С. Ахмедбейли (1957) объясняют тем, что на западе имело место компенсированное, а на востоке некомпенсированное погружение.

На Апшеронском полуострове и на Апшеронском пороге акчагыл *представлен в глубоководной глинистой фации. Его мощность здесь* колеблется от 0 до 70 м, причем осадки большей мощности приурочены к синклиналям (Гездекской, Бакинской, Бинагодинской, Дюбенды-Зыринской). Кроме того, увеличение мощностей констатировано к северу и к югу от Апшеронского полуострова. Это может служить указанием на продолжающийся рост Апшеронского порога. В пределах последнего на некоторых антиклинальных складках (о. Артема, Нефтяных Камней) акчагыльские отложения частично отсутствуют. Это обстоятельство В. Е. Хаин (1950) объясняет не наличием в акчагыльском море островов, так как акчагыл представлен глубоководной литофацией, а оползнями, которые указывают на пересеченности рельефа морского дна Апшеронского порога. Приуроченность оползней к антиклинальным складкам, очевидно, свидетельствует об их росте.

Подобно Апшеронскому порогу, в районе Бакинского архипелага также наблюдаются различные мощности акчагыльских отложений на антиклинальных складках и в синклиналях. На изученных бурением складках мощность отложений изменяется от сводов к крыльям складок. Так, например, на складке банки Головачева, мощность акчагыльских отложений на своде составляет 25—30 м, а на крыльях — 65—80 м (Путкарадзе, 1958б). В сводовой части Бяндованской складки (на суше) мощность акчагыла равна нулю. Следовательно, здесь, как и на Апшеронском пороге, продолжается унаследованный рост структур. Если судить по данным, полученным на суше, мощность акчагыльских отложений в Джейранкечмесском синклинории увеличивается по сравнению как с Бакинским архипелагом, так и с Апшеронским порогом.

Таким образом, в конце акчагыльского века в пределах исследованной акватории рельеф в основных чертах был аналогичен современному. На севере располагалась относительно поднимающаяся Восточная антиклинальная зона Дагестана. Южнее ее находился погружающийся Кусаро-Дивичинский синклинорий. На месте Апшеронского полуострова и к востоку от него существовал подводный порог с пересеченным рельефом,

[1] Согласно карты мощностей акчагыла, составленной В. А. Растворовой.

который с юга ограничивался погружающимся Джейранкечмесским синклинорием. Наконец, пересеченный рельеф был характерен для акватории Бакинского архипелага. В акчагыле начала формироваться глубоководная впадина Среднего Каспия. Для этого века отмечается также активная деятельность грязевых вулканов, сопочная брекчия которых иногда пластуется с морскими осадками, что, например, имеет место в районе складки Головачева (Путкарадзе, 1958б).

Палеогеографические условия апшеронского века подробно характеризуются В. Е. Хаиным (В. Е. Хаин, 1950; Хаин и Шарданов, 1952). На границе акчагыла и апшерона происходит некоторое сокращение Каспийского бассейна при его опреснении. Морская акчагыльская фауна вымирает и заменяется дрейсенсидами и пресноводными гастроподами. Опреснение бассейна при сокращении его площади указанные авторы объясняют интенсивным погружением Южного, а нам кажется, и Среднего Каспия. В среднем апшероне происходит некоторое повышение солености, а к концу века вновь опреснение и сокращение бассейна.

Таким образом, в верхнем плиоцене констатируется продолжающееся интенсивное погружение Южного и Среднего Каспия, при одновременном подъеме и интенсивном расчленении рельефа Кавказской суши. О росте последней можно судить по увеличившемуся поступлению в акчагыльский и апшеронский бассейны грубокластического материала, а равно и потому, что денудационные поверхности в Кавказских горах, относимые к акчагыльскому времени (Шахдагская, по Хаину, 1950), оказались приподнятыми на 1500—2000 м выше, чем нижнеапшеронская поверхность (Ковдагская).

В акчагыльское и апшеронское время в рельефе дна снова появляется подводный Апшеронский порог, отделяющий Южнокаспийскую котловину от образовавшейся впадины Среднего Каспия. Окончательно оформляются основные структуры, выраженные в рельефе Южного Дагестана, Юго-Восточного Кавказа, Кобыстана и Нижнекуринской низменности, продолжающиеся и на подводный склон западного побережья.

На севере исследованного нами района выделялся относительно повышенный рельеф, приуроченный к Восточной антиклинальной зоне Дагестана.

Южнее, в Кусаро-Дивичинском синклинории и на его морском продолжении располагалась депрессия, переходящая в формирующуюся котловину Среднего Каспия, ограниченную Апшеронским подводным валом, характеризующимся пересеченным рельефом.

К югу от последнего, как и в настоящее время, нужно полагать, находилась морская часть Джейранкечмесского синклинория, раскрывающегося в Южнокаспийскую котловину.

Наконец, в районе Бакинского архипелага располагался пересеченный рельеф, приуроченный к растущим антиклинальным зонам и отдельным складкам в пределах последних.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАП

Четвертичный этап развития рельефа в пределах Юго-Восточного Кавказа и подводного склона западного побережья Каспийского моря характеризуется интенсивными тектоническими движениями, свидетелями которых являются дислоцированность в целом ряде пунктов четвертичных отложений (рис. 72) и деформация береговых линий. Особенности тектонических движений в четвертичный период выражаются в том, что в пределах большей части суши, как и в центральных частях Кавказской области горообразования, они проявляются в виде сводового

поднятия, в то время как в прибрежной полосе и на подводном склоне продолжается унаследованный дифференцированный рост положительных и отрицательных тектонических форм различного порядка.

Наряду с дифференцированными тектоническими движениями четвертичный Каспийский бассейн характеризуется значительными по амплитуде колебаниями уровня моря, в связи с которыми происходило то осушение значительных периферических частей бассейна, то затопление субаэральных форм рельефа.

Ряд районов подводного склона отличается интенсивной деятельностью грязевых вулканов, конусы которых являются существенным элементом современного ландшафта дна.

Таким образом, современный рельеф дна подводного склона возник в результате взаимодействия тектонических движений и работы моря.

Дифференцированные тектонические движения вызывали и вызывают расчлененность рельефа дна, а деятельность моря в конечном итоге стремилась и стремится снивелировать положительные тектонические формы рельефа и выполнить осадками отрицательные, т. е. привести к выравниванию морского дна. В периоды регрессий осушавшиеся участки дна подвергались воздействию супрааквальной денудации.

В тех пунктах, где рост положительных тектонических структур превосходил темп абразии, возникали положительные формы рельефа дна. Здесь гидродинамические процессы препарировали устойчивые к разрушению пласты, которые образовывали подводные скульптурные гряды, так характерные для многих участков подводного склона западного побережья Каспийского моря.

Рост отрицательных тектонических структур (синклинориев и синклиналей) приводил к образованию отрицательных форм рельефа, если погружение не полностью компенсировалось осадконакоплением.

На границе плиоцена и четвертичного времени происходит значительная регрессия бассейна. Пресноводные отложения тюркянского горизонта наблюдаются только в пределах погружающихся участков, причем они находятся значительно ниже современной поверхности земли. Эти отложения констатированы в Терско-Кумской и Куринской низменностях, а также в крупных синклиналях Апшеронского полуострова (Дюбенды-Зырянской, Бина-Гоусанской и в Бакинской мульде). Вероятно, они будут обнаружены и в морских частях Кусаро-Дивичинского и Джейранкечмесского синклинориев. На положительных тектонических структурах они отсутствуют и всюду вышележащие морские бакинские отложения с угловым и стратиграфическим несогласиями лежат на апшеронских и более древних породах.

Следовательно, в начале четвертичного времени произошло резкое сокращение Каспийского моря, хотя, кроме котловин Южного и Среднего Каспия, в прибрежных частях западного побережья море проникало в синклинории и крупные синклинали. На Апшеронском полуострове и Апшеронском пороге в это время существовали полуострова и острова, приуроченные к растущим антиклинальным складкам. Так как регрессия времени отложения тюркянского горизонта сопровождалась одновременным опреснением бассейна, которое для замкнутого бассейна может объясняться только увеличением объема воды, то причиной ее следует считать увеличение емкости ванны Каспия, связанной с интенсивным погружением котловин Южного и Среднего Каспия. В то же время глинистый состав тюркянских осадков свидетельствует о том, что рельеф окружающей бассейн суши был выравненным и характеризовался небольшими превышениями. Очевидно, в результате регрессии были освобождены значительные ровные участки морского дна, в пределах которых реки,

стекавшие с гор, оставляли грубые осадки при выходе из предгорий, а в бассейн вносился главным образом пелитовый материал.

Во время бакинской трансгрессии море почти повсеместно вышло за пределы современных контуров Каспийского моря. Смена пресноводной тюркянской фауны характерной солеводной фауной бакинского бассейна может быть объяснена только проникновением в Каспий морских вод из Черного моря, занятого в это время чаудинским бассейном.

Наибольшая приподнятость бакинских террас на положительных тектонических структурах и нормальное залегание на отложениях этого возраста более молодых осадков большой мощности в отрицательных структурах указывает на значительную роль тектонических движений в процессе рельефообразования. Террасы бакинского возраста в Дагестане, согласно П. В. Федорову, обнаружены на высоте 250 м, по В. Д. Голубятникову, — на абсолютных высотах 300—350 м, а древнекаспийская морская фауна даже на 500 м в то время как в Терской впадине кровля осадков этого возраста опущена на 300 м, в прибрежной части Кусаро-Дивичинской низменности (в районе Худатского рыбного промысла № 4 по крайней мере на 150—200 м ниже современного уровня Каспия. В районе горы Бешбармак бакинские цокольные террасы с маломощными галечными отложениями обнаружены нами на высоте 480—640 м, в то время как на банке Макарова фаунистически охарактеризованные бакинские отложения вскрыты бурением на глубине 1200 м, причем ниже их залегает сопочная брекчия с прослоями глин, мощностью в 500 м, которые, возможно, также нужно относить к четвертичным отложениям.

На западном берегу Каспия в тектонических (погружающихся) депрессиях трансгрессия бакинского моря образовала вдающиеся в сушу заливы. Такие далеко простирающиеся на запад заливы констатированы в Терской и Куринской депрессиях. Залив меньшего размера наблюдался в восточной части Кусаро-Дивичинского синклинория. Последний синклинорий в его западной части в четвертичное время был втянут в поднятие Кавказских гор, хотя и оставался областью относительного более медленного поднятия. В восточной же части продолжалось и продолжается в настоящее время его абсолютное погружение, поскольку мощность четвертичных осадков здесь достигает свыше 500 м (район ст. Давичи). Осадки бакинского возраста значительной мощности обнаружены в прибрежной части синклинория, где скважина около Худатского рыбного промысла № 4 прошла 410 м по четвертичным отложениям, причем большую часть по осадкам бакинского возраста. В восточных частях заливов (Терском, Кусаро-Дивичинском, Куринском) аккумулировались преимущественно глинистые морские осадки, сменяющиеся к западу более грубыми отложениями, переходящими затем в континентальные фации.

Трансгрессия этого времени частично затопляла и рядом расположенные поднимающиеся участки, образующие предгорья Кавказских гор. Бакинское море здесь, в противоположность депрессиям, формирует ряд цокольных террас, характеризующихся тем, что их основание образовано дислоцированными дочетвертичными породами, срезанными более или менее горизонтальной абразионной поверхностью, которая перекрыта маломощными, чаще галечными отложениями, изредка содержащими остатки бакинской фауны.

Таким образом, в бакинское время можно констатировать преобладание абразионных процессов в прибрежной части моря на тектонически поднимающихся участках и аккумулятивных — на погружающихся.

Цокольные террасы широко развиты в предгорьях Дагестана и Прикаспийского района.

В пределах осевой части Кусаро-Дивичинского синклинория морфологически выраженные террасы бакинского возраста отсутствуют, поскольку отложения этого возраста перекрыты здесь более молодыми образованиями.

В районе Апшеронского полуострова бакинские отложения распространены в его южной и восточной частях, занимая главным образом синклинали. В. Е. Хаин (1950) и Е. Х. Гейвандова (цит. по: Ширинов, 1959а), основываясь на отсутствии бакинских отложений в северо-западной части Апшеронского полуострова, считают, что последний в это время вдавался в море в виде суши.

Н. Ш. Ширинов (1959а, 1959б) полагает, что бакинские отложения размыты последующими трансгрессиями. Однако в обоснование своего взгляда он не приводит доказательств, поэтому мы считаем более правдоподобными представления В. Е. Хаина и Е. Х. Гейвандовой. Таким образом, в бакинское время в море вдавался полуостров, занимавший значительную площадь к северу от современного Апшеронского полуострова. Его южный берег отличался заметной изрезанностью береговой линии, причем заливы возникали на месте синклиналей. Такой залив был приурочен, например, к Дюбенды-Зыринской синклинали, где произошла аккумуляция бакинских отложений, достигающих вместе с тюркянским горизонтом мощности от 25 до 100 м. В Бина-Гоусанской синклинали мощность этих осадков составляет свыше 125 м, а в Бакинской мульде их мощность превышает 150 м. Заливы отделялись полуостровами на месте Калинского поднятия и южной части Фатьмаи-Зыхской антиклинальной зоны. На сводах складок отмечается уменьшение мощностей бакинских отложений вплоть до полного их выклинивания. Это наблюдается как для складок Апшеронского порога, так и для района Бакинского архипелага.

Во многих пунктах бакинские отложения дислоцированы, иногда согласно с апшеронскими породами. Примером дислоцированности этих образований на морской площади может служить район складки банки Головачева. На ее юго-восточной периклинали пласты бакинских отложений имеют угол падения в 20—26°. Вблизи жерл грязевых вулканов Булла, Лось, Обливной бакинские отложения наклонены даже под углом 40—60° (Путкарадзе, 1958б).

Отсутствие на сводовых частях многих морских складок бакинских отложений позволяет сделать предположение о том, что на их месте располагались острова. Правда, это можно объяснить и последующим размывом бакинских отложений, однако нам кажется, что наличие здесь пересеченного рельефа, связанного с ростом складок, не вызывает сомнения.

Присутствие среди бакинских отложений многочисленных прослоев сопочной брекчии указывает на то, что в рельефе дна этого времени существенные значения имели конусы грязевых вулканов.

План тектонических движений, предопределивших направление действия экзогенных процессов, в крупных чертах сохранился и для всего последующего отрезка четвертичного времени. К такому заключению можно прийти на основании анализа террасовых образований хазарского, хвалынского и новокаспийского времени, а также мощностей соответствующих отложений на морском дне.

Бакинское море сменилось непродолжительной регрессией, за которой последовали хазарские трансгрессии (нижне- и верхнехазарская).

В тектонически поднимающихся районах (в предгорьях Дагестана, в Прикаспийском районе и на Апшеронском полуострове) хазарское море формирует серию цокольных террас. Основание этих террас, как и в бакинских, образовано дислоцированными дочетвертичными породами, несогласно перекрытыми маломощными морскими хазарскими

отложениями, представленными мелководными фациями (галечниками, ракушниками и т. д.).

Хазарские террасы на таких участках обычно располагаются гипсометрически ниже бакинских и выше хвалынских террас. Только на Апшеронском полуострове хазарская трансгрессия, по мнению Н. Ш. Ширинова (1959б), размыла бакинские террасы, что не согласуется со взглядами В. Е. Хаина и Е. Х. Гейвандовой. В Дагестане, на что обратил внимание П. В. Федоров (1957), отложения нижнехвалынской трансгрессии перекрыли отложения верхнехазарского возраста. Мнения последнего автора о погребении верхнехазарских террас под осадками нижнехвалынской трансгрессии на Апшеронском полуострове и в Прикаспийском районе не подтвердилось. Здесь террасы с осадками, содержащими характерную для верхнехазарского бассейна фауну *Didacna surachanica* Andrus., всюду залегает выше террас нижнехвалынского возраста. Таким образом, несмотря на то что хвалынская (нижнехвалынская) трансгрессия для Каспийского бассейна является максимальной, поскольку ее осадки почти повсеместно перекрывают бакинские и хазарские отложения, на тектонически поднимающихся участках Кавказского побережья, за исключением Дагестана, отложения этого возраста залегают гипсометрически ниже хазарских, а последние ниже бакинских. Это несомненно доказывает, что в течение отрезка времени от бакинского до хвалынского включительно эти участки испытывали поднятие. Следует обратить внимание на то, что к этим же участкам приурочены преимущественно цокольные террасы, образование которых определяется преобладанием абразионных процессов.

В пределах подводного склона для антиклинориев и отдельных антиклинальных складок характерно или полное отсутствие в их сводовых частях отложений хазарского возраста, или сокращенные мощности. Это позволяет сделать заключение, что рост отдельных складок приводил к образованию островов или во всяком случае к возникновению неровностей в рельефе дна, положительные элементы которого испытывали абразию. Подобные острова среди хазарского моря предполагаются Н. Ш. Ширинovым (1959а, 1959б) и на площади современного Апшеронского полуострова в районах грязевого вулкана Бождаг (Кобинский), у Шабандагского и Аташкинского поднятий.

В тектонически погружающихся участках, например, в восточной части Кусаро-Дивичинского синклинория хазарские отложения нормально подстилают хвалынские. В пределах этого синклинория, за исключением его южного крыла, где располагается Кайнарджинская антиклинальная зона, хазарские террасы отсутствуют. Следовательно, в хазарское, а затем и в хвалынское время здесь располагался залив, заполнявшийся осадками. В Худатском и Хачмасском районах буровыми скважинами вскрыта мощная толща нижнехазарских (гюргянских) отложений, представленных песчаными глинами, песками и глинистыми ракушняками. Мощность хазарских отложений повсеместно как на суше, так и на морском дне увеличивается в синклиналях. Эти факты несомненно доказывают интенсивные тектонические движения, существовавшие в период отложения хазарских осадков.

Новые данные показывают повсеместную деформацию береговых линий хазарского возраста, а в некоторых случаях и дислоцированность хазарских отложений. Тем не менее нельзя считать, что в настоящее время по этим вопросам собрана достаточная информация. До сих пор фаунистически охарактеризованные террасы наблюдаются в немногих пунктах. Поэтому при прослеживании террас пользуются методом относительных и абсолютных отметок, при этом нередко террасы разного возраста, приведенные в результате тектонических движений примерно

на одну и ту же высоту, принимаются как синхронные. В связи с этим максимальная амплитуда деформации террас хазарского возраста остается невыявленной. Цифры, приводимые по этому вопросу П. В. Федоровым (1957) и другими, несомненно занижены, так как они отражают колебание высот береговых линий обычно для районов тектонических поднятий, где террасы наиболее хорошо выражены. Положение же хазарских отложений в погружающихся участках учитывается слабо, так как они перекрыты более молодыми отложениями и потому трудно доступны для изучения.

О значительной тектонической деформированности террас этого времени свидетельствует и обнаруженная дислоцированность хазарских осадков, зарегистрированная в Прикаспийском районе, на Апшеронском полуострове, в Кобыстане и т. д. Например, хазарские отложения в районе горы Канлытепе наклонены под углами от 10—12 до 40—45° (Ширинов, 1959б).

А. Л. Путкарадзе (1958б) по разрезам скважин проследил изменение гипсометрического положения одного из маркирующих горизонтов хазарского возраста — красно-бурых и шоколадных глин, имеющих на акватории Бакинского архипелага повсеместное распространение. Несмотря на то что в пределах многих сводов складок этот горизонт размыт, а в синклиналях не достигнут, проанализированные А. Л. Путкарадзе данные свидетельствуют о значительных колебаниях гипсометрического положения этого горизонта в различных пунктах, отражающих дифференцированные тектонические движения разного знака. Указанный горизонт был вскрыт на следующих глубинах: на о. Свиной — 30 м, на о. Булла — 280 м, на о. Глиняный — 325 м, на о. Лось — 350 м, на о. Обливной — около 500 м. Поскольку первоначальное положение маркирующего горизонта, очевидно, было горизонтальное, изменение его гипсометрического положения необходимо связывать с дифференцированными унаследованными тектоническими движениями. Приведенный пример доказывает, что с хазарского времени на морских площадях размах тектонических движений разного знака достигал много больше 500 м.

Нижне- и верхнехвалынские трансгрессии оставили на западном побережье Каспия широкую полосу абразионных и аккумулятивно-цокольных террас, образующих Приморскую равнину.

П. В. Федоров (1957) отмечает почти полное отсутствие деформаций береговых линий хвалынских трансгрессий, которые, по его мнению, за редким исключением сохранили первоначальное горизонтальное положение. Тем не менее он указывает, что в Прикаспийском районе Азербайджана на участке р. Гильгиль-чай—ж. д. ст. Килязи нижнехвалынская береговая линия находится на высоте 90—92 м, вместо 72—75 м максимальной высоты на других берегах Каспийского моря.

Вывод П. В. Федорова о почти полном отсутствии деформаций отложений хвалынского возраста нуждается в корректуре. Действительно, в то время как на поднимающихся антиклинальных структурах береговые линии приподняты на высоту 90—92 м над уровнем Каспийского моря, в Кусаро-Дивичинском районе террасы этого возраста морфологически не выражены. П. В. Федоров (1957) объясняет это последующим размывом террас. Однако непонятно, почему размыв приурочен к погружающемуся участку, где должны были бы преобладать процессы аккумуляции, как это и наблюдается в настоящее время (поверхность Шолларской наклонной равнины в восточной части Кусаро-Дивичинского синклинория состоит из слившихся аллювиально-пролювиальных конусов, образующих грандиозный шлейф). Этому выводу П. В. Федорова противоречит и огромная мощность хвалынских осадков (до 150—160 м), обнаруженная бурением около Худатского рыбного промысла № 4. Очевидно,

что аккумуляция здесь осадков, по мощности превышающих в десятки раз соответствующие осадки в пределах сохранившихся террас в соседних районах, никак не свидетельствует об их размыве. Напротив, она указывает на погружение этого района, в результате которого хвалынский залив на месте Кусаро-Дивичинского синклинория был выполнен морскими и аллювиально-пролювиальными отложениями.

О погружении синклинория свидетельствуют и обрывки самой молодой хвалынской террасы, сохранившиеся от абразии. Высота этой террасы в пределах Кусаро-Дивичинского района составляет 7 м, в то время как на соседних участках она достигает 12—15 м.

Для морской площади значительные дифференцированные тектонические движения в хвалынское время доказываются тем, что на многих сводах антиклинальных складок непосредственно обнажаются плиоценовые породы, в то время как, по данным бурения, мощность хвалынских осадков в синклинальных участках на Бакинском архипелаге достигает 120 м. Если же принять во внимание, что бурение выполнено в основном на площадях антиклинальных складок, то мощность хвалынских осадков в пределах синклиналей должна быть значительно большей. На интенсивные тектонические движения в хвалынское время указывают и дизъюнктивные нарушения, затрагивающие отложения этого возраста и констатированные в Приапшеронском морском районе и в районе Бакинского архипелага. Так, например, к востоку от о. Б. Плита хвалынские конгломераты в зоне крупного разлома наклонены под углом 44° (рис. 72); разрывы значительной амплитуды, захватывающие самые молодые террасы, отмечены на о-вах Булла, Лось, Обливной, а также на банке Головочева (Путкарадзе, 1958б); террасовые отложения хвалынского возраста на М. Харами (Нижнекуринская депрессия) наклонены под углом 10—15° (Хаин, 1950) и т. д.

Таким образом, целый ряд фактов несомненно свидетельствует о значительных тектонических движениях в хвалынское время, особенно на морских площадях.

Современное (голоценовое) время также характеризуется интенсивными унаследованными тектоническими движениями, сопровождавшимися значительными колебаниями уровня Каспийского моря. Определяя направление действия экзогенных процессов, эти основные два фактора и обусловили окончательную моделировку современного рельефа подводного склона.

Исследования М. В. Кленовой (1954, 1962) колонок грунта, поднятых с поверхности подводного Апшеронского порога к востоку от Нефтяных Камней, т. е. в его глубоководной части, привели ее к выводу, что под слоем современных осадков, мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, непосредственно залегают бакинские отложения. Контакт между ними проходит по резко выраженной границе. В качестве переходного слоя часто наблюдаются уплотненные прослойки, сцементированные полуторными окислами железа и напоминающие иллювиальные горизонты некоторых почв. На поверхности бакинских отложений отмечаются следы трещин с миниатюрными карманами, заполненными современными осадками. Такие трещины и карманы, по мнению М. В. Кленовой, могли образоваться только в наземных условиях или по крайней мере в условиях периодического обсыхания. Все эти факты позволили ей высказать мнение о том, что на Апшеронском подводном пороге обнаружены следы поверхности континентального выравнивания. На основании этого М. В. Кленова считает, что в послебакинское время значительная площадь подводного Апшеронского вала, даже в его глубоководной части, находилась выше уровня моря, о чем свидетельствует также отсутствие здесь хазарских и хвалынских осадков и наличие эрозионных долин на

южном склоне вала, врезанных в бакинские отложения. В долинах, по данным М. В. Кленовой (1954, 1962), обнаружены слоистые осадки речного типа, представляющие по общему облику и составу продукты переотложения бакинских отложений.

Изложенные факты позволили М. В. Кленовой прийти к заключению о том, что еще в хвалынское время Апшеронский порог был сушей. Его современное подводное положение она объясняет тектоническими погружениями, амплитуда которых достигает 339—351 м. Этот вывод, в свете грандиозных событий, развернувшихся на наших глазах в 1960 г. в Чили, не является невозможным. Тем не менее столь грандиозные опускания для Апшеронского порога вызывают сомнения. На протяжении длительного времени, вероятно, с мезозоя в пределах порога происходят унаследованные поднятия. Эти поднятия, в его западной части, при условии отсутствия абразии создали бы высокогорный рельеф. Как теперь установлено, рост антиклинальных складок продолжается и в настоящее время. Все это заставляет отнестись с осторожностью к такому резкому изменению знака тектонических движений в пределах порога.

Г. П. Тамразян (1956а) пытается связывать континентальное развитие Апшеронского вала с грандиозными колебаниями уровня Каспийского моря, при этом причину последних он видит в изменении направления русла р. Волги. Он полагает, что в послехвалынское время Волга впадала не в Каспийский бассейн, а в Азовское море. В результате этого резкое преобладание испарения над приходной частью водного баланса Каспия вызвало снижение его уровня. Выполненный Г. П. Тамразяном подсчет показал, что отсутствие стока р. Волги в Каспийский бассейн при современном соотношении выпадения осадков, испарения и поверхностного притока вод из остальных рек привело бы к понижению уровня Среднего Каспия на 130 м, а Южного — даже на 700 м ниже современного. Такая разница уровней обеих Каспийских котловин вызвала бы перелив вод из Среднего в Южный Каспий, что привело бы к образованию в Апшеронском вале меридиональной долины.

Возможность образования наиболее пониженной части Апшеронского вала за счет размыва весьма вероятна, тем более, что наиболее глубокие части его приурочены к относительно приподнятой складке «26 Бакинских комиссаров». Правда, этот размыв мог произойти и в результате работы придонных течений.

Геологические данные не подтверждают существенных изменений в положении устья р. Волги в постхвалынское время, а тем более ее впадение в Азово-Черноморский бассейн. Исторические же данные, на которых вслед за С. А. Ковалевским (1933) базируются представления Г. П. Тамразяна, весьма мало надежны, как это убедительно показал Л. С. Берг (1949). Однако следует отметить, что имеются прямые доказательства низкого стояния уровня Каспийского моря в постхвалынское время. Рядом исследователей констатированы затопленные террасы, фиксирующие разные стадии стояния уровня моря. Как уже отмечалось, установлены террасы на следующих глубинах от современного уровня моря: красноводская — от 40 (—68) до 59 (—77) м, бекташская — от 30 (—58) до 41 (—69) м, мангышлакская от 20 (—48) до 26 (—54) м, затем на глубине от 12 (—40) до 14 (—42) м и от 4 (—32) до 6 (—34) м.

А. В. Шнитников (1956) и вслед за ним О. К. Леонтьев (1961) к затопленным террасам послехвалынского возраста относит лишь береговые линии, лежащие выше террасы мангышлакской стадии, считая, что последняя образована еще в хазарское время. Подобная датировка затопленных террас А. В. Шнитниковым обосновывается данными бурения в русле р. Волги у г. Камышина.

Ссылаясь на материалы Б. А. Можаровского, он отмечает, что здесь древнее ложе р. Волги, расположенное на 18—20 м ниже современного дна реки, выполнено галечным аллювием и песчаным материалом. У Волгограда древнее ложе находится значительно ниже. Если допустить, что во время формирования древнего ложа р. Волги падение ее русла было такое же, как и в современный период, то уровень Каспия в то время должен был находиться на отметке 45—50 м ниже уровня океана, т. е. примерно соответствовал положению поверхности мангышлакской террасы.

Упомянутые выше аллювиальные отложения перекрыты хвалынскими шоколадными глинами, на которых залегают бурые мелкозернистые пески постхвалынского возраста. На основании этого А. В. Шнитников относит формирование древнего русла р. Волги к дохвалынскому времени, возможно, к эпохе наинизшего стояния уровня Каспия в хазарское время. Так как отметка уровня Каспия, по его расчетам, в этот период совпадала с отметкой затопленной мангышлакской террасы, то и последняя имеет хазарский возраст.

Кроме того, если мангышлакскую террасу считать послехвалынской, то повышение уровня Каспия в новокаспийское время должно было достигнуть 25—27 м, что, по мнению А. В. Шнитникова, трудно допустить.

Ряд соображений и новых фактов не позволяют принять такую датировку возраста мангышлакской террасы.

Поскольку аллювиальные отложения, заполняющие переуглубленную долину, перекрыты хвалынскими шоколадными глинами, то их возраст по крайней мере хазарский. Следовательно, древнее ложе Волги было сформировано в более раннюю эпоху, а не в период низкого стояния хазарского моря, под которым, очевидно, нужно понимать регрессию между хазарской и хвалынской трансгрессиями.

За хазарское и хвалынское время на западном берегу, как и в Каспийской ванне в целом, произошли грандиозные тектонические движения. Эти движения несомненно резко изменили гипсометрическое положение береговой линии бассейна времени формирования древнего ложа р. Волги у г. Камышина, поэтому простым учетом падения русла Волги вряд ли возможно установить возраст наблюдаемых затопленных террас.

С другой стороны, за длительный период существования хазарского и хвалынского морей должна была произойти огромная аккумуляция морских осадков. Напомним, что в пределах Бакинского архипелага она, по данным бурения, достигает многих сотен метров. В этих условиях террасы времени регрессии бакинского моря должны были быть в большинстве случаев погребены и вряд ли могли бы быть морфологически выражены на дне современного Каспия. Хорошая морфографическая выраженность мангышлакской и более древних террас может быть объяснена только их относительной молодостью.

Представлениям А. В. Шнитникова противоречат и многие другие факты. В частности, как уже указывалось, буровые работы в пределах прибрежной части Кусаро-Дивичинского района вскрыли мощную толщу хвалынских осадков (до 150—160 м). В этом же районе обнаружена серия затопленных террас, в том числе имеется терраса, которая может сопоставляться с террасой мангышлакской стадии, а также и более древние террасы, расположенные на большей глубине. Естественно эти террасы врезаны в хвалынские отложения, так как подошва последних залегает значительно ниже отметок затопленных террас. Эти террасы скорее всего возникли при задержках уровня моря, во время его подъема после максимума послехвалынской регрессии. Они сохранились, по-видимому, только на тех участках, где по тем или иным причинам происходила небольшая аккумуляция материала. В некоторых районах они были погре-

бены под более молодыми отложениями, а на тектонически поднимающихся участках разрушены.

Также не убедителен вывод А. В. Шнитникова о невозможности в послехвалынское время поднятия уровня Каспия на 25—27 м. В это время в бассейне р. Волги наблюдается резкое изменение климата, которое несомненно сказывалось на расходе воды р. Волги, а следовательно, и на уровне Каспийского моря. Сам А. В. Шнитников на основе этого высказывает критические замечания по поводу заключения О. К. Леонтьева и П. В. Федорова о приуроченности послехвалынской регрессии к атлантическому периоду шкалы Блитт—Сернандера.

Было бы значительно логичнее полагать, что максимальная послехвалынская регрессия моря падала на предшествующий бореальный климатический период шкалы Блитт—Сернандера, когда, как известно, климат был сухой и теплый (много теплее предшествующего субарктического климата). Резкое уменьшение поверхностного и подземного притока, а также выпадения атмосферных осадков на зеркало моря, при одновременном резком увеличении испарения, длившееся на протяжении 3000 лет (от 10 050 до 7050 лет тому назад) должно было привести к значительной регрессии моря. Можно полагать, что эта регрессия, а возможно, и одна из стадий последующей новокаспийской трансгрессии привели к образованию затопленной террасы красноводской стадии, расположенной от 40 до 59 м ниже современного уровня моря.

Опускался ли уровень моря еще ниже, достоверно сказать пока трудно. Тем не менее в Каспийском море за короткие промежутки времени наблюдаются значительные колебания уровня, поэтому за 3000 лет сухого бореального периода, по-видимому, можно допустить более значительную регрессию, чем констатированное опускание уровня до ныне затопленной красноводской террасы. Действительно, за 30 последних лет уровень моря упал более чем на 2 м, а некоторые исторические данные не исключают, что в первое тысячилетие нашей эры береговая линия Каспия находилась на 10—12 м ниже современной.

Следует обратить внимание на то, что в указанные периоды низкого стояния уровня Каспия существенных изменений в естественных ландшафтах не произошло. Ландшафты же бореального периода в Европейской части Союза резко отличались от ландшафтов как предшествующего субарктического, так и последующего атлантического времени большей сухостью климата. В этот период многие озера становятся бессточными и даже начинают засолоняться. Таким образом, есть основания полагать, что дефицит водного баланса Каспийского моря в бореальный период был большим, чем это наблюдается в настоящее время или в первое тысячелетие, когда имели место значительные падения уровня моря.

Учитывая сказанное, можно полагать, что уровень Каспийского моря в бореальный климатический период мог быть значительно ниже установленных береговых линий послехвалынских регрессий.

Было бы соблазнительно вышеуказанным понижением объяснить континентальное развитие Апшеронского порога (вала). Однако, по устному сообщению Л. И. Лебедева и Е. Г. Маева, в пределах порога всюду имеются хазарские и хвалынские отложения, а континентальное происхождение трещин, карманов и наличие ожелезненных корок они ставят под сомнение. Таким образом, вопрос об осушении порога в хазарское и хвалынское время остается дискуссионным.

Последовавшая за послехвалынской регрессией новокаспийская трансгрессия может быть объяснена увеличением поверхностного и подземного притока в атлантический период.

Этот период в Европейской части Союза отличается влажным и теплым климатом. Абсолютно нет оснований считать, что в это время не произо-

шло увеличения влажности и над Каспийским морем. В связи с этим повышение температуры могло и не вызвать возрастания испарения, поскольку оно полностью могло компенсироваться увеличением осадков над поверхностью моря. В то же время принос воды реками сильно возрос не только за счет р. Волги, являющейся основной артерией, приносящей в Каспий воду (в настоящее время р. Волга дает 78% стока всех рек, питающих Каспийское море), но и остальных рек, расход которых увеличился еще за счет таяния горных ледников, как это полагает А. В. Шнитников (1956). Несомненно в это время возрос и подземный сток. Все это вызвало повышение уровня, в результате которого сформировалась терраса максимальной стадии новокаспийской трансгрессии. Влажное и теплое антлантическое время (период Блитта и Сернандера — от 7050 до 5550 лет тому назад) длилось 1500 лет. В связи с этим можно считать, что максимум новокаспийской трансгрессии имел место 5500—6000 лет тому назад.

В последовавшие затем суббореальный и субатлантический климатические периоды имеет место тенденция к снижению уровня Каспия, сопровождающемуся небольшими трансгрессиями. Уровень последних никогда уже не достигал максимальной стадии новокаспийской трансгрессии. Колебаниям уровня Каспийского моря в историческое время посвящено большое количество работ. Подробное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки настоящей работы, поэтому читателей, интересующихся данным вопросом, мы вынуждены отослать к специальной обширной литературе.

В постхвалынское время интенсивные тектонические движения, характерные для всей истории Каспийской впадины, не затухают, как это полагает ряд исследователей (Федоров, 1957; Леонтьев, 1961; и т. д.). Последние представления нам кажутся ошибочными. О. К. Леонтьев (1961) приводит таблицу максимальных величин деформаций береговых линий, вызванных вертикальными тектоническими движениями, где видно, что степень деформации от бакинского времени к новокаспийскому времени уменьшается. Отсюда делается заключение о постепенном снижении темпа тектонических движений. Оставляя в стороне тот факт, что приведенные цифры устарели, наш анализ этой таблицы приводит к прямо противоположным выводам. О. К. Леонтьев не принял во внимание фактор времени. Он сопоставляет величину деформации, происшедшей в течение 800—1000 тыс. лет, с величиной деформации, которая возникла всего за 4—5 тыс. лет.

Мы произвели расчеты, используя данные, приведенные в статье этого автора. Максимальная деформация верхнебакинской береговой линии, согласно данным О. К. Леонтьева, составляет несколько более 320 м. Продолжительность четвертичного периода принимается в 1 млн лет. Допустим, что верхнебакинская береговая линия образовалась 700—800 тыс. лет тому назад. На основании этих цифр среднегодичная скорость деформации верхнебакинской береговой линии составляет от 0.4 до 0.46 мм в год. Максимальная деформация новокаспийской террасы, по О. К. Леонтьеву, составляет 3 м.[1] Максимум трансгрессии падал, по его мнению, на период 4 тыс. лет тому назад. Следовательно, среднегодовая скорость деформации в новокаспийское время достигала 0.75 мм в год, т. е. была почти вдвое больше, чем среднегодовая скорость деформации верхнебакинских береговых линий. Исходя из этого, нет никаких оснований говорить о резком спаде интенсивности тектонических движений как в хвалынское, так и в новокаспийское время, хотя амплитуда деформации естественно в более древних образованиях будет больше, чем в молодых.

---

[1] Цифра явно преуменьшена.

В действительности же степень деформации новокаспийских образований значительно больше, чем это допускает О. К. Леонтьев. Затопленные береговые линии в морской части Кусаро-Дивичинского синклинория находятся от 2 до 10 м ниже соответствующих террас в Дагестанском районе, а в Приапшеронском районе эти террасы не обнаружены, вероятно, в связи с тем, что вследствие интенсивного поднятия этого района они попали в зону волнового воздействия и были снивелированы.

На о. Артема Д. В. Голубятников (1908) обнаружил новокаспийские осадки на высоте 14 м над уровнем Каспия. Контрольные работы П. В. Федорова (1957) установили, что эти отложения залегают здесь на высоте всего 12 м. В них обнаружены створки *Cardium edule* var. *magna* Golub., являющегося несколько более древней формой, чем обычный *C. edule* L., характерный для максимальной стадии новокаспийской трансгрессии. Как полагает П. В. Федоров, новокаспийские отложения древнее отложений максимальной стадии новокаспийской трансгрессии обычно располагаются на более низких отметках, а их современное высокое положение на о. Артема он вслед за Д. В. Голубятниковым связывает с локальным ростом антиклинальной складки, к которой приурочен остров. В Дагестане этот же исследователь наблюдал залегание отложений максимальной стадии данной трансгрессии на аллювиальных и наземных образованиях с пресноводной фауной и растительными остатками. В отложениях пляжевой полосы севернее устья р. Уллу-чай в изобилии встречаются створки более древней формы новокаспийской трансгрессии — *C. edule* var. *magna* Golub., вымытые, как полагает П. В. Федоров, из отложений, залегающих в прибрежной полосе моря. Оба пункта с отложениями, содержащими указанную форму, находятся в тектонически поднимающихся районах и их различное современное гипсометрическое положение объясняется разной скоростью поднятия складки о. Артема и Дагестанского побережья. На погружающихся участках, например в пределах морской части Кусаро-Дивичинского синклинория, отложения с *C. edule* var. *magna* Golub., очевидно, находится еще ниже, чем в Дагестане. Учитывая это, можно допустить, что максимальная амплитуда деформации данной террасы достигает 13—14 м, а быть может, и больше.

Береговая линия максимальной стадии новокаспийского бассейна, вероятно, формировалась во вторую половину атлантического этапа, ориентировочно около 5.5 тыс. лет назад. Принимая эти цифры, средняя скорость деформации за эти 5.5 тыс. лет составляет от 2.3 до 2.4 мм в год.

Отложения максимальной стадии новокаспийской трансгрессии, содержащие обычные раковины *C. edule* L., были обнаружены нами на плато о. Жилого на высоте 11—12 м.

На северном побережье Апшеронского полуострова, около мыса Калагя, на цокольной террасе с маломощным слоем конгломератов, содержащих битую ракушу, вероятно, хвалынского возраста, наблюдается маломощный покров ракуши, среди которой часто встречаются створки с *C. edule* L. Высота этой террасы у бровки 9 м, а к закраине она повышается до 12 м.[1] На такой же высоте створки с *C. edule* L. встречены и на береговых валах этого района.

О. К. Леонтьев (1961) отмечает, что на широте ст. Яшма, близ устья пересыхающей р. Вегвер новокаспийские отложения лиманно-лагунного типа обнаружены на 7.5—8 м над уровнем Каспия, в связи с чем береговая линия максимальной стадии новокаспийской трансгрессии должна располагаться здесь еще выше.

В пределах Кусаро-Дивичинского синклинория наблюдается постепенное снижение высотных отметок этой береговой линии в сторону р. Са-

[1] Измерения выполнены нивелировкой с помощью роста, поэтому не очень точны.

мура. Подошва галечного берегового вала этого возраста, в районе лимана Агзыбыр, располагается на высоте 6—6.5 м, а около рыбного промысла Ялама № 1, по данным нивелировки, выполненной под контролем геолога А. Бабаева, на высоте всего 3.1 м. Дальше в пределах дельты р. Самура береговая линия этого времени уже не наблюдается. Здесь она или размыта, или перекрыта более поздними аллювиальными отложениями.

Следовательно, наибольшая деформация береговой линии максимальной стадии новокаспийской трансгрессии в Северном Азербайджане достигает минимум 9 м. Кроме того, на юго-восточном берегу моря террасы с отложениями, содержащими *C. edule* L. приподняты на высоту 18—20 м над уровнем Каспия (Церетели, 1953). Таким образом, терраса максимальной стадии новокаспийской трансгрессии испытала значительную деформацию, достигающую максимальной амплитуды 15 м. По нашим представлениям, максимальная стадия новокаспийской трансгрессии падает на конец атлантического времени по шкале Блитт—Сернандера, т. е. существовала около 5500 лет назад. За указанное время максимальная скорость деформации этой террасы выражалась в среднем в 2.7 мм.

Кроме того, в районах грязевых вулканов отложения с *C. edule* L. местами приподняты на значительно большую высоту, а именно на мысе Бяндован на высоту 90 м, на Лок-Батане — 110 м, на Дуровдаге — 32 м, на Кюрсангя — 103 м над уровнем Каспия (Ковалевский, 1940). Такое высокое положение новокаспийских отложений в указанных пунктах определено выпячиванием поверхности вулканов. Хотя это и не отражает интенсивность неотектонических движений, тем не менее активность грязевых вулканов в той или иной степени предопределяется тектоническими движениями.

Данные картировочного бурения в пределах подводного склона также свидетельствуют о значительных по амплитуде дифференцированных движениях разного знака в голоценовое время.

В Дагестане, в Прикаспийско-Приапшеронском районе и в районе Бакинского архипелага, как мы уже отмечали, на сводах антиклинальных складок современные и вообще четвертичные отложения отсутствуют, в то же время в некоторых синклиналях и синклинориях за голоценовую эпоху аккумулировалась толща современных отложений в несколько десятков метров. Особенно показателен материал, приведенный А. Л. Путкарадзе (1958б) для Бакинского архипелага. По его данным, мощность современных отложений на сводах складок этого района варьирует от 0 до 6 м. В то же время на крыльях она достигает, как правило, 40—50 м, а местами отмечена до 70 и даже до 100 м.

О значительной интенсивности современного погружения синклиналей Бакинского архипелага свидетельствуют и некоторые данные, собранные нами по скоростям отложений осадков. Поскольку синклинали выражены в рельефе дна, можно думать, что мы имеем дело с некомпенсированным их погружением, поэтому скорость накопления осадков отражает интенсивность погружения и даже является несколько меньшей. В целом ряде колонок грунта, поднятых на площадях синклиналей, было обнаружено, что ракуша *Mytilaster lineatus* (Gmel.) покрыта слоем ила мощностью в 17—18 см. Как известно, длина получаемых колонок составляет от 50 до 75% мощности слоя грунта, пройденного трубкой. Поэтому мощность слоя ила над захороненными створками *M. lineatus* (Gmel.) можно принять в 24—36 см. Этот моллюск впервые был обнаружен в Бакинской бухте в 1924 г. Для его развития и миграции на акваторию Бакинского архипелага потребовалось несколько лет, поэтому, очевидно, он жил здесь в конце двадцатых годов. Следовательно, слой ила мощностью 24—36 см над обнаруженными нами захороненными створками *M. linea-*

tus (Gmel.) накопился примерно за 30 лет. Таким образом скорость накопления осадков за это время достигала от 0.8 до 1.2 см в год.

Приведенные цифровые данные по скорости накопления современных осадков свидетельствуют об исключительной интенсивности тектонических движений.

Подтверждение этому можно найти и в том, что, несмотря на огромную абразионную работу моря, за четвертичное время все же полностью не были снивелированы формы рельефа, созданные тектоникой.

О работе моря мы можем судить по сносу материала со сводов складок.

В виде примера можно привести данные по складке о. Жилого. В сводовой части ее обнажаются диатомовые (миоценовые) сланцы, а крылья сложены плиоценовыми отложениями до апшеронских включительно. Следовательно, аккумуляция осадков происходила до самого начала четвертичного времени. Суммарная мощность осадков нижнего и среднего плиоцена на о. Жилом составляет около 2400 м. Здесь же широко развиты и верхнеплиоценовые отложения, но их мощность точно не установлена, *так как большинство скважин заложено в пределах выходов продуктивной* толщи. Все же, если судить по ширине известных выходов верхнеплиоценовых отложений и углам падения пластов, правда изменяющихся от 50 до 25°, то мощность их должна выражаться цифрой порядка 500—600 м. *Возможность такой мощности для верхнеплиоценовых отложений под*тверждается данными из соседних районов. Так, на о. Бакланий Камень скважина прошла по апшерону и акчагылу 660 м, а на Мардакянском морском поднятии эти отложения имеют мощность в 645 м. Принимая эти цифры для апшерона и акчагыла, суммарная мощность плиоцена на складке о. Жилого выразится в 3000 м. Если даже учесть, что на самом своде при конседиментационном развитии складки мощность была меньше, то и тогда за четвертичный период здесь смыто 2000—2500 м осадков.

Таким образом, в районе о. Жилого абразия должна была за четвертичное время размыть толщу пород мощностью минимум в 2000 м. Эта цифра вряд ли завышена, поскольку в ней не учтен размыв какой-то части миоценовых отложений. Следовательно, если бы работа моря не проявилась так интенсивно, на месте о. Жилого возвышался бы горный хребет до 2000 м высоты. Принимая продолжительность четвертичного периода в 1 млн лет, скорость размыва, а следовательно, и рост складки о. Жилого в четвертичное время выразится цифрой до 2 мм в год. Аналогичные подсчеты можно было бы выполнить и для других складок. В частности, для складки Хамамдаг-море продуктивная толща размыта на 900 м, в то же время в соседнем Пирсагатском районе суммарная мощность верхнеплиоценовых и бакинских отложений составляет 1165 м. Исходя из этого, за послебакинское время здесь была абрадирована толща пород мощностью около 2 тыс. м. На складке Мардакяны-море за четвертичное время размыта толща в 1938 м и т. д.

Одновременно с интенсивным ростом складок происходит не менее интенсивное погружение синклинориев и синклинальных поясов, в пределах которых происходит мощная аккумуляция осадков. В прибрежной части Кусаро-Дивичинского синклинория в районе сел. Дивичи за четвертичное время было аккумулировано около 500 м отложений, у рыбного промысла Худат № 4 — 410 м, а в морской части этого синклинория мощность четвертичных отложений несомненно должна быть значительно больше. На банке Макарова буровая скважина вскрыла палеонтологически охарактеризованные бакинские отложения на глубине 1200 м, ниже которых залегает сопочная брекчия грязевых вулканов, переслаивающаяся с глинами общей мощностью в 500 м. По данным сейсмических работ, в морской части Джейранкечмесского синклинория мощность четвертичных отложений достигает 1800 м. В синклиналях Бакинского архипелага,

также по материалам сейсмических работ, мощность четвертичных отложений составляет 1000 м, в то время как на сводах складок на расстоянии всего в 10—15 км обнажаются уже дочетвертичные породы.

Число подобных примеров можно было бы увеличить, но из изложенного со всей очевидностью вытекает, что в четвертичное время в пределах подводного склона происходило исключительно интенсивное проявление тектонических движений разного знака. В результате этих движений на рассматриваемой территории, при менее энергичной работе моря, к настоящему времени возник бы горный рельеф с относительными высотами минимум до 4 тыс. м. Поражает воображение и колоссальная работа моря, в результате которой за этот период фактически оказались снивелированными целые горные хребты и заполнены осадками глубокие впадины.

Выше было показано, что интенсивные тектонические движения продолжаются и в переживаемый нами момент, при этом их темп несколько превосходит темп абразии и аккумуляции. Этим объясняется в подавляющем большинстве случаев выраженность тектонических структур в рельефе в том понимании, что к положительным тектоническим структурам приурочены положительные, а к отрицательным — отрицательные формы рельефа.

Продолжающееся поднятие положительных структурных форм вызывает в их пределах отрицательную седиментацию с образованием абразионного рельефа. Погружение же синклинориев и синклиналей обусловливает аккумуляцию материала и преобладание аккумулятивных форм рельефа морского дна на площадях их распространения.

Заканчивая историю развития рельефа подводного склона западного побережья Каспийского моря, можно отметить, что в тектонически мобильных областях ведущим фактором рельефообразования являются тектонические движения. Деятельность моря, выполняющая грандиозную работу, контролируется тектоническими движениями. Это справедливо не только для подводного склона, но и для формирования рельефа берегов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводный склон западного берега Каспийского моря наиболее хорошо изучен различными геологическими, геофизическими и геоморфологическими методами по сравнению с аналогичными районами не только на территории СССР, но и во всем мире. Это позволило с достаточной убедительностью апробировать точность получаемых результатов геолого-геоморфологических исследований морского дна с использованием аэрометодов, впервые широко примененных в СССР для изучения территорий покрытых водной оболочкой.

В итоге проведенных исследований был получен ряд результатов, имеющих научное и практическое значение.

1. Современные технические средства, даже в условиях небольшой прозрачности воды Каспийского моря, дали возможность получить хорошо дешифрируемое фотоизображение подводных геолого-геоморфологических объектов при глубинах моря в 15—17 м на западном и 22 м на восточном побережьях Каспия.

2. Разработана техника полевого и камерального дешифрирования аэроснимков морского дна. Установлены признаки дешифрирования подводных геолого-геоморфологических объектов, позволяющие опознать по фотоизображению вещественный состав, относительный геологический возраст обнажающихся на дне горных пород и грунтов, различные типы тектонических нарушений, генетические типы рельефа, признаки трансгрессий и регрессий моря, определить элементы залегания пород, их мощности и т. д.

3. Составлены детальные геологические и геоморфологические карты, по точности мало уступающие картам соответствующих масштабов, выполненным для суши.

Уточнено и выявлено геолого-геоморфологическое строение ряда участков морского дна западного побережья Каспия, в частности, затопленных морем складок Восточной антиклинальной линии Дагестана, морской части Кусаро-Дивичинского синклинория, морских частей складок Прикаспийского и Приапшеронского районов и Бакинского архипелага.

4. Проведенные работы показали, что в пределах подводного склона выделяются те же основные геолого-структурные области, что и на суше.

На севере, в Дагестанском районе, подводный склон приурочен к северо-восточному крылу Восточной антиклинальной зоны Дагестана, переходящему к востоку в моноклиналь.

Южнее располагается морская часть обширного Кусаро-Дивичинского синклинория, унаследованное погружение южной части которого констатируется, по-видимому, с мелового периода. В доакчагыльское время ось его проходила в направлении Красноводского залива по выделенному нами Дивичи-Красноводскому прогибу. С акчагыла ось синкли-

нория смещается к северу в область Дербентской котловины и современное интенсивное погружение восточной части синклинория наблюдается в районе дельты р. Самура.

Кусаро-Дивичинский синклинорий ограничивается с юга осевой зоной мегантиклинория Большого Кавказа, переходящей в Прибалханскую антиклинальную зону Туркмении. К северу от Апшеронского полуострова некоторые брахиантиклинальные структуры развиваются унаследованно с мезозоя. Очевидно, здесь и следует продолжать ось мегантиклинория Большого Кавказа. Брахиантиклинальные складки собственно Апшеронского полуострова и к югу от него лежат на южном склоне Апшеронского порога и развиваются унаследованно с миоцена. Однако ряд данных показывает несоответствие структурного плана плиоценового, а вероятно, частично и миоценового этажа со структурным планом подстилающих пород, что, как мы полагаем, произошло в результате гравитационного скольжения плиоценовых пород в сторону интенсивно погружающейся Южнокаспийской котловины.

Подобно южной части Апшеронского порога, унаследованное развитие с плиоцена наблюдается и для расположенных южнее Джейранкечмесского синклинория и складок Бакинского архипелага. То же следует отметить и для морской части Нижнекуринского синклинория, где также наблюдается формирование складок в плиоценовых отложениях.

В пределах всей исследованной территории наблюдаются интенсивные, унаследованные от плиоцена тектонические движения в течение всего четвертичного периода вплоть до настоящего времени.

5. Основным рельефообразующим фактором на протяжении всей истории были тектонические движения, контролировавшие направление деятельности всех остальных агентов, в том числе и гидродинамических процессов. В связи с этим наблюдается ясная зависимость основных типов подводного рельефа от геолого-структурных особенностей. Унаследованно погружающиеся участки характеризуются аккумулятивными подводными равнинами волнового и неволнового полей, осложненными мезо- и микроформами (подводными валами, косами, песчаными волнами и т. д.). Поднимающиеся участки с дифференцированным ростом отдельных складок в свою очередь отличаются чередованием скульптурно-абразионных форм, приуроченных, как правило, к антиклиналям с выравненным аккумулятивным рельефом в пределах синклиналей. Здесь же часто наблюдаются конусы грязевых вулканов и разнообразные мезо- и микроформы.

Наиболее древним элементом рельефа является котловина Южного Каспия, формирование которой началось еще в верхнемеловое время. Длительное направленное погружение котловины предопределило формирование огромной толщи мезо-кайнозойских пород и коренную перестройку на этом участке земной коры, приведшей к ее «океанизации». В более позднее плиоценовое время здесь формируются подводные антиклинальные хребты, рост которых продолжается и в современную эпоху. Некомпенсированное осадконакоплением погружение определило существование современной глубоководной котловины Южного Каспия.

Столь же древним элементом рельефа дна является и Апшеронский порог. Есть основания считать, что он также зарождается еще в меловой период. В плиоцене его развитие протекает на фоне регионального погружения, но по сравнению с Южнокаспийской котловиной и Дивичи-Красноводским прогибом Апшеронский порог отличается геоантиклинальными условиями и выраженностью в рельефе дна. В его пределах наблюдается рост отдельных брахиантиклинальных складок, временами отражающихся в рельефе в виде островов (калинское время) или банок. В четвертичный период рост складок Апшеронского порога происходит

в условиях интенсивной работы моря, в связи с чем возникает относительно невысокий подводный вал, с резко, но мелко пересеченным рельефом в его западной части.

Такое же длительное развитие рельефа отмечается и для Южного Дагестана, складки которого испытывают рост с палеогена, а некоторые даже с мела. К концу среднего плиоцена основные черты рельефа этого района были уже намечены. Дальнейшая его история протекает во взаимодействии роста отдельных складок и деятельности трансгрессий, сформировавших на суше и на подводном склоне ряд террасовых поверхностей.

В пределах Среднего Каспия длительное время существовала Среднекаспийская суша, временами покрывавшаяся эпиконтинентальными морями. Начиная с акчагыла эта суша испытывала погружение, некомпенсированное в ее южной части осадконакоплением. В результате возникла глубоководная котловина Среднего Каспия — Дербентская котловина.

В плиоценовое и четвертичное время окончательно оформляется рельеф морской части Джейранкечмесского синклинория, Бакинского архипелага и морского продолжения Нижнекуринской депрессии.

6. Выполненные работы позволяют также сделать некоторые практические выводы, а именно: а) наметить перспективные участки для постановки поисковых работ на нефть, с целью приращивания морских нефтеносных площадей; б) дать оценку условий для гидротехнического строительства; в) произвести оценку условий для рыбной ловли, навигации и т. д.; г) определить площади, занятые подводной растительностью.

а) Для западного побережья Каспийского моря особое значение имеет возможная оценка перспективности морских площадей в отношении промышленных залежей нефти как в более или менее хорошо изученных кайнозойских, так и в слабо исследованных мезозойских отложениях.

Перспективность морских площадей на нефть рассматривается во многих печатных и рукописных работах, посвященных главным образом, акваториям, для которых выполнен большой объем буровых работ.

Исходя из глубинного строения, истории развития рельефа и распространения пород, которые могут служить коллекторами нефти, мы сделаем попытку осветить перспективность на нефть отдельных районов исследованной нами акватории.

В Дагестанском районе промышленные залежи нефти, приуроченные к чокракско-караганским слоям, известны для морской части Избербашской складки. Не менее перспективной является площадь Инчхе-море, которую следует рассматривать как самостоятельную складку, отделенную от Избербашской антиклинали, хотя и не глубоким, но ясно выраженным седлом. Здесь, как и в последней антиклинали, скопления нефти следует ожидать в чокракских и караганских песчаных отложениях. Перспективным участком считается также северо-западная периклиналь Каякентской складки.[1] Установленное уменьшение песчанистости некоторых свит («В» и «Г») чокракского горизонта в юго-восточном направлении позволило сделать вывод о формировании здесь литологически экранированных залежей нефти.

Площади Избербашской складки и Инчхе-море считаются также перспективными на содержание нефти в меловых и палеогеновых породах.

Унаследованное развитие ряда складок Восточной антиклинальной зоны Дагестана, а также имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют предположить, что мезозойские структуры в общих чертах

---

[1] По данным монографии «Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья», в. 1, (1958).

пространственно совпадают со складками в миоценовых породах, хотя в некоторых из них и наблюдается смещение сводов.[1] Это дает возможность локализовать площади для поисковых работ на нефть в мезозойских породах.

Сейсморазведочные работы, выполненные на морской площади северной части Кусаро-Дивичинского синклинория, до глубины 6—7 км не обнаружили четко выраженных антиклинальных структур. В связи с этим в настоящее время в этой части синклинория трудно ожидать наличие структурных залежей нефти.

Иные выводы можно сделать относительно южной части синклинория, в пределах выделенного нами Дивичи-Красноводского доакчагыльского прогиба. История формирования среднеплиоценовых песчаных отложений продуктивной толщи апшеронского типа привела нас к выводу о широком распространении кварцевых песков не только в пределах Апшеронского порога, но также и к северу от него. Только при наличии в среднем плиоцене на месте Дивичи-Красноводского прогиба обширной аллювиальной равнины можно понять поступление грубого песчаного материала в западную часть Апшеронского порога. Эти соображения делают почти несомненным распространение к северу от Апшеронского порога (на площади Дивичи-Красноводского прогиба) хороших коллекторов нефти, по-видимому, перемежающихся с глинистыми разделами. Такое строение среднеплиоценовой толщи на данном участке следует ожидать в связи с колебаниями уровня бассейна продуктивной толщи, так как в периоды формирования глинистых свит на Апшеронском пороге береговая линия должна была смещаться к северу.

В южной части современного Кусаро-Дивичинского синклинория в пределах суши располагается протяженная Кайнарджинская антиклинальная зона, которая, если судить по данным сейсморазведочных работ и по наличию относительных гравитационных максимумов, продолжается в море. В связи с этим в южной части морской площади Кусаро-Дивичинского синклинория можно ожидать наличие структурных форм, благоприятных для скопления нефти. Прямым признаком, указывающим на скопление здесь нефти и газа, может служить наблюдавшийся нами мощный подводный выброс газа в море в 13 км от берега к юго-востоку от г. Кызыл-Бурун (рис. 156).

Все эти данные позволяют считать, что южная морская часть Кусаро-Дивичинского синклинория является весьма перспективной площадью для постановки поисковых работ на нефть в среднеплиоценовых отложениях, где могут быть обнаружены структурные, стратиграфические и литологические залежи нефти.

Правда, в настоящее время постановка поисковых работ на данной морской площади затруднена, поскольку среднемиоценовые осадки перекрыты мощной толщей акчагыльских, апшеронских и четвертичных отложений, суммарная мощность которых, если исходить из данных бурения в прибрежной части суши, должна достигать не менее 1500—1800 м. Кроме того, глубины моря в этой части также составляют несколько десятков метров. Поэтому эта площадь не может быть выдвинута как первоочередной объект для поисков и разведки нефти. Однако развитие техники морского бурения позволит в будущем значительно прирастить нефтеносные морские площади за счет Дивичи-Красноводского прогиба. Уместно отметить, что в зарубежных странах проводится большая под-

[1] Так, например, в Ачисинской складке отмечается смещение свода по молодым отложениям относительно свода по более древним породам, достигающее 1700—1800 м. Подобное смещение возможно и в других складках Восточной антиклинальной зоны. Однако оно не может существенно влиять на определение площади, где могут быть поставлены поисковые работы.

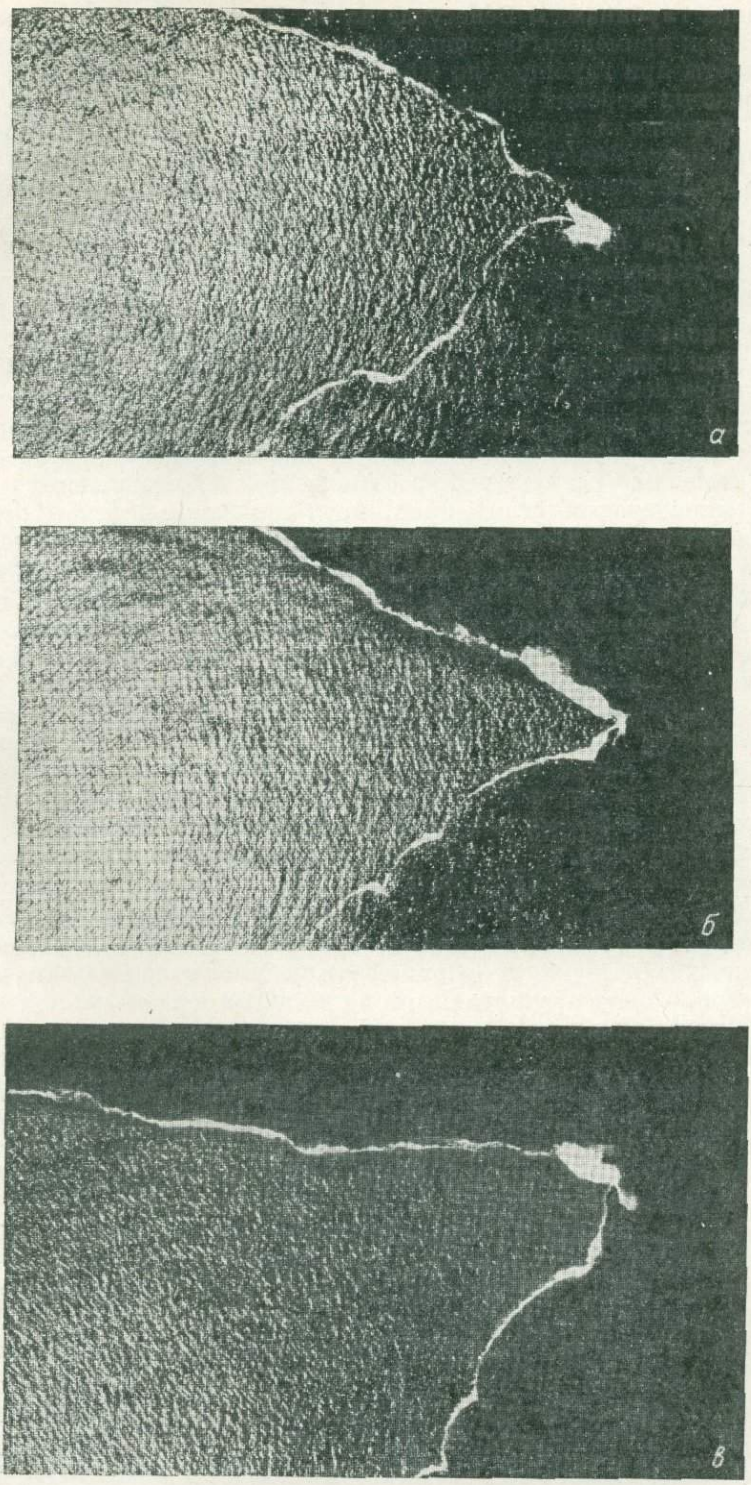


Рис. 156. Аэроснимки подводного извержения газа и образующейся при этом пены в 13 км к юго-востоку от селения Кызыл-Бурун, снятые с интервалами через 10 мин.

готовка к освоению нефтеносных морских площадей, расположенных на больших глубинах. В Венесуэле на оз. Маракаибо для оснований буровых вышек применены бетонные сваи большого диаметра, позволяющие вести работы при глубинах до 40—50 м. В США проектируется бурение с передвижных морских платформ при глубинах до 200 м. У нас в стране техника бурения в море успешно развивается азербайджанскими нефтяниками. Все это взятое вместе позволяет надеяться, что уже в ближайшее время поисково-разведочные работы могут быть осуществлены в море к северу от линии о. Камни Два Брата—банка Апшеронская—Наружные Камни, где по всем данным среднеплиоценовые отложения должны содержать хорошие коллекторы нефти.

Район Апшеронского порога в отношении дальнейшей постановки поисковых работ на нефть должен быть подразделен на две части: северную, к северу от Апшеронского полуострова, и южную, включающую последний и площади к югу от него.

Разведочные работы на морской площади к северу от Апшеронского полуострова, за исключением складки банки Дарвина, пока не дали обнадеживающих результатов в отношении промышленных залежей нефти в плиоценовых отложениях, хотя признаки нефти в некоторых песчаных пачках на площади складки банки Апшеронской не позволяют отрицать в категорической форме возможную нефтеносность этих отложений. В то же время материалы, собранные в последние годы, устанавливают приближенное залегание здесь мезозойских отложений, которые на банке Цюрупы вскрыты непосредственно под продуктивной толщей. Кроме того, для этой акватории отмечается унаследованное развитие складок с мезозоя. Следовательно, если исключить некоторое смещение сводов, складки в мезозойских породах должны совпадать по площади со складками в плиоценовых отложениях. Об этом же свидетельствует приуроченность к плиоценовым складкам относительных гравиметрических максимумов. Кроме того, для Советабадской и Тугчайской складок единый структурный план меловых и плиоценовых пород установлен непосредственным картированием.

Разведочные работы на Советабадской антиклинали, отличающейся обильными нефтегазопроявлениями, показали наличие залежей нефти в кюлюлинских песчаниках (верхний альб). Хотя залежи нефти в последних оказались очень ограниченными по размерам и запасам, но они имеют большое принципиальное значение, поскольку доказывают нефтеносность меловых отложений Азербайджана.

Признаки нефти, в виде нефтяных пятен и выходов газа, были обнаружены нами в морской части северо-восточного крыла Тугчайской складки. Эти факты позволяют рассматривать площадь моря к северу от Апшеронского полуострова как весьма перспективную на нефтяные залежи в меловых отложениях. Приближенность мезозойских пород к поверхности и унаследованное развитие складок дают возможность рекомендовать эту часть Апшеронского порога для постановки поисковых работ на нефть в мезозойских породах. Первоочередными участками для разведки на мезозойскую нефть могут явиться площади складок Камни Два Брата, Апшеронской, Цюрупы и Мардакянского морского поднятия.

Для Апшеронского полуострова и площадей к югу от него ряд фактов заставляет полагать несоответствие структурного плана верхнего и нижнего структурных этажей, что исключает локализацию перспективных участков для поисков нефти в мезозойских породах на основании наличия и распространения плиоценовых складок. Поиски структурных залежей в мезозойских породах здесь могут быть осуществлены только

при увеличении глубин исследований геофизическими методами и с помощью глубокого бурения, которое может вскрыть мезозойские породы.

Оценка возможного приращивания морских площадей, богатых залежами нефти в среднеплиоценовых отложениях Приапшеронского района, как и всего Апшеронского порога, обоснованно дается рядом бакинских геологов и геофизиков, заключения которых не вызывают сомнения. Нет необходимости в данной работе повторять эти заключения, хотя наши исследования, уточнившие геологическое строение морских площадей данного района, в какой-то степени способствовали правильной оценке перспектив нефтеносности этого участка порога. В частности, нами была установлена самостоятельность складки банки Дарвина и уточнено ее соотношение с Северной складкой о. Артема; выявлено соотношение Южной складки о. Артема с Гюргянским морским поднятием и прослежен на поверхности дна выход плоскости надвига; намечено положение периклиналей складок о. Жилого и Камней Григоренко, а также установлены многочисленные поперечные разломы и положение линии надвига; оконтурена по отложениям среднего «отдела» складка Нефтяные Камни и еще в 1951 г. нами указано на наличие самостоятельного поднятия к северо-западу от последней, впоследствии обнаруженного глубоким и картировочным бурением и получившего название «Грязевая сопка», и т. д.

Морская площадь Джейранкечмесского синклинория, если исключить его краевые части, где располагаются складки банки Макарова и Шахово-море, относящиеся еще к Приапшеронскому району, в отношении перспектив нефтеносности изучена крайне слабо. По данным сейсмической разведки на основной морской площади синклинорий отсутствуют антиклинальные поднятия, а следовательно, и структурные залежи. В то же время в прибрежной части суши открыто крупное Карадагское газовое месторождение и имеются указания на наличие промышленных залежей нефти. В связи с этим возможно, что в пределах морской площади синклинория можно рассчитывать на обнаружение стратиграфических и литологических залежей нефти. Однако при этом следует иметь в виду огромную мощность (до 1800 м) четвертичных отложений, затрудняющих исследование плиоценовых, а тем более подстилающих их пород.

Бакинский архипелаг и морская часть Нижнекуринского синклинория очень близки по характеру строения локальных антиклинальных складок и отличаются только тем, что в Нижнекуринском синклинории складки более погружены.

Достаточно обоснованная характеристика высокой перспективности в отношении нефтеносности указанной территории дана рядом азербайджанских геологов и, в частности, А. Л. Путкарадзе (1958б). Выводы этого автора, как и Д. М. Сулейманова (1953), о наличии в низах продуктивной толщи кварцевых отложений апшеронского типа находятся в соответствии с историей развития рельефа в период аккумуляции осадков среднего плиоцена, поскольку в самом начале века продуктивной толщи дельта Палеоволги должна была располагаться значительно южнее Апшеронского порога или же на его южном склоне. В связи с этим можно полагать, что в районе Бакинского архипелага имеется наиболее полный разрез среднего плиоцена, с преимущественно кварцевыми терригенными образованиями в основании, сменившимися по мере отступания дельты осадками кобыстанского типа. Наличие хороших коллекторов нефти в основании продуктивной толщи значительно увеличивает перспективность плиоценовых отложений данного района, хотя следует отметить, что и в верхней части толщи также имеются хорошие коллекторы нефти.

О наличии нефти в мезозойских отложениях Бакинского архипелага и морской части нижнекуринского района конкретные данные отсутствуют. По-видимому, в этих районах долго не встанет вопрос о поисках нефти в доплиоценовых отложениях, поскольку мощность плиоценовых пород здесь достигает 4000—4500 и более метров, в то же время структурный план последних не соответствует подстилающим породам. В связи с этим складки в плиоценовых отложениях не могут служить критерием для локализации площадей, перспективных на поиски нефти в миоцен-палеогеновых и мезозойских породах.

Несомненно, что в пределах Бакинского архипелага и морской части Нижнекуринского синклинория обнаружены далеко не все антиклинальные структуры в плиоценовых отложениях, благоприятные для скопления нефти. Переход антиклинальных зон в подводные хребты котловины Южного Каспия свидетельствует о том, что поиски нефтеносных структур могут быть распространены на большую часть котловины. Нам представляется целесообразным расширить поисковые работы на участки, где нами предположительно намечены подводные грязевые вулканы, которые в той или иной степени связаны с антиклинальными структурами. Наибольшее количество таких вулканов распространено в пределах морской части Нижнекуринского синклинория.

б) Дешифрирование аэроснимков морского дна и его геоморфологическое картирование могут оказать большую помощь при оценке условий гидротехнического строительства. В частности, на морских нефтепромысловых площадях большое значение имеет выбор трасс для нефтепроводов и эстакад, а также оценка грунтовых условий на участках строительства оснований для морского бурения.

При выборе трасс для указанных целей необходимо избегать резко пересеченного рельефа, а также зон, пораженных грязевулканическими явлениями и дизъюнктивными нарушениями, поскольку извержение грязевых вулканов или подвижки по разломам могут нарушить нормальное функционирование вышеуказанных сооружений, а в целом ряде случаев и привести к катастрофическим разрушениям. Наличие и протяженность таких зон наиболее легко могут быть установлены при анализе аэроснимков или при геоморфологическом картировании морского дна. Еще более ответственные задачи могут встать при проектировании площадок для многоэтажных зданий в море, опыт закладки которых осуществляется на Нефтяных Камнях. Хотя анализ аэроснимков и не исключает необходимость инженерно-геологических исследований, но аэроснимки позволяют поставить последние наиболее рационально.

Кроме того, материалы аэрофотосъемки и проведенные на основе их геолого-геоморфологические исследования могут оказать неоценимую услугу и в отношении оценки условий для возведения портовых сооружений, получить необходимые сведения о возможной заносимости наносами портовых акваторий и т. д.

в) Опытные работы по составлению гидрографических карт с использованием аэроснимков показали, что на участках со сложным рельефом морского дна аэроснимки позволяют не только ускорить, но и значительно точнее составить гидрографические карты, так как при проведении промерных работ с аэроснимками плановое положение и конфигурация подводного рельефа читается по фотоизображению. В этом случае промеры глубин осуществляются более целеустремленно.

г) Дешифрирование аэроснимков дает возможность точно оконтурить площади распространения подводной растительности, например, морской травы, а при сборе проб и достаточно точно оценить ее запас. На Каспийском море сбор морской травы производится только из выбросов последней волнами на берега, поэтому оценка ее запасов на дне не имеет пока прак-

тического значения. Однако наш опыт может быть использован на других морях с наличием ценных для промышленности водорослей, причем аэроснимки могут быть использованы не только для выявления площадей распространения подводной растительности и установления ее запасов, но и для планирования сбора урожая.

Выполненные исследования также показали возможность успешного применения аэрометодов и использования геоморфологических карт для оценки акватория в отношении рыбной ловли, поскольку они позволяют выявить подводные препятствия, выбрать участки для расстановки сетей и т. д.

Следует отметить, что приведенными примерами не исчерпывается практическое значение работ по применению аэрометодов при геолого-геоморфологическом картировании морского дна.

В настоящей работе была сделана первая попытка обобщить опыт применения аэрометодов при изучении геолого-геоморфологического строения морского дна на примере подводного склона западного берега Каспийского моря, с использованием всех доступных геологических и геофизических данных.

В заключение автор выражает надежду, что выполненные работы послужат толчком для применения аэрометодов при исследованиях мелководий других бассейнов, а изложенные конкретные данные по геолого-геоморфологическому строению в какой-то степени помогут решению научных и хозяйственных задач, связанных с освоением подводного склона западного берега Каспийского моря.

ЛИТЕРАТУРА

Абакелиа М. С. 1947. Проблема Кюрдамирского гравитационного хребта в Закавказье. Тр. Инст. геофизики АН Груз. ССР, т. X.

Абих Г. В. 1939. О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию грязевых вулканов Каспийской области. Тр. Геол. инст. Азерб. филиала АН СССР, т. XII (63), Баку.

Абрамович М. В. 1913. Годовой отчет за 1912 г. о работах в Балаханском районе. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 1.

Абрамович М. В. 1921. Разрез продуктивной толщи Сураханского района. Нефт. хоз., № 4—5.

Абрамович М. В. 1927. Вступительное замечание к сводному разрезу продуктивной толщи по промысловым районам Апшеронского полуострова. Вопросы рациональной разработки и охраны залежей нефти. Геол.-разв. бюро «Азнефть».

Абрамович М. В. 1945. Новые взгляды на геологическое строение Ленинского района. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Авдусин П. П. 1948. Грязевые вулканы. Петрографические исследования. Изд. АН СССР.

Агаларова Д. А. 1956. Микрофауна продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Туркменистана. Изд. АН Турк. ССР, Ашхабад.

Агаларова Д. А. 1958. Палеонтологические выводы, основанные на изучении микрофауны продуктивной толщи Юго-Восточного Кавказа. Материалы по петрографии и микропалеонтологии продуктивной толщи Азербайджана. Изд. АН СССР.

Алиев А. Г. 1949. Петрография третичных отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку.

Алиев А. Г. и Даидбекова Э. А. 1955. Осадочные породы Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку.

Али-заде А. А. 1935. О фациях и нефтеносности майкопской свиты в Прикаспийском районе. Азерб. нефт. хоз., № 12.

Али-заде А. А. 1936. Нефтяные месторождения Чандагара. Нов. нефт. техн., № 7.

Али-заде А. А. 1945. Нефтяные месторождения Прикаспийского района. Тр. Геол. совещ. «Азнефти». (Отд. оттиск). Баку.

Али-заде А. А. и Шек-Овсепян О. Т. 1938. О нефтеносности Прикаспийского района. Азерб. нефт. хоз., № 10.

Андреева Р. С. и Болдырева М. С. 1959. Отчет о детальных морских работах в Бакинском архипелаге на участках Дуванный и р. Куры. Азерб. нефт. хоз., № 11.

Андрусов Н. И. 1888. Очерки истории развития Каспийского моря и его обитателей. Изв. имп. Русск. геогр. общ., т. XXIV, вып. 2.

Андрусов Н. И. 1911. О возрасте и стратиграфическом положении акчагыльских пластов. Зап. Минер. общ., т. XCVII, вып. 1.

Антонов Б. А. 1949. К геоморфологии береговой полосы Самуро-Дивичинского побережья Каспийского моря. Докл. АН Азерб. ССР, т. V, № 3.

Апресов С. М. 1933. Нефтеносность юго-западной прибрежной полосы Каспийского моря. Тр. Геол.-разв. конт. «Азнефть», вып. 5.

Арнольди Л. В. 1938. *Mytilaster lineatus* в Каспийском море. Тр. 1-й Всесоюзн. научной рыбохозяйственной конфер. (7—24 января 1935 г.), т. II.

Архангельский А. Д. 1933. Результаты работ по изучению донных отложений Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии. Проблема Волго-Каспия, ч. 2, Тр. ноябр. сессии АН СССР.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, М.

Аствацатуров С. А. 1956. Тектонические взаимоотношения антиклинальных поднятий Нижнекуринской депрессии в пределах левобережья р. Куры. Азерб. нефт. хоз., № 11.

Ахмедов Г. А. 1948. Параллелизация разрезов продуктивной толщи юго-восточного Кабристана и западного Апшерона. Изв. АН Азерб. ССР, № 2.
Ахмедов Г. А. 1957. Геология и нефтеносность Кобыстана. Азнефтеиздат, Баку.
Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. 1958. Изд. АН СССР, М.—Л.
Баба-заде Б. К. и Цигер Б. М. 1958. Месторождение Нефтяные Камни. Нов. нефт. техн., геология, № 6.
Батурин В. П. 1931а. Петрография песков и песчаников ПТ (по разрезу ЮЗ крыла Балаханской антиклинали и др.). Тр. Азерб. нефт. научно-иссл. инст., вып. 1.
Батурин В. П. 1931б. Физико-географические условия века продуктивной толщи. Тр. Азерб. нефт. научно-иссл. инст., вып. 1.
Батурин В. П. 1940. Генезис продуктивной толщи Апшеронского полуострова и соседних районов. Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 4.
Батурин В. П. 1947. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР.
Белоусов В. В. 1938—1940. Большой Кавказ. Опыт геотектонических исследований. Части I, II, III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126.
Белоусов В. В. 1955. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
Беммелен Р. 1960. Система течений в силикатной оболочке. Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд. иностр. лит., М.
Берг Л. С. 1949. Уровень каспийского моря за историческое время. В кн.: Очерки по физической географии, Изд. АН СССР.
Богачев В. В. 1926. Некоторые черты тектоники Азербайджана. Азерб. нефт. хоз., № 3 (51).
Богачев В. В. 1926. Геологический очерк Азербайджана. Матер. по районированию Азерб. ССР, т. I, вып. 3.
Богачев В. В. 1960. О пресноводных эквивалентах продуктивной толщи Апшеронского полуострова в бассейне Прикамы-Приволги. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 1.
Богданович К. И. 1906. Система Дибрара в Юго-Восточном Кавказе. Тр. Геол. ком., новая сер., вып. 25.
Бочаров Н. А. 1960. Из истории формирования долины р. Волги и некоторых ее притоков. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа.
Бергман Г. Р. 1947. Геодезические высоты в связи с проблемой уровня Каспия. Метеорология и гидрология. Информ. сборник, № 1.
Брод И. О. 1930а. К вопросу о глубоком разведочном бурении на Каякент-Берикейской нефтеносной площади. (Основные итоги геолого-разведочн. работ за 1929 г.). Изв. Глав. геол.-развед. управления, т. XVLIX, № 6.
Брод И. О. 1930б. Возможно новый нефтеносный район Избербаш в Дагестане. Нефт. хоз., № 10.
Брод И. О. 1937а. Промышленно-нефтеносные площади Дагестана. Матер. к XVII Междунар. геол. конгрессу. Изд. Грознефтекомбината, Грозный.
Брод И. О. 1937б. Очерк геологического строения и геоморфологии восточного Предкавказья. Матер. к XVII Междунар. геол. конгрессу. Изд. Грознефтекомбината, Грозный.
Брод И. О. и Польстер Л. А. 1958. История геологического развития. В кн.: Геология и нефте-газоносность Восточного Предкавказья. Тр. Ком. южной геол. экспед., вып. 1, Гостоптехиздат, Л.
Бруевич С. В. 1939. Возраст современного озерного периода Каспия и метаморфизация солей речного стока в море. ДАН СССР, т. XXIII, № 7.
Бруевич С. В. и Гудков М. П. 1954. Атмосферная пыль над Каспийским морем. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.
Будагов Б. А. 1958. О новейших тектонических движениях Юго-Восточного Кавказа. Докл. АН Азерб. СССР, т. XIV, № 5.
Будагов Б. А. 1959. Морские и речные террасы северного склона Юго-Восточного Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 3.
Будагов Б. А., Лилиенберг Д. А. и Ширинов Н. Ш. 1959. История развития гидрографической сети Юго-Восточного Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 5.
Вартанов С. П. и Корнев В. А. 1961. Новые данные о геологическом строении Северного Каспия. ДАН СССР, т. 136, № 5.
Вартанов С. П., Корнев В. А. и Юров Ю. Г. 1959. Результаты сейсморазведочных работ по профилю Челекен—Нефтяные Камни. Геол. нефти и газа, № 3.
Вассоевич Н. Б. 1936. Возраст пород, слагающих мыс Килязинской косы (Шураабадский нефтеносный район). Нов. нефт. геол., № 7 (29).
Вассоевич Н. Б. 1938. О присутствии альбских отложений в северо-восточном Азербайджане. ДАН СССР, т. XXII, № 8.

Вассоевич Н. Б. 1940. Новые данные по стратиграфии мезозоя Юго-Восточного Кавказа. Сов. геол., № 10.
Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. и Кривенков А. И. 1938. Кюлюлинские песчаники Советабадского нефтеносного района (северный Азербайджан). *Азерб. нефт. хоз., № 11.*
Вебер В. В. 1939. Проблема нефтеносности палеогеновых и миоценовых слоев Кабристана. Тр. Нефт. геол.-развед. инст., сер. А, вып. 110.
Вебер В. В. 1952. Миоценовые отложения. Прикаспийско-Кубинский район: Апшеронской полуостров. Геология Азербайджана. Геоморфология и стратиграфия. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Вебер В. В. и Федынский В. В. 1947. Гравиметрическая картина Юго-Восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
Векилов Б. Г. 1956. Четвертичные отложения Прикаспийского района Азербайджана. Тр. Инст. геол. АН Азерб. ССР, т. XVII.
Векилов Б. Г. 1958. Четвертичные отложения Дивичинского нефтеносного района Азербайджана (междуречье Атачая и Кудиалчая). Тр. Инст. геол. АН Азерб. ССР, т. XIX.
Вистелиус А. Б. 1950. О минералогическом составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокрака Южного Дагестана и аллювия Волги. ДАН СССР, т. LXXI, № 2.
Вистелиус А. Б. 1952. К минералогии песчано-алевритовых отложений миоцена юга Азербайджана. ДАН СССР, т. LXXXV, № 5.
Вистелиус А. Б. и Миклухо-Маклай А. Д. 1950. О нижнепермской гальке и продуктивной толще Апшеронского полуострова. ДАН СССР, т. LXXII, № 2.
Вистелиус А. Б. и Миклухо-Маклай А. Д. 1951. О палеозойских гальках из продуктивной толщи Апшеронского полуострова. ДАН СССР, т. LXXIX, № 3.
Вистелиус А. Б. и Миклухо-Маклай А. Д. 1956. Средний отдел продуктивной толщи Апшеронского полуострова и проблемы ее генезиса. Изв. АН СССР, *сер. геол., № 4.*
Воларович П. Е. 1904. Геологические исследования в Кубинском уезде в 1902—1903 гг. Изв. Геол. ком., т. XXIII.
Волков Л. И. 1934. Растительность Каспийского моря. Изв. Ростовского пед. инст., т. I.
Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Косминская И. Р. и Кракшина Л. М. 1958. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубокого сейсмического зондирования. ДАН СССР, т. 123, № 3.
Геология и нефте-газоносность Восточного Предкавказья. 1958. Тр. комплекс. южной геол. эксп. (КЭТЭ) АН СССР. Под редакцией И. О. Брода, вып. 1, Гостоптехиздат.
Гмид Л. П. 1955. К петрографии и палеогеографии песчано-алевритовых пород чокрака Северо-Восточного Кавказа. Геол. сборник, № 3.
Годин Ю. Н., Лупов Н. П., Сытин Ю. И. и Чихачев П. К. 1958. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. Сов. геол., № 1.
Голубятников В. Д. 1927. Геологические исследования в области третичных отложений Южного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 8.
Голубятников В. Д. 1929. Результаты геологических исследований в области третичных отложений Дагестана между Инчхе и Ачи-Су. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 8.
Голубятников В. Д. 1930. Нефтеносные районы Килязи и Хидырзинды (Бешбармак). Изв. Главн. геол.-развед. упр., т. XIX, № 5.
Голубятников В. Д. 1933. Геологическое строение области третичных отложений Южного Дагестана между р. Рубас-чай и р. Самур. Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объед., вып. 278, Гос. научно-техн. геол.-разв. изд.
Голубятников В. Д. 1937. Морские и речные террасы Дагестана. Тр. Сов. *сек. Межд. ассоц. по изуч. четв. периода, вып. III.*
Голубятников Д. В. 1908. Святой остров. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып., 28.
Голубятников Д. В. 1912. О нефтеносности некоторых участков Бакинской губернии и Дагестанской области (Килязинский нефтеносный район). Изв. Геол. ком., т. XXXI.
Голубятников Д. В. 1914. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 106.
Голубятников Д. В. 1925. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 8—9.
Голубятников Д. В. 1927. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Аташкинский район. Планшет IV-3. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 130.

Голубятников Д. В. 1929. Годовой отчет за 1928 г. о рекогносцировочном объезде окрестностей ст. Килязи и Зорат Закавказской железной дороги. Приложение к Нефт. хоз., т. XVI, № 2.
Горин В. А. 1939. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. Тр. Геол. объед. Аз. нефтедобычи.
Горин В. А. 1947. Сумгаитское морское поднятие. Азерб. нефт. хоз., № 12.
Горин В. А. 1953. Каспийская тектоническая впадина и формирование нефтяных залежей продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Горин В. А. 1955. О некоторых региональных закономерностях складкообразования Апшеронской области Юго-Восточного Кавказа. ДАН Азерб. ССР, т. XI, № 8, 1955.
Горин В. А. и Мехтиев Ш. Ф. 1953. Грязевые вулканы Азербайджана. Геология Азербайджана. Тектоника. грязевой вулканизм, история геологического развития. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Григорьянц Б. В. 1955. Палеоген-миоценовый структурный план Апшеронской области. Докл. АН Азерб. ССР, т. XI, № 10.
Григорьянц Б. В. 1956. Структурная схема плиоцен-антропогенового этапа Апшеронской области. Азерб. нефт. хоз., № 8.
Гроссгейм В. А. и Гмид Л. П. 1951. Терригенно-минералогические провинции чокракского бассейна. (Доклады и статьи). Тр. ВНИГРИ, геол. сб., т. I (IV).
Грязнова Т. Е. 1953. Ориентированные структуры песчаников продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Тр. ВНИГРИ, геол. сб., т. II.
Губкин И. М. 1914а. Годовой отчет за 1913 г. о работах в пределах Сумгаитского (II-2) полуверстного планшета Апшеронского полуострова. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 2.
Губкин И. М. 1914б. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова (Сумгаитский планшет). Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 4.
Губкин И. М. 1915. Геологические исследования в западной части Апшеронского полуострова (листы Учтепинский и Коунский). Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 2.
Губкин И. М. 1916. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова (лист Перекишкюльский). Изв. Геол. ком., т. XXXV, № 2.
Губкин И. М. 1934. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Горгеолнефтеиздат, М.—Л.—Новосибирск.
Гурьева З. И. 1958а. Происхождение некоторых бухтообразных форм рельефа на западном побережье Каспийского моря. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. VI.
Гурьева З. И. 1958б. Акватория у мыса Сарыгая-Баши. В кн.: Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.—Л.
Гурьева З. И. 1959. Использование материалов аэрофотосъемки при геоморфологических исследованиях берегов морей и озер. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. VIII.
Гурьева З. И. 1961. Исследование подводного рельефа и морских побережий. В сб.: Аэрометоды изучения природных ресурсов. Гос. изд. географ. лит., М.
Гурьева З. И. и Шарков В. В. 1958. Некоторые особенности геоморфологического строения западного побережья Каспийского моря от мыса Килязинская коса до р. Самур. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. VI.
Гюль К. К. 1956. Гидрология районов морских нефтяных месторождений западного побережья Каспийского моря. Баку.
Дадашев Ф. Г. и Султанов Р. Г. 1960. Происхождение островов Бакинского архипелага. Уч. зап. Аз. гос. унив., № 1.
Даргевич А. К. 1933. Аэрофотосъемка и проблема геолого-разведочных работ на море. Азерб. нефт. хоз., № 5.
Дашевская О. Б. 1940. О Бакинском ярусе Апшеронского полуострова. ДАН СССР, т. XXXV, № 3.
Джанелидзе А. И. 1950. Тектоника Грузии в системе Альпийского орогена. Научн. сессия Инст. геол. и минер. АН Груз. ССР, Тезисы докладов, Изд. АН Груз. ССР.
Дмитриев Е. Я., Поминов А. Г., Ясенев Б. П. 1934. Геологическое строение и нефтеносность Прикаспийского района. Тр. Азерб. геол.-развед. треста, вып. 8.
Долицкий В. А. 1933. Отчет о работах в Кубинском районе. Год. отчет Нефт. геол.-развед. инст. за 1931 г.
Думитрашко Н. В. 1956. Новейшая тектоника Азербайджанской части Большого Кавказа. Тр. Совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР, Изд. АН Азерб. ССР.
Живаго А. В. 1961. Топография и геология дна океанов. Океанология, № 1.
Жуков М. М. 1945. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Изд. АН СССР.
Зданович В. Г. и Шариков Ю. Д. 1954. Некоторые задачи изучения волнения по аэрофотоснимкам. Сб. статей Лабор. аэром. АН СССР, Изд. АН СССР.

Зенкович В. П. 1946а. Динамика и морфология морских берегов. Часть I. Волновые процессы. Изд. «Морской транспорт», М.—Л.
Зенкович В. П. 1946б. Разрушение известняков на берегу Каспия. Природа, № 9.
Зенкович В. П. 1946в. Влияние эвстатических колебаний уровня океана на рельеф дна и побережий. (Проблема палеогеографии четвертичного периода). Тр. Инст. географии АН СССР, вып. 37.
Зенкович В. П. 1948. Выработка абразионного профиля в процессе повышения уровня моря. ДАН СССР, т. 63, № 2.
Зенкович В. П. 1954. Динамическая классификация морских берегов. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. X.
Зенкович В. П. 1958. Типы и генезис рельефа дна морей Европейской части СССР, Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4.
Зенкович В. П. 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР.
Зубенко Ф. С. 1954. Применение аэросъемки для изучения процесса формирования рельефа морского дна. Сб. статей Лабор. аэром. АН СССР, Изд. АН СССР.
Зубенко Ф. С. 1955. К вопросу образования песчаных валов на морском дне. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. IV.
Зубенко Ф. С., Гурьева З. И. и Кошечкин Б. И. 1955. Извержение подводного грязевого вулкана Бузовнинская сопка. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. IV.
Зубер С. Р. 1923. Отчет о полетах над побережьем Каспийского моря. Азерб. нефт. хоз., № 5.
Зубер С. Р. 1926. К вопросу о генезисе продуктивной толщи (по поводу статьи М. Мирчинк). Азерб. нефт. хоз., № 6—7.
Ибрагимова Б. М., Исмайлова Р. С. и Шамайлова О. Д. 1956. К петрографии олигоцен-миоценовых отложений Прикаспийского района. Тр. Азерб. научн.-иссл. инст. по добыче нефти, вып. IV, Вопросы геол., геофиз., геохимии.
Изотов А. А. 1949. Некоторые выводы из повторных нивелировок по западному берегу Каспийского моря. Сб. научн.-техн. и произ. ст., Гл. упр. геод. и карт., вып. XXVII.
Калицкий К. П. 1921. Бакинский архипелаг. Нефт. и сланц. хоз., № 5.
Калицкий К. П. 1922. О продуктивной толще Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 10—11 (11—12).
Камладзе А. А. 1947. Геологическое строение и нефтеносность прибрежной части Апшеронского полуострова в свете новых данных. Сессия Учен. совета. Азерб. нефт. эксп. СОПС АН СССР (Тезисы докладов).
Карпинский А. П. 1883. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Горн. журн., т. III.
Квитка С. К. 1896. Как изменялся *Cardium trigonoides* Pall. в эпоху образования Каспийских отложений. Изв. Общ. горн. инж., № 1.
Квитка С. К. 1899. Существует ли отложения сарматского яруса на Апшеронском полуострове? Горн. журн., № 6.
Квитка С. К. 1905а. Окрестности почтовой станции Килязи. Изв. Геол. ком., т. XXIV, № 10.
Квитка С. К. 1905б. Окрестности почтовой станции Хидырзинды. Изв. Геол. ком., т. XXIV, № 6.
Кленова М. В. 1936. Об условиях подводного выветривания. Сб. в честь акад. В. И. Вернадского, Изд. АН СССР.
Кленова М. В. 1948. Геология моря. Учпедгиз, М.
Кленова М. В. 1952. Происхождение рельефа дна Каспийского моря. Тезисы доклада. 4-я конф. по вопр. геоморфологии Закавказья, Ереван.
Кленова М. В. 1954. Геологическое строение Апшеронского порога Каспийского моря. ДАН СССР, т. XCIV, № 2.
Кленова М. В. 1956. Процессы осадкообразования на подводном склоне Каспия в пределах Азербайджана. Современные осадки Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
Кленова М. В. 1962. Геологическое строение Апшеронского порога. В кн.: Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
Князев В. С. 1951. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряда других отложений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
Князев В. С. 1958. Опыт изучения характера обломочного кварца (на примере продуктивной толщи Азербайджана и некоторых других отложений). Матер. по петрографии и микропалеонтол. продуктивной толщи Азербайджана, Изд. АН СССР.
Ковалевский С. А. 1925. Основные черты разреза продуктивной толщи Бакинского полукольца. Нефт. хоз., № 10.
Ковалевский С. А. 1928. Нефтяная банка Апшерона. Азерб. нефт. хоз., № 8—9.

Ковалевский С. А. 1930. Острова Бакинской бухты. Азерб. нефт. хоз., № 3.
Ковалевский С. А. 1933. *Лик Каспия*. Тр. Геол.-разв. конт. «Азнефть», вып. 2, Баку—М.
Ковалевский С. А. 1940. *Грязевые вулканы Южного Прикаспия*. Азгостоптехиздат.
Ковалевский С. А. 1944. *Великая акчагыльская трансгрессия и ее участие* в формировании продуктивной толщи. Изв. Азерб. фил. АН СССР, № 12.
Коновалов И. М. 1960. К вопросу геоморфологического районирования берегов и береговых склонов Азербайджанского побережья Каспийского моря. Тр. Инст. географии, Изд. АН Азерб. ССР, т. IX, Баку.
Конюхов И. А. 1951. Характер косой слоистости в породах продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Геол. сборник, I, Гостоптехиздат.
Конюхов И. А. 1956. История развития Дагестана в мезозойское время. Уч. зап. Моск. гос. унив., вып. 176.
Корнев В. А. 1960. Геологическое строение юго-восточной акватории Туркменского сектора Каспийского моря по данным морских геофизических исследований. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.
Косминская Н. П. 1958. *Строение земной коры по сейсмическим данным*. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., т. XIII, вып. 4, отд. геол.
Кошечкин Б. И. 1958. *Следы деятельности подвижных льдов на поверхности дна* мелководных участков Северного Каспия. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. VI.
Кузнецов С. С. 1939. О *возможном направлении эволюции земной коры*. Уч. зап. Лен. гос. унив., № 49.
Кулакова Л. С. 1962. Современные осадки и рельеф подводного склона восточной части Южного Каспия. В кн.: Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
Куприн П. Н. 1954. Инчхе-море — новая нефтеносная площадь в Дагестане. Нов. нефт. техн., геология, № 1.
Куприн П. Н. 1959. Нефтегазоносность Восточной антиклинальной зоны Дагестана. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан Тр. компл. южной геол. эксп., вып. 4.
Лебедев Н. М. 1902. Разведочные (на нефть) работы в пределах Бакинской губернии (вне Апшеронского полуострова) и Дагестанской области. Матер. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 3.
Леонтьев О. К. 1948. Следы древнекаспийских регрессий в рельефе берегового склона Дагестанского побережья Каспия. Вестн. Моск. гос. унив., № 3.
Леонтьев О. К. 1949. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря. ДАН СССР, т. 66, № 3.
Леонтьев О. К. 1951а. Следы древнекаспийских регрессий в рельефе берегового склона Дагестанского побережья Каспия. Изв. Всесоюзн. геогр. общ., т. 83, № 4.
Леонтьев О. К. 1951б. Эволюция береговой линии северодагестанского побережья Каспийского моря. Изв. Всесоюзн. геогр. общ., т. 83, № 4.
Леонтьев О. К. 1952. Ступенчатый бенч и его геологическое картирование. Вестн. Моск. гос. унив., № 9.
Леонтьев О. К. 1954. Морфологический анализ как один из основных методов изучения динамики морских берегов. Вестн. Моск. гос. унив., сер. физ.-мат. и естеств., № 10.
Леонтьев О. К. 1955. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. Моск. унив.
Леонтьев О. К. 1961. Основные черты морфологии и эволюции североазербайджанского побережья Каспийского моря. Морские берега. Тр. Океанограф. комиссии, т. VIII.
Леонтьев О. К. и Федоров П. В. 1953. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время. Изв. АН СССР, сер., геогр., вып. 4.
Лилиенберг Д. А. 1958. Особенности рельефа и новейшие тектонические движения Восточного Кавказа. Сб. «Геогр. сообщ.» (инст. географии АН СССР), М.
Лонгинов В. В. 1951. Грядовые формы подводной абразии. Тр. Инст. океанол. АН СССР, т. VI.
Малиновский Н. В. 1948. Сейсмичность Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, № 5.
Мелик-Пашаев В. С. 1956. Параллелизация свит нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского архипелага и красноцветной толщи Западной Туркмении. ДАН СССР, т. 111, № 2.
Мелик-Пашаев В. С. 1959. *Геология морских нефтяных месторождений* Апшеронского архипелага. Гостоптехиздат, М.
Месропян А. И. 1928. Хидырзиндинская нефтяная площадь. Азерб. нефт. хоз., № 11.
Мехтиев Ш. Ф. 1952. К вопросу о расчленении продуктивной толщи Азербайджана. Докл. АН Азерб. ССР, т. VIII, № 2.

Мещеряков Ю. и Левинсон В. 1951. Современные тектонические движения в южной части Русской платформы и Кавказа. Сб. матер. по обмену опытом. Геология и разв. Бюро техн.-эконом. информ. ЦИМТ нефть.
Мирошниченко В. П. 1946. Аэрогеосъемка. Геолиздат.
Мирошниченко В. П. 1954. Опыт разработки и применения аэрометодов для изучения новейших и современных тектонических движений в пределах предгорных равнин аккумулятивно-эолового типа. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. III.
Мирошниченко В. П. 1958. Схема тектоники мелководной зоны Каспийского моря у туркменского побережья. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. VI.
Мирчинк М. Ф. 1926. *Еще раз о генезисе продуктивной толщи. Азерб. нефт. хоз.*, № 10.
Мирчинк М. Ф. 1931. Стратиграфические соотношения палеогеновых и меловых свит на Юго-Восточном Кавказе. Азерб. нефт. хоз., № 2.
Мирчинк М. Ф. 1933а. Геологические исследования в северной и северо-восточной частях планшета 1—3 (Кемиш-даг) Кабристанских пастбищ. Тр. Геол.-разв. конт. «Азнефть», вып. 1, Баку.
Мирчинк М. Ф. 1933б. Общие исследования Каспийского побережья между ст. Зорат и Дивичи. Год. отчет Нефт. геол.-разв. инст. за 1931 г.
Мирчинк М. Ф. 1934. Проблемы нефтеносности Прикаспийского района. Тр. Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. 8.
Мирчинк М. Ф. 1935. Обзор геологического строения Апшеронского полуострова. Тр. Азерб. фил. АН СССР, т. VI.
Мирчинк М. Ф. 1939. Нефтяные месторождения Азербайджана. Азерб. гос. объед. научн.-техн. изд.
Мишунина З. А. 1932. К стратиграфии меловых отложений северного Кабристана. Тр. *Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б., вып. 14.*
Мордвилко Т. А. 1960. Нижнемеловые отложения северного Кавказа и Предкавказья. Изд. АН СССР, М.—Л.
Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XXXII, вып. 5.
Невесский Е. Н. 1954. Опыт исследования потоков песчаных наносов минералогическим методом. Тр. Инст. океанол., т. X.
Непрочнов Ю. П. 1960. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, № 1.
Несмеянов Д. В. 1959. Структурное развитие и нефтегазоносность передовых антиклинальных зон Дагестана. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан (Тр. комплексн. южн. геол. эксп., вып. 4).
Обедиентова Т. В. 1956. Доакчагыльское русло Волги. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6.
Обручев В. А. 1908. К вопросу о передвижении более грубых осадков вдоль берегов водных бассейнов. Изв. Томского техн. инст.
Паффенгольц К. Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Ереван.
Петрусевич М. Н. 1954. Геологосъемочные и поисковые работы на основе аэрометодов. Госгеолтехиздат.
Петрушевский Б. А., Резанов И. А., Ростовцева В. А. и Монов Н. И. 1954. О тектонике западной Туркмении. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XXIX, (4).
Порфирьев В. Б. 1938. Глубинная тектоника Прикаспийской низменности. ДАН СССР, т. 19, № 9.
Потапов И. И. 1946. Балахинская свита и средний отдел продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, № 11.
Потапов И. И. 1947. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, вып. 1, № 2.
Потапов И. И. 1954а. О происхождении продуктивной толщи Апшерона. Тр. Инст. геол. АН Азерб. ССР, т. XV, Баку.
Потапов И. И. 1954б. Апшеронская нефтеносная область (геологическая характеристика). Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Применение аэрометодов для геологических исследований морского дна. 1956. Краткое методическое руководство. Под редакцией В. В. Шаркова и Д. М. Кудрицкого. Гостоптехиздат, Л.
Пустовалов И. Ф. 1936. Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Тр. Центр. науч.-иссл. геол.-разв. инст. (ЦНИГРИ), вып. 83.
Пустовалов Л. В. 1951. Об обломочном кварце из продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
Путкарадзе А. Л. 1955. К истории геологического развития Южного Каспия. Докл. АН Азерб. ССР, т. XI, № 1.

Путкарадзе А. Л. 1958а. Стратиграфические и тектонические соотношения на границе верхнего и среднего плиоцена Юго-Восточного Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 1.
Путкарадзе А. Л. 1958б. Бакинский архипелаг. Азерб. Гос. изд. нефт. и науч.-иссл. лит., Баку.
Рейнгард А. Л. 1932. Исследования по четвертичной геологии в районе Шахдага и Кусарской наклонной равнины (Азербайджан) летом 1930 г. Изв. Всесоюзн. геол.-развед. объед., вып. 13.
Ренгартен В. П. 1939. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии Международ. геол. конф. Гостоптехиздат.
Ренгартен В. П. 1941. Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. I.
Ренгартен В. П. 1961. Опорные разрезы нижнемеловых отложений Дагестана. Изд. АН СССР.
Рихтер В. Г. 1954. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. географ., № 5.
Романова М. А. 1957. О возрасте магматических пород окрестностей г. Красноводска. ДАН СССР, т. 117, № 5.
Романова М. А. 1960. Опытная аэропетрографическая съемка современных песков северо-западного Прикаспия. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. IX.
Скорнякова Н. С. 1955а. К четвертичной истории Каспийского моря. ДАН СССР, т. 102, № 2.
Скорнякова Н. С. 1955б. Минералогический состав осадков подводного склона западного побережья Среднего Каспия. ДАН СССР, т. 101, № 3.
Скорнякова Н. С. 1962. Геологическое строение и современные осадки подводного склона западного побережья средней части Каспийского моря. В кн.: Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
Соловьев В. Ф. 1952. К вопросу о строении Апшеронского порога. ДАН СССР, т. LXXXV, № 5.
Соловьев В. Ф. 1954а. Рельеф и строение Апшеронского порога. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
Соловьев В. Ф. 1954б. Тектоническая схема подводного склона восточного побережья Южного Каспия. ДАН СССР, т. XCVI, № 3.
Соловьев В. Ф. 1956а. Некоторые вопросы тектоники Каспийского моря. Тр. Совещ. по тектонике Альпийск. геосинклинальн. обл. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Соловьев В. Ф. 1956б. Об особенностях дифференциации современных осадков Приапшеронского района Каспийского моря. Современные осадки Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
Соловьев В. Ф. 1956в. О некоторых карбонатных осадках Каспийского моря. Современные осадки Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.
Соловьев В. Ф. и Кулакова Л. С. 1956. Геологическое строение и перспективы нефтеносности подводного склона восточного берега Каспия. Тр. Инст. геол. АН Туркм. ССР, т. I.
Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С. и Агапова Г. В. 1958. Горные хребты на дне Южного Каспия. Природа, № 8.
Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С. и Агапова Г. В. 1959. Рельеф и современная тектоническая структура дна Южного Каспия. ДАН СССР, т. 129, № 5.
Соловьев В. Ф. и Скорнякова Н. С. 1955. Тектоническая схема подводного склона западного побережья Среднего Каспия. ДАН СССР, т. 102, № 5.
Соловьев О. Н. 1959. Результаты аэромагнитной съемки в районах Прикаспия. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. VIII.
Сорокин А. И. 1930. К геологии Хидырзиндинской нефтяной площади. Азерб. нефт. хоз., № 7—8.
Спиридонов А. И. 1937. Геоморфологический очерк прибрежной полосы северо-западной части Апшеронского полуострова. Землевед., т. XXIX, № 2.
Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии, ч. I и II. Госгеолиздат.
Сулейманов Д. М. 1953. Подводный склон побережья Каспийского моря между Апшеронским полуостровом и заливом им. С.М. Кирова. Изд. АН Азерб. ССР.
Сулейманов Д. М. и Жило П. В. 1958. К вопросу о формировании береговой линии западного побережья Каспия в пределах Бакинского архипелага. Уч. зап. Азерб. унив., № 3.
Сулейманов Д. М. и Путкарадзе А. Л. 1954. Бакинский архипелаг. Геология Азербайджана. Месторождения нефти и газа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Султанов А. Д. 1949а. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР.
Султанов А. Д. 1949б. Цикличность в осадкообразовании продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Докл. АН Азерб. ССР, т. V, № 11.

Султанов К. М. 1951. К вопросу о времени переселения *Cardium edule* L. в Каспийском море. Докл. АН Азерб. ССР, т. VII, № 2.
Тамразян Г. П. 1956а. К вопросу о Каспийском перешейке. Докл. АН Азерб. ССР, т. XII, № 3.
Тамразян Г. П. 1956б. К вопросу о Среднекаспийской суше. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XXXI (1).
Тамразян Г. П. 1959. Об одной особенности распределения нефтегазовых месторождений Азербайджанской ССР и газовых месторождений РСФСР. ДАН СССР, т. 124, № 6.
Тамразян Г. П. 1960. Структурная схема Апшеронского полуострова и прилегающих районов Каспийского моря. ДАН СССР, т. 130, № 5.
Тихомиров В. Г. 1959. Некоторые соображения о процессах, происходящих в зонах погружения земной коры. Сб. тр. Геол. инст. АН Груз. ССР.
Трушкин П. Г. 1958. Связь доплиоценового рельефа в нефтеносных районах Куйбышевского Заволжья с тектоническим строением. Нов. нефт. техн., геология, № 1.
Туголесов Д. А. 1948. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
Тумикян Г. Г. и Рапопорт С. Я. 1957. Тектоника Бакинского архипелага в свете данных сейсморазведки. Нов. нефт. техн., № 4.
Ульский А. 1863. Предварительные исследования рельефа дна Каспийского моря. Морской сборник, № 6.
Успенская Н. Ю. 1934. Обзор геологического строения третичных отложений Дагестана. Тр. Сев.-Кавк. конф. геол. нефт., вып. 6.
Федоров П. В. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 10.
Федынский В. В. 1951. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР.
Фотиади Э. Э. 1956. О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части СССР. В кн.: Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. 1, Тр. ВНИГРИ, вып. 96, Гостоптехиздат, Л.
Хаин В. Е. 1936. Характер контакта меловых и третичных отложений вдоль Каспийского побережья Северного Азербайджана. Азерб. нефт. хоз., № 5.
Хаин В. Е. 1939. Новые данные о геологическом строении Юго-Восточного Кавказа. Тр. Геол. инст. Азерб. фил. АН СССР, т. XII (63).
Хаин В. Е. 1947а. Новые данные по тектонике Прикаспийской нефтеносной провинции. Тезисы доклада. Сес. уч. сов. Аз. нефт. эксп. СОПС АН СССР.
Хаин В. Е. 1947б. Разрез и фации мезозоя Юго-Восточного Кавказа по данным новейших исследований. Тр. Инст. геол. АН Азерб. ССР, т. XIII.
Хаин В. Е. 1948. О генетической природе антиклинальных складок Юго-Восточного Кавказа. Азерб. нефт. хоз., № 3.
Хаин В. Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтеиздат, Баку.
Хаин В. Е. 1951. Взгляды И. М. Губкина на тектонику Азербайджана и их развитие в трудах азербайджанских геологов. Сб. памяти акад. И. М. Губкина. Изд. АН СССР, М.
Хаин В. Е. 1953. Тектоника. Большой Кавказ. Геология Азербайджана. Тектоника, грязевой вулканизм, история геологического развития. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Хаин В. Е. 1954. Тектонические проблемы Каспийской впадины. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., т. LIX, геол. отд., т. XXIX, вып. 2.
Хаин В. Е. 1958. Тектоника нефтеносных областей (под ред. Косыгина Ю. А.). Гостоптехиздат.
Хаин В. Е. и Ахмедбейли Ф. С. 1957. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория. В кн.: Материалы по геологии северо-восточного Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР.
Хаин В. Е. и Гроссгейм В. А. 1953. Морские и речные террасы и древние поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 1.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. 1950а. Основные элементы геотектоники Кавказа в герцинском цикле. Докл. АН Азерб. ССР, т. I, № 2.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. 1950б. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 3.
Хаин В. Е., Султанов А. Д. и Алиев А. Г. 1952. Плиоцен — продуктивная толща. Геология Азербайджана. Геоморфология и стратиграфия. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. 1952. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.

Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. 1954. Прикаспийско-Кубинская область. Геология Азербайджана. Месторождения нефти и газа. Изд. АН Азерб. ССР.
Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. 1957. Геологическое строение северо-восточного склона Юго-Восточного Кавказа. В кн.: Материалы по геологии северо-восточного Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР.
Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Соловьев В. Ф. и Григорьянц Б. В. 1955. Тектоническое положение Апшеронского полуострова в системе Большого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
Церетели Д. В. 1953. К вопросу о распространении *Cardium edule* L. на южном побережье Каспийского моря. Тр. Конфер. по геоморф. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, Баку.
Цимельзон И. О. 1957. Тектоника Прикаспийско-Кубинской нефтеносной области Азербайджана по данным геофизических исследований. Нов. нефт. техн., отд. геол., № 6.
Цимельзон И. О. 1959. К проблеме геологической интерпретации Талышско-Вандамского гравитационного максимума (Кюрдамирского моста) в Азербайджане. Геол. нефти и газа, № 3.
Чернобров В. С. 1927. К петрографии продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 11—12.
Шарданов А. Н. и Пеклo В. П. 1960. Верхний мел северного крыла северо-западного Кавказа. Тр. Краснодарского фил. ВНИИ нефть. Геолог. сборник, вып. 3.
Шариков Ю. Д. 1963. Определение элементов волн по одиночным аэроснимкам. В кн.: Применение аэрометодов для исследования моря (под общей редакцией проф. В. Г. Зденовича). Изд. АН СССР, Л.
Шариков Ю. Д. и Черкасов И. А. 1961. Опыт применения аэрофотосъемки в изучении морских поверхностных течений. Метеорология и гидрология, № 3.
Шарков В. В. 1958а. Краткая литолого-стратиграфическая характеристика и признаки дешифрирования горных пород, слагающих морское дно. В кн. Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.—Л.
Шарков В. В. 1958б. О мощном извержении газа на дне Каспийского моря к северо-востоку от мыса Амия. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. VI.
Шарков В. В. 1958в. Геологическое строение подводного склона Дагестанского побережья в районе Избербашской и Каякентской складок. В кн.: Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.—Л.
Шарков В. В. 1960. Геоморфологические исследования мелководий Кавказского побережья с применением аэрометодов. Геоморфологическая комиссия при ОГГН АН СССР. Ротапринт Географич. общ. СССР, Л.
Шарков В. В. 1962. Геологическое картирование. В кн.: Аэрометоды изучения природных ресурсов. Географиз, М.
Шарков В. В. и Гурьева З. И. 1958а. Геологическое строение подводного склона Приапшеронского района. В кн.: Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.—Л.
Шарков В. В. и Гурьева З. И. 1958б. Геологическое строение подводного склона Прикаспийского района. В кн.: Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.—Л.
Шарков В. В. и Зубенко Ф. С. 1954. Разрушение острова Кумани по данным аэрофотосъемки. Сб. стат. Лабор. аэром. АН СССР, Изд. АН СССР.
Шарков В. В. и Зубенко Ф. С. 1958. Геологическое строение северной части района Бакинского архипелага. В кн.: Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. Изд. АН СССР, М.—Л.
Шатский Н. С. 1946. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изд. АН СССР, сер. геол., № 4.
Шварц Л. Я. 1957а. Расчленение красноцветной толщи и составление ее разрезов по площадям Прибалханского района. Тр. Туркмен. фил. Всесоюзн. науч.-исслед. инст.
Шварц Л. Я. 1957б. Расчленение и корреляция разрезов продуктивной толщи Прибалханского района и Апшеронского полуострова. Нов. нефт. техн., геология, № 3.
Шегрен Н. 1891. Геологические исследования Бинагадинского района Апшеронского полуострова. «Матер. для геол. Кавказа», сер. 2, кн. 5.
Шек-Овсепян О. Т. 1935. Нефть в Прикаспийском районе. Нов. нефт. геол., № 5 (15).
Шипард Ф. 1951. Геология моря. (Перевод с английского В. В. Лонгинова, В. П. Петелина и Г. Б. Удинцева). Изд. ИЛ, М.
Ширинов Н. Ш. 1959а. История развития рельефа Апшеронского полуострова в четвертичное время. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 2.
Ширинов Н. Ш. 1959б. Геоморфология Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 2.

Ширинов Н. Ш. 1959в. Морфология и некоторые вопросы динамики современных берегов Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 6.
Шнитников А. В. 1956. Ритм Каспия в послевалдайское время (эпоха поствюрма). Сб.: Чтения памяти Л. С. Берга, I—III, Изд. АН СССР.
Шульц С. С. 1948. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Зап. Всесоюзн. географ. общ., нов. сер., т. 3. Географиздат, М.
Шульц С. С. и Можаев Б. Н. 1956. Опыт изучения тектонического строения морского дна Северного Каспия и его побережий по данным аэрогеологических исследований. Тр. Лабор. аэром. АН СССР, т. V.
Юнов А. Ю. 1960. Тектоническое строение северной части Южно-Каспийской впадины и перспективы ее нефтегазоносности. Геология нефтегазоносных районов СССР. Тр. Москов. инст. нефтехимич. и газов. пром. им. И. М. Губкина, вып. 27. Гостоптехиздат.
Юшкин Е. М. 1897. К вопросу о разведках на нефть в Бакинской губернии и Хидырзиндинских в частности. Горн. журн., т. II, № 4.
Юшкин Е. М. 1898. К геологии Хидырзиндинского нефтяного месторождения. Горн. журн., т. III.
Юшкин Е. М. 1899. К Хидырзиндинским разведочным работам в связи с вопросом о местном топливе для Баку-Петровской ж. д. (геол. очерк). Нефт. дело, № 1, Б.
Якубов А. А. 1953. Грязевые вулканы. Журн. Вокруг света, № 9.
Якубов А. А. 1959. Извержение грязевого вулкана банки Макарова. Изв. высш. уч. завед., Нефть и газ, № 1.
Якубов А. А. и Путкарадзе А. Л. 1951. Извержение острова Кумани. Азерб. нефт. хоз., № 2.
Яншин А. Л. 1951. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР.
Ясенев Б. П. 1933. Годовой отчет о работах за 1931 г. в пределах Прикуринского района. Год. отчет. НГРИ за 1931 г.

Cameron H. L. 1950. The use of aerial photography in seaweed Surveys. Photogrammetric Engin., vol. XVI, № 4.
Cameron H. L. 1952. The measurement of water current velocities by parallax methods. Photogrammetric Engineering, vol. XVIII, № 1.
Hack John T. 1948. Photo-interpretation in military geology. Photogrammetric Engineering, vol. XVI, № 4.
Johnson D. W. 1919. Shore processes and Shoreline development. New York.
McCardy P. G. 1947. Manual of coastal delineation from aerial photographs. Washington.
McCardy P. G. 1950. Coastal delineation from aerial photographs. Photogrammetric Engineering, vol. XVI, № 4.
Moore J. G. 1947. The determination of the depths by extinction coefficients of shallow water by air photography using colour filters. Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, № 816, vol. 240, 21 January.
Seiwell H. R. 1949. Oceanographic factors in underwater depth determination by aerial photography. Photogrammetric Engin., vol., XV, № 1.

Фондовые работы

Агаев М. А., Адонц Э. А., Савельева Е. Н. 1961. Отчет о региональных сейсморазведочных работах в юго-западной и средней части Каспийского моря в 1960—61 гг. (сейсморазведочная партия № 3/60). Фонды Азерб. геол. упр., Баку.
Агаев М. А., Зверева Г. С., Хованова А. Р. 1959. Отчет о морских сейсморазведочных работах на участке банки Борисова в Бакинском архипелаге в 1958—1959 гг. (Сейсмическая партия в № 3—58). Фонды Азерб. геол. упр., Баку.
Адонц Э. А., Рыбалко Е. И. 1960. Отчет о сейсморазведочных работах МОВ в Приапшеронском районе на участке структура «Южная». Фонды Азерб. геол. упр., Баку.
Алиев А. К. 1952. Геологическое строение и нефтеносность продуктивной толщи Апшеронского архипелага. Работа на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. наук. Фонды Азерб. индустриального инст. им. Азизбекова, Баку.
Алиев А. К. и Камладзе А. А. 1948а. Остров Жилой. Отчет Азерб. нефт. эксп. СОПС АН СССР, т. IX. Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.
Алиев А. К. и Камладзе А. А. 1948б. Геологическое описание островов Апшеронского архипелага. Отчет Азерб. Нефт. экспед. СОПС АН СССР, т. IX. Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.

Алиев А. К. и Ушаков А. П. 1948. Геологическое описание поднятия Гюргяны-море. Отчет Азерб. Нефт. экс. СОПС АН СССР, т. IX. Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.

Аронов Л. Е., Гагельганц А. А., Заончковский М. А., Косминская Н. П., Кракшина Р. М. 1957. Разработка методики глубинного сейсмического зондирования на море и изучение строения земной коры центральной части Каспийского моря. Фонды ВНИИгеофизика, М.

Ваньков Н. И. 1955. Инструментальная геологическая съемка северо-восточного побережья о. Жилого. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Вартанов С. П., Габриелян Т. В., Коган Л. Н., Корнев В. В. 1959. Отчет о работах опытно-методической сейсмической партии 18/58 на Каспийском море в 1958 г. Фонды ВНИИгеофизика, М.

Вассоевич Н. Б. 1951. Тектоника третичных отложений Дагестана. Фонды ВНИИГРИ, Л.

Ганбаров Ю. Г. 1959. Отчет о работах опытной морской сейсмической партии 1/58 за 1958 г. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Григорьянц Б. В. 1953. Геологическое строение юго-восточной части Кургачидагского поднятия (предварительный отчет за 1952 год). Фонды Азморнефтеразведки, Баку.

Григорян Н. Б. 1960. Отчет о работах СП № 3/59 в средней части Каспийского моря на участке Апшеронский порог в 1959, т. I. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Гурьева З. И. 1953. Результаты геолого-геоморфологических исследований мелководной зоны Каспийского моря к северу от Апшеронского полуострова. Отчет Каспийской экспедиции Лаборатории аэрометодов за 1952 г. Фонды Лабор. аэром., Л.

Заикина И. М. 1953. Результаты картировочного бурения в морской полосе мыс Алят—о. Булла и о. Глиняный. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Заикина И. М. 1956. Результаты картировочного и структурно-поискового бурения на площади о. Жилой—Нефтяные Камни (1949—1954). Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Зайналов З. И. и Ушаков А. П. 1948. Отчет Азербайджанской нефтяной экс. СОПСа за 1945—1947 гг., т. IV. Апшеронский полуостров. Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.

Зубенко Ф. С. 1953. Результаты геолого-геоморфологических исследований мелководной зоны Каспийского моря в районе Бакинского архипелага. Отчет Каспийской экспедиции Лаборатории аэрометодов за 1952 г. Фонды Лабор. аэром., Л.

Куликов В. И. и Хенкина А. М. 1956. Обобщение сейсмических материалов по Апшеронскому полуострову и прилегающим морским площадям, т. I. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Куприн П. Н. 1953. Геологическое строение и залежи нефти и газа Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана (предварительный отчет). Фонды Дагнефти, Махачкала.

Куприн П. Н. 1955. Восточная антиклинальная зона Южного Дагестана (геология и нефте-газоносность). Кандидатская диссертация. Фонды МГУ, М.

Леонтьев О. К. 1948. Предварительный отчет о работах по геологической съемке морского дна в районе Избербаша. Фонды Дагнефти, Махачкала.

Леонтьев О. К. 1949. Отчет о подводных геологосъемочных работах в районе Избербаша. Фонды Дагнефти, Махачкала.

Леонтьев О. К. 1950. Отчет о подводной геологической съемке в районе Инчхе—Каякент—Берикей. Фонды Дагнефти, Махачкала.

Леонтьев О. К. и Куприн П. Н. 1951. Геологическое строение побережья Южного Дагестана. Фонды Дагнефти, Махачкала.

Леонтьев О. К., Финько В. И. и Ибрагимов Д. М. 1952. Геологическое строение северодагестанского побережья. (Геол. отчет за 1951 г.). Фонды Дагнефти, Махачкала.

Меликов И. А. 1939. Отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Апшеронского полуострова летом 1939 г. Фонды Азморнефтеразведки, Баку.

Мурадян В. М. 1953. Геологический отчет о производстве структурно-картировочного бурения в районе ст. Ситалчай—Яшма. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Мурадян В. М. 1954. Геологический отчет о производстве структурно-картировочного бурения в районе Советабад в 1951—1953 гг. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Мурадян В. М. 1955. Геологический отчет о производстве структурно-картировочного бурения на площади Яшма (1953—1955 гг.). Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Мурадян В. М. 1956. Геологический отчет о производстве структурно-поискового бурения в районе Тек-чай в 1954—1955 гг. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Мурадян В. М. 1960. Геологический отчет о результатах структурно-поискового бурения на площади Бегимдаг—Тегчай (Тегчай—Кешчай) в 1957—1960 гг. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Путкарадзе А. Л., Заикина И. М. и Халилбейли Ч. А. 1954. Краткие итоги работ за 1953 г. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Рапопорт С. Я., Гоберман К. И. и Яштайкина Т. И. 1959. Отчет о морских глубоководных сейсморазведочных работах в южной части Каспийского моря на участке Апшеронский порог и в Прикаспийском районе на участке устье Самура—Хачмас в 1958 г. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Соловьев В. Ф. 1948. Геологическое описание банок. Отчет Аз. нефт. экспед. СОПС АН СССР, т. IX. Фонды Геол. инст. АН СССР.

Соловьев В. Ф. 1951. Геологическое строение подводного склона Каспийского моря в связи с нефтеносностью (геологическое строение подводного склона Каспийского моря к северу от Апшеронского полуострова от мыса Амия до мыса Амбуранского. Фонды Геол. инст. АН СССР, М.

Сулейманов Д. М. и Пашаллы Н. В. 1952. Геологическое строение и нефтеносность прибрежной части Каспийского моря в пределах Азербайджана. Отчет за 1951 г. Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.

Топлова А. 1939. Геологический отчет по морским работам в районе Гюргяны-море за 1938 г. Фонды Объединения «Азнефть», Баку.

Требукова Б. Д. 1953. Отчет о работах опытно-производственной сейсмической партии № 5—52 в юго-восточной части Прикаспийского района и северо-западной части Апшеронского полуострова. Аз. геофиз. контора. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Требукова Б. Д. 1959. Отчет о работах глубинным сейсмическим зондированием партии 7—8 в юго-восточной части Куринской впадины Азербайджанской ССР. Геол. фонд Азерб. ССР.

Хаин В. Е. 1938. Материалы по геологии Прикаспийского района в северо-восточном Азербайджане. Фонды Азморнефтеразведки, Баку.

Хенкина А. М. 1959. Тектоника Бакинского архипелага по данным сейсморазведки. Фонды Азерб. геол. упр., Баку.

Шарданов А. Н. 1951. Геологическое строение юго-восточной части Прикаспийского района. Отчет о геологических исследованиях в 1950 г. Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.

Шарданов А. Н. 1953а. Геологическое строение Тенгинско-Бешбармакского антиклинория. Отчет о геологических исследованиях в 1950 г. Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.

Шарданов А. Н. 1953б. Геологическое строение верховьев р. Пирсагат и Гядысуйской антиклинали (отчет за 1952 г.). Фонды Инст. геол. АН Азерб. ССР, Баку.

Шарков В. В. 1951. Первые результаты применения аэрометодов при исследованиях морского дна в Приапшеронском районе и в районе Бакинского архипелага Каспийского моря. Отчет Каспийской экспедиции Лаборатории аэрометодов. Фонды Лабор. аэромет., Л.

Шарков В. В. 1953. Отчет о дополнительных работах Каспийской экспедиции Лаборатории аэрометодов за 1952 г. Фонды Лаборатории аэром., Л.

Шарков В. В. и Гурьева З. И. 1954. Геологическое строение подводного склона Каспийского моря к северу и к северо-западу от Апшеронского полуострова по данным аэрогеологических исследований. Отчет Каспийской экспедиции Лаборатории аэрометодов АН СССР за 1953 г. Фонды Лабор. аэром., Л.

Шарков В. В. и Гурьева З. И. 1955. Опыт выявления геологического строения мелководных участков подводного склона западного побережья Каспийского моря на основе аэрофотосъемки. Часть II. Фонды Лабор. аэром., Л.

Шарков В. В. и Гурьева З. И. 1956. Геолого-геоморфологическое строение подводного склона Прикаспийского района Азербайджанской ССР. Отчет о работах геолого-геоморфологического отряда Каспийской экспедиции за 1955 г. Фонды Лабор. аэром., Л.

Юров Ю. Г. и Данилова З. Г. 1957. Отчет о работах морской сейсмической партии 4/56 и 5/56 НИМГЭ за 1956 г. Фонды ВНИИгеофизика, М.

Юров Ю. Г., Вартанов С. П. 1958. Отчет о работах морской сейсмической партии 13/57 НИМГЭ за 1957 г. Фонды ВНИИгеофизика, М.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

Глава I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДВОДНОГО СКЛОНА 7

Местоположение, границы и районирование исследованной территории 7
Краткая характеристика рельефа подводного склона 8
Гидрометеорологическая характеристика 12
Донная фауна и флора 15

Глава II. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ 19

Техника полевого дешифрирования аэроснимков морского дна по аэроснимкам 19
Анализ геологического строения морского дна по аэроснимкам 23
Дешифрирование геоморфологических особенностей дна мелководий морей и берегов 30
Составление геологических и геоморфологических карт морского дна на основе аэроснимков 36
Опыт использования звукового геолокатора (ЗГЛ-2) при полевом геолого-геоморфологическом дешифрировании аэроснимков морского дна 39

Глава III. СТРАТИГРАФИЯ, КРАТКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД И ПРИЗНАКИ ИХ ДЕШИФРИРОВАНИЯ НА АЭРОСНИМКАХ 41

Меловая система 42
Палеогеновая система, нижний миоцен и низы среднего миоцена 47
Неогеновая система 50
Четвертичная (антропогеновая) система 94

Глава IV. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ 110

Дагестанский морской район 110
Кусаро-Дивичинский морской район 122
Прикаспийско-Приапшеронский морской район 126
Джейранкечмесский морской район 201
Район Бакинского архипелага 202
Акватория Нижнекуринского района 220
Основные представления о структурно-тектонических особенностях Бакинского архипелага и Нижнекуринского района 221

Глава V. ОСНОВНЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ НА ПОДВОДНОМ СКЛОНЕ ЗАПАДНОГО БЕРЕГА КАСПИЙСКОГО МОРЯ 228

Волновые процессы 229
Рельефообразующая роль течений 233
Тектонические движения и эвстатические колебания уровня моря . . . 234
Грязевулканические проявления как рельефообразующий фактор 250
Подводное выветривание 252
Рельефообразующее значение подводной растительности и донной фауны 253
Гравитационные перемещения грунтов 254
Пассивные рельефообразующие факторы 254

Глава VI. ГЕОМОРФОЛОГИЯ 256

Дагестанский морской район 257
Кусаро-Дивичинский морской район (синклинорий) 271

Прикаспийско-Приапшеронский морской район 284
Джейранкечмесский морской район 315
Район Бакинского архипелага 316
Акватория Нижнекуринского района 341

Глава VII. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА 349

Основные элементы геологической структуры и их соотношение с рельефом Каспийской впадины 349
Доплиоценовый этап 361
Плиоценовый этап 378
Четвертичный этап 392

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 407

ЛИТЕРАТУРА 416

К книге прилагается 5 вкладок в конверте.

Виталий Васильевич Шарков

ГЕОЛОГИЯ ПОДВОДНОГО СКЛОНА ЗАПАДНОГО БЕРЕГА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Утверждено к печати

Лабораторией аэрометодов

Государственного геологического комитета СССР

Редактор Издательства *И. А. Шенгер.* Художник *Д. С. Данилов*
Технический редактор *М. Н. Кондратьева.* Корректоры *Л. М. Бова*, *Ш. А. Иванова* и *Н. З. Петрова*

Сдано в набор 20/VIII 1963 г. Подписано к печати 10/II 1964 г. РИСО АН СССР № 151—67 В. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 13,5. Печ. л. 27=36,99 усл. печ. л. +8 вкл. Уч.-изд. л. 37.2 + 8 вкл. (3.54). Изд. № 1736. Тип. зак. № 351. М-24031. Тираж 800.
Тем. план 1964 г. 773
Цена 3 р. 10 к.

Ленинградское отделение Издательства «Наука»
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. Издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страницы	*Строка*	*Напечатано*	*Должно быть*
13	6 сверху	Севернее	Южнее
96	14 снизу	В. П. Федорову	П. В. Федорову
155	Рис. 60	*Вместо* Шувелянская	*вблизи мыса Шоулан должно быть* Шоуланская
182	16 снизу	(рис. 7)	(рис. 26)
241	4 сверху	может	он может
258	21 »	В. П. Федоров	П. В. Федоров
279	2 »	с севера на юг	с юга на север
295	15 снизу	под	над
331	27 сверху	северо-востоку	северо-западу
352	2 снизу	вместе	вместо
358	29 сверху	небольших	наибольших
425	18 снизу	Изд.	Изв.
428	26 »	в 1950 г.	в Прикаспийском районе в 1951 г.

В. В. Шарков

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В магазинах конторы «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже книги:

Аэрогеологическая съемка мелководных зон Каспийского моря. 1958. 139 стр. Цена 40 к.

Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. 1963. 164 стр. Цена 1 р. 1 к.

Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. Вопросы геологии третичных нефтеносных бассейнов Прикаспия. 1961. 160 стр. Цена 1 р. 20 к.

Вистелиус А. Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. 1963. 203 стр. Цена 1 р. 37 к.

Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. 1962. 256 стр. Цена 2 р. 33 к.

Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. (Авторы Кленова М. В. и др.). 1962. 638 стр. Цена 4 р. 28 к.

Приводится обзор истории геологических исследований на Каспийском море и дается общее представление о геологическом строении прилегающей к нему суши. Описываются геологическое строение подводного склона Каспийского моря, история геологического развития Каспийской впадины, тектоника и нефтеносность подводного склона и донные отложения Каспия.

Геология Закаспия. Вып. 1. 1958. 148 стр. Цена 97 к.

Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. 1956. 286 стр. Цена 1 р. 76 к.

Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. 1960. 272 стр. Цена 1 р. 70 к.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. 1962. 711 стр. Цена 4 р. 55 к.

3 р. 10 к.

267