

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



**ГЕОЛОГО-
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
КАСПИЙСКОГО
МОРЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО НАУКЕ И ТЕХНИКЕ

Научный совет по комплексному изучению проблем
Каспийского моря

Институт водных проблем

**ГЕОЛОГО-
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
КАСПИЙСКОГО
МОРЯ**

4317



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. — М.: Наука, 1983.

Сборник статей обобщает результаты геологических, геофизических и геоморфологических исследований Каспийского моря, полученные в последнее время. Освещаются итоги региональных и локальных сейсмических работ, рассматриваются вопросы древней и молодой тектоники Южно-Каспийской впадины и различные аспекты геологии Каспия; приводятся результаты поисковых и разведочных работ на нефть и газ с применением различной методики; обсуждаются вопросы региональной геоморфологии, проблемы колебания уровня Каспия и опыт применения новейших методов (в том числе анализ космических снимков) в исследовании рельефа шельфовых территорий.

Ответственные редакторы:

Г.В. ВОРОПАЕВ, Л.И. ЛЕБЕДЕВ, О.К. ЛЕОНТЬЕВ

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Утверждено к печати Институтом водных проблем АН СССР

Редактор издательства *Э.Б. Травицкая*

Художник *С.Б. Генкина*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*

Технический редактор *Н.М. Петракова*. Корректор *Л.А. Агеева*

ИБ № 27630

Подписано к печати 01.11.83. Т — 16493. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,5 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 10,2. Уч.-изд.л. 13,1
Тираж 700 экз. Тип. зак. 813. Цена 2 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Каспийское море — уникальный природный водоем нашей планеты. В ходе эволюции он оказался изолированным от Мирового океана, но тем не менее по морфометрическим характеристикам (площади, глубине) и особенностям природных условий относится к водоемам морского типа. Этот крупный элемент альпийского пояса горообразования пережил сложную геологическую историю. В современную стадию развития и, по-видимому, в течение всего четвертичного периода Каспийское море служило водоприемным бассейном крупнейших речных систем. Тектоническое развитие каспийской впадины, с одной стороны, и изменения увлажненности бассейнов питающих море рек — с другой, обусловили значительные колебания его уровня. Это делает Каспийское море интересным и ключевым объектом для исследования закономерностей изменения уровня бессточных водоемов, выявления в этом сложном процессе роли эндогенной и экзогенной составляющих, для изучения древних береговых линий, морских террас и восстановления истории развития моря.

Каспийское море — источник разнообразных природных ресурсов — биологических, минеральных, рекреационных. Четверть общих уловов рыбы во внутренних водоемах СССР и 90% мировых уловов осетровых приходится именно на данный водоем. Каспий — единственный в Советском Союзе район поиска и разработки морских нефтяных и газовых месторождений, а также важнейших воднотранспортных путей и перспективного освоения крупных рекреационных ресурсов.

Для более эффективного использования природных ресурсов Каспийского моря необходимо прежде всего комплексное изучение физико-географических условий этого своеобразного по своей природе водоема. Важное место в этом комплексе занимают геолого-геоморфологические исследования. Рассмотрению и обсуждению результатов этих исследований, выполненных на Каспийском море в 1970-х годах, была посвящена научная конференция, проведенная в г. Баку в июне 1979 г. Конференция была организована геолого-геоморфологическими секциями Научного совета по комплексному изучению проблем Каспийского моря ГКНТ и АН СССР и Научного совета АН АзССР по проблемам Каспийского моря. Конференция проходила под девизом "Новое в геолого-геоморфологическом изучении Каспийского моря". В работе конференции приняли участие специалисты ряда научных и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Баку, Ашхабада, Махачкалы, Астрахани, Уфы, Ростова-на-Дону.

Предлагаемый сборник составлен из статей, написанных по материалам конференции. В них обобщены новые данные по геотектонике, геологии и геоморфологии Каспийского региона как в целом, так и по отдельным его частям. В сборнике приведены оригинальные материалы по сейсмо-

гии, четвертичной геологии, палеогеографии, геохимии, грязевому вулканизму Каспийского моря, а также рассмотрены новые методы исследования геологического строения и рельефа морского дна — геофизические, геоакустические, морфометрические, дистанционные (в том числе с использованием информации, полученной с космических кораблей). Показаны результаты использования этих методов при поисковых и разведочных работах в море на нефть и газ. Проанализированы данные об изменении уровня Каспийского моря за последние 10 тыс. лет.

В материалах сборника подводятся итоги определенному этапу геолого-геоморфологических исследований Каспийского моря. Мы надеемся, что они будут интересны и полезны всем, кто занимается изучением рельефа и геологического строения каспийской впадины, а также поисками, разведкой и промышленным освоением нефтяных и газовых месторождений моря.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ТЕКТОНИКА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

УДК 550.343.4

Р.А. Агамирзоев, Э.К. Гюль

СЕЙСМОТЕКТОНИКА КАСПИЙСКОГО МОРЯ И ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН

Впадина Каспийского моря — это гигантская депрессия меридионального простираения. Северная ее часть расположена в пределах докембрийской Русской платформы, которая на юге окаймлена более молодой эпигерцинской платформой. Южная часть Каспийской впадины входит в зону альпийской геосинклинальной области, северо-восточная часть которой заложена на краевом погружении эпигерцинской платформы.

В пределах альпийской геосинклинальной области выделяются зоны складчатых сооружений Большого Кавказа и Копетдага. Они сочленяются примерно в центральной части Апшеронского порога, который отделяет южную часть Каспия от средней. На севере порог ограничен глубинным разломом, проходящим вдоль южного края эпигерцинской платформы по линии Аграханский залив—Красноводск. К этой же области относится Кубадаг-Большебалханская структура; она занимает промежуточное положение между Копетдагом и платформенной Туаркырской структурой и резко отличается от Копетдага как по геофизическим данным, так и по мощности слагающих их отложений.

Южно-Каспийская впадина представляет собой асимметричную котловину, в глубокой части которой выделяются четыре антиклинальные зоны — продолжения тектонических зон Бакинского архипелага и Апшеронского полуострова. Региональный Сангачал-Огурчинский разлом, проникающий, очевидно, до кристаллического фундамента, на западе соединяется с Аджичайско-Алятской зоной разрывов, а на востоке, вероятно, с Предкопетдагским глубинным разломом (Исмаилов, Гасанов, 1966). Самая южная структурная зона Каспийской впадины представлена северным краевым прогибом складчатой системы Эльбурса, так называемой Приэльбурсской депрессией, которая на востоке смыкается с Горганской депрессией.

Современные тектонические движения впадины Каспийского моря в общих чертах сохранили свой характер с начала неогенового времени, но, по-видимому, наиболее тесно связаны с постплиоценовым орогенезом. О значительных поднятиях в районах Большого и Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Копетдага и интенсивном погружении Куринской и Западно-Туркменской низменностей и южной впадины Каспийского моря достаточно определенно говорят результаты изучения деформаций четвертичных террас Каспия и поверхностей выравнивания, данные повторного нивелирования и водомерные наблюдения. О высокой тектонической активности Каспийской впадины на современном этапе свидетельствуют данные об интенсивной грязевулканической деятельности, в результате

которой в море за последние 100 лет образовались острова Булла, Глиняный, Лось, Кумани, Корнилова—Павлова, Дуванный и др.

Первые исторические сведения о землетрясениях в районе Каспийской впадины относятся к началу X в. Так, по одним источникам, сообщается, что "... в 915 г. в Дербенте было сильное землетрясение и в море погрузилась часть берега с крепостной стеной" (Никитин, 1963, с. 105)¹. Другие источники сообщают, что в 968 г. возникшие в результате землетрясения волны цунами привели к затоплению прибрежной полосы, шириной в "300 локтей" (Исмаилов, Гасанов, 1966). Сильные землетрясения в Каспийском море и его прибрежных частях были отмечены в 1812, 1828, 1830, 1840, 1842, 1846, 1848, 1850—1855, 1857, 1860—1863, 1868, 1881, 1889, 1895 гг.

Начиная с 1911 г. данные о землетрясениях в пределах акватории Каспийского моря приводятся в "Атласе землетрясений в СССР" и периодическом издании "Землетрясения в СССР".

Для изучения региональных сеймотектонических особенностей Каспийского моря был составлен каталог каспийских землетрясений с энергетическим классом $K > 10$ за период с 1911 по 1978 г. На основании этого каталога построены карты эпицентров и график повторяемости землетрясений (см. таблицу).

По инструментальным данным, а также на основании зависимости магнитуды и интенсивности землетрясений видно, что очаги землетрясений в Каспийском море располагаются во всей земной коре и частично в верхней мантии (например, очаг землетрясения в Дербентской впадине — см: Землетрясения..., 1961). В пределах Апшеронского полуострова и Апшеронского порога большинство очагов приурочено к осадочной толще или к границе осадочной толщи и фундамента. Основная же масса очагов землетрясений Каспийского моря расположена в различных слоях консолидированной части земной коры и на границе ее с верхней мантией.

Для количественной оценки сейсмической активности Каспийской впадины и выделения сейсмогенных зон были составлены карты сейсмической активности по методу Ю.В. Ризниченко (1969) и карты удельной сейсмической мощности по способу, предложенному Г.П. Горшковым с соавторами (1969).

График повторяемости землетрясений с $K = 11-16$, построенный для площади 224 тыс. км², имеет параметры (соответственно наклон графиков повторяемости и сейсмическая активность) $\gamma = -0,58$ и $A_{10} = 0,07$, где A_{10} — число землетрясений при $K = 10$, нормированное на площадь 1000 км² и на один год. На основании графика повторяемости и карты эпицентров построена карта сейсмической активности по A_{10} (рисунок). Северная, мелководная часть Каспия площадью 85 тыс. км², расположенная в пределах эпигерцинской и Русской платформ, из подсчетов исключена, так как здесь землетрясения не наблюдались.

Максимальные значения изосейст по A_{10} равно 1,0—1,2, минимальные — 0,2. Распространение и величины значений изолиний сейсмической активности Каспийской впадины хорошо согласуются с аналогичными изолиниями на картах прибрежных регионов (Большой Кавказ, Куринская впадина, Средняя Азия).

Анализ составленных карт сейсмической активности и удельной сейсми-

¹ Более вероятно, что крепостная стена строилась в море или была подтоплена морем, о чем свидетельствуют многочисленные исторические источники (Козубский, 1906). — *Примеч. ред.*

Исходные данные для построения графика повторяемости землетрясений

Показатель	Энергетический класс землетрясений, K					
	1 1	1 2	1 3	1 4	1 5	1 6
Число землетрясений	83	42	17	3	2	1
Число лет наблюдений	20	36	56	56	100	100
Нормированное число землетрясений	0,013	0,0034	0,0013	0,00017	0,00006	0,000003

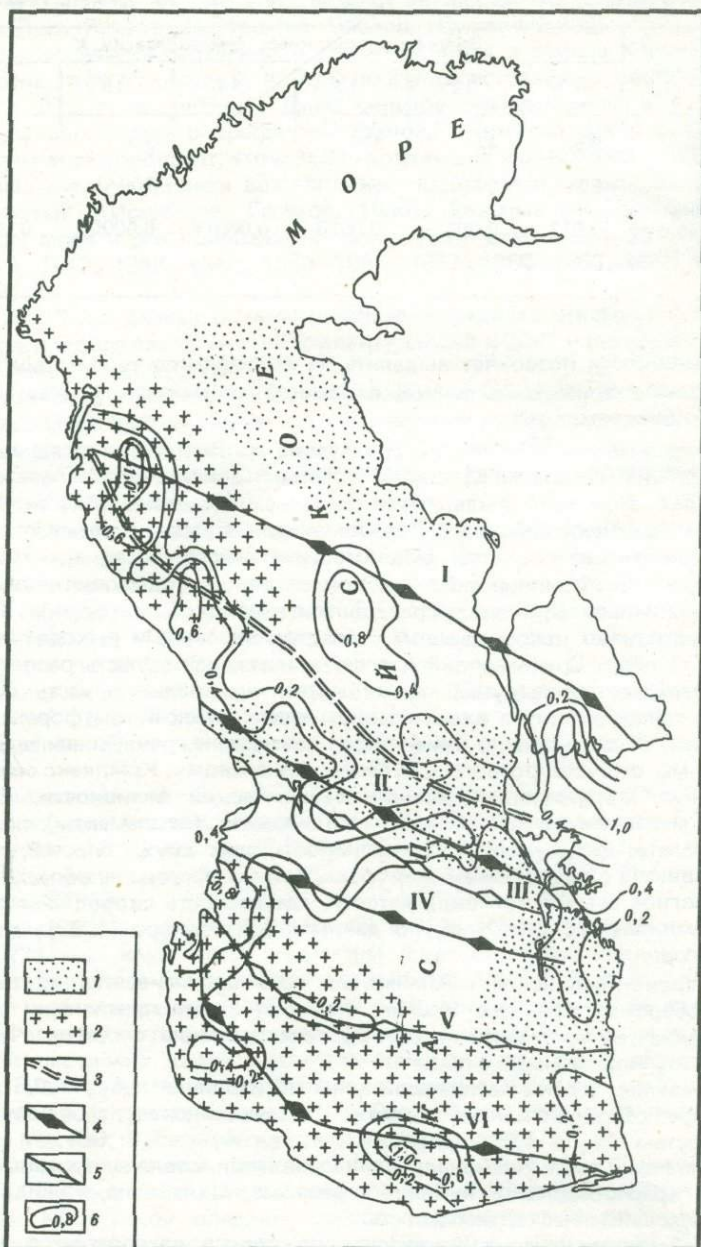
ческой мощности позволяет выделить на исследуемой территории четыре региональные зоны с различной величиной сейсмической активности и интенсивности землетрясений.

1. Северо-Каспийская сейсмическая зона протягивается от залива Кара-Богаз-Гол на северо-запад вдоль границы эпигерцинской платформы. В пределах этой зоны выделяются две сейсмоактивные области: Карабогазская и Среднекаспийская. Карабогазская область охватывает южную часть одноименного залива. Максимальная сейсмическая активность по A_{10} равна 1,2. Изолинии сейсмической активности здесь вытянуты в субширотном направлении вдоль границы эпигерцинской платформы. К западу изолинии меняют направление на субмеридиональное и выходят на Карабогазский свод. Среднекаспийская сейсмоактивная область располагается северо-западнее предыдущей и, охватывая центральную часть Среднего Каспия, также вытянута вдоль границы эпигерцинской платформы. В пределах этой области плавно изменяется простираение границы эпигерцинской платформы от субширотного к субмеридиональному. Комплекс сейсмогеологических материалов (изолинии сейсмической активности, глубины очагов, механизм землетрясений и геотектонические элементы) позволяет предполагать, что сейсмическая активность этих двух областей, по-видимому, связана с продвижением эпигерцинской платформы на область передового прогиба альпийской складчатости, где разность скоростей современных вертикальных движений, по данным В.Г. Рихтера (1963), достигает 9,8 мм/год.

2. Терско-Каспийская сейсмическая зона протягивается вдоль западного побережья Среднего Каспия. На всем своем протяжении эта зона оконтуривается изолинией $A_{10} = 0,2$. Эта изолиния с севера очерчивает также зону Апшеронского порога.

В пределах Терско-Каспийской зоны по изолиниям $A_{10} = 0,6$ выделяются две сейсмоактивные области: Махачкалинская, с максимальной активностью $A_{10} = 1,0$, и Дербентская, где $A_{10} = 0,8$. Обе эти области, протягиваясь в субмеридиональном направлении, совпадают с зоной Махачкала — Краснодарского глубинного разлома, с которым, по-видимому и связана их сейсмическая активность.

3. Сейсмическая зона Апшеронского порога располагается широтно вдоль границы между Средним и Южным Каспием. Сейсмическая активность этой зоны полностью предопределяется тектонической жизнью Большого Кавказа и Балхана. Эта зона совпадает с продолжением в море указанных складчатых сооружений. Землетрясения здесь, по-видимому, связаны с продолжением в море Главного Кавказского и Аджичайского разломов. Очаги землетрясений располагаются в земной



Сейсмотектоническая карта Каспийского моря

Области: 1 — с тенденцией к опусканию; 2 — с тенденцией к поднятию; 3 — предполагаемая граница эпигерцинской платформы (по В.Е. Хаину). Зоны разломов: 4 — оси антиклинальных зон; 5 — оси синклиналильных зон; 6 — изолинии сейсмической активности по A_{10} , рассчитанные по методу постоянной детальности. I—VI — складчатые зоны: I — Терско-Карабогазская, II — Кусаро-Келькорская, III — Апшероно-Прибалханская, IV — Джейранкечмесская, V — Мильско-Чикишлярская, VI — Ленкорано-Горганская

коре на глубинах от 0 до 10–20 км; большая их часть относится к сравнительно низким энергетическим классам.

В пределах зоны Апшеронского порога по изолинии $A_{10} = 0,4$ выделяются две сейсмоактивные области: Апшеронская, охватывающая Апшеронский полуостров, Апшеронский порог и прилегающую к ним акваторию Каспия, и Кубадаг-Большебалханская, которая начинается в районе Краснодарского залива и протягивается вдоль Кубадага к востоку. Внутри Апшеронской сейсмоактивной области по изолиниям $A_{10} = 0,6$ выделяются Северо-Апшеронский и Южно-Апшеронский участки с резко повышенной сейсмической активностью, максимальные значения которой достигают от 1,0 до 0,3 A_{10} . На Северо-Апшеронском сейсмоактивном участке очаги землетрясений связаны с тектоническими подвижками на продолжении Главного Кавказского разлома в месте его пересечения с Махачкала–Красноводским разломом. На Апшеронском пороге и на Южно-Апшеронском участке землетрясения происходят в результате подвижек на продолжении в море Аджичайского разлома.

Так же, как и другие сейсмические зоны, зона Апшеронского порога на отдельных своих участках характеризуется тектоническими движениями различных знаков. Северо-Апшеронский сейсмоактивный участок в настоящее время имеет тенденцию к поднятию. Кубадаг-Большебалханская сейсмоактивная область и Южно-Апшеронский участок испытывают прогибание, причем последний — наиболее интенсивное.

4. Южно-Каспийская сейсмоактивная зона протягивается вдоль южной береговой полосы Каспийского моря. Внутри нее по изолинии сейсмической активности $A_{10} = 0,2$ выделяются сейсмоактивные области: Приталышская с максимальными величинами $A_{10} = 0,4$ и Приэльбурсская, где $A_{10} = 1,0$. Очаги землетрясений в этой зоне связаны с консолидированной частью земной коры на участке сочленения складчатых систем Эльбурса с Южно-Каспийской впадиной, испытывающей на современном этапе интенсивное прогибание.

Как видно из изложенного, сейсмотектонические процессы в Каспийском море тесно связаны с комплексом складчатых сооружений, окружающих эту впадину и участвующих в ее строении. Сопоставление относительных колебаний уровня моря (в некоторой мере отражающих характер изменения скорости и направления вертикальных тектонических движений) с количеством сейсмических событий показывает, что наибольшее количество землетрясений совпадает с периодами смены направления вертикальных тектонических движений. А сопоставление величин разности вертикальных тектонических движений на границе эпигерцинской платформы с прогибом Южного Каспия указывает на прямую зависимость между амплитудой размаха движений и сейсмичностью.

Литература

- Горшков Г.П., Шебалин Н.В., Шенкарева Г.А. и др. К энергетической характеристике глубинных зон сейсмической активности. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 16–22. Землетрясения в СССР. М.: Наука, 1961, с. 234.
- Исмаилов К.А., Гасанов И.С. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой (в свете новых данных геологии и геофизики). — В кн.: Геофизическая разведка на Каспийском море. М.: Недра, 1966, с. 101–120.
- Козубский Е.И. История города Дербента. Темир-Хан-Шура: Рус. тип. Сорокина, 1906, с. 468.

- Никитин П.Н. К вопросу о сейсмической активности Каспийского моря и его северо-западного побережья. — В кн.: Проблемы Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963, с. 105—108.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы детального изучения региональной сейсмичности. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 7, с. 112—120.
- Рихтер В.Г. Современная тектоника впадины Каспийского моря. — В кн.: Проблемы Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963, с. 121—126.

УДК 550.343.4

З.З. Султанова, М.М. Раджабов

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАСПИЙСКОГО МОРЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ

В последние годы к существующим, традиционным задачам сейсмического изучения Каспия прибавилась задача сейсмического районирования Каспийского моря. Это связано с развитием поисковых и разведочных работ в пределах глубоководных частей акватории.

Анализ инструментальных данных и микросейсмических материалов указывает на достаточно высокую сейсмичность Каспийского моря в современную эпоху (Султанова, 1969; Геология СССР, 1972; Ахмедов и др., 1974).

На схеме (рис. 1) представлены эпицентры сильных землетрясений Каспия с магнитудой $M \geq 4$ за период с 743 по 1977 г. (Новый каталог . . . , 1977). Как видно, они расположены в основном в пределах центральной и южной частей моря. В северной части Каспия (к северу от $43^{\circ} 7'$ с.ш.) эпицентры землетрясений отсутствуют.

Начиная от Апшеронского полуострова на западе до Карабогазско-Челекенской зоны на востоке, располагается цепочка эпицентров землетрясений, образуя как бы "мост" шириной примерно до 1° . Этот "мост" подтверждает мнение исследователей о наличии тектонической связи между складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Копетдага, через Большой Балхан, который, как известно, располагается в пределах альпийской геосинклинали и также сейсмоактивен.

В разные годы на Апшеронском полуострове и в Западной Туркмении были проведены экспедиционные сейсмологические наблюдения. Количественный анализ материалов показывает, что западная часть центральной и южной акватории Каспия в сейсмическом отношении более активна, чем восточная.

На территории Азербайджана очаги землетрясений расположены в верхних слоях земной коры, в пределах же акватории Каспийского моря они залегают ниже этих уровней. Таких "глубоких" очагов землетрясений много (> 10), и все они расположены в границах прямоугольного треугольника, гипотенузой которого служит линия, соединяющая о. Нефтяные Камни и г. Дербент.

Энергетическая характеристика землетрясений представлена на рис. 2 в виде схемы распределения эпицентров землетрясений с $K \geq 9$, где K — их энергетическая величина. Схема составлена на основе инструментальных данных по 430 землетрясениям за 1961—1978 гг. Землетрясения с энергетической величиной $K = 9$ не характерны для акватории Центрального и Южного Каспия. Однако эта величина K была принята нами как нижний предел энергетической характеристики землетрясений,

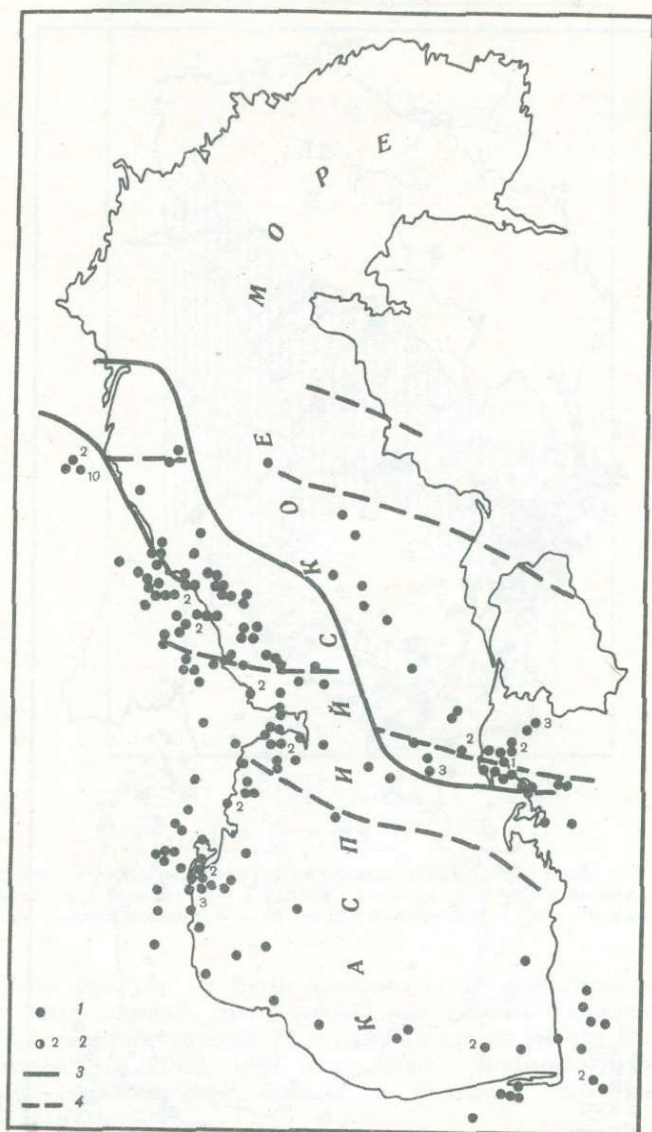


Рис. 1. Схема распределения эпицентров землетрясений Каспийского моря с магнитудой $M > 4$

1 — эпицентры землетрясений; 2 — два эпицентра и более (цифры у кружка); 3 — крупные разломы; 4 — прочие разломы

так как подавляющее большинство эпицентров относится именно к 9-му классу. Следует отметить, что для акватории Каспийского моря сохраняется закон повторяемости землетрясений, т.е. чем сильнее землетрясение, тем оно происходит реже. Наблюдаются землетрясения и больших энергетических классов с верхним пределом $K = 14$. Схема (см. рис. 2) подтверждает, что землетрясения приурочены к определенным очаговым

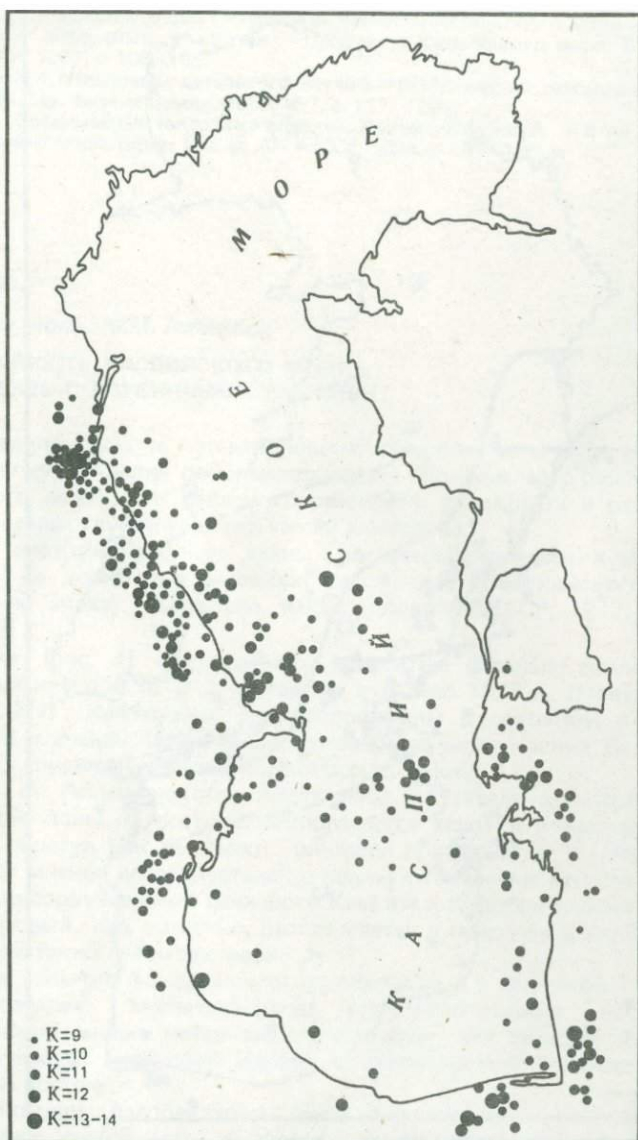


Рис. 2. Энергетическая характеристика (K) землетрясений Каспийского моря

зонам. Сильные землетрясения отмечаются там, где ранее наблюдались слабые.

Схема сейсмологического районирования акватории Каспия, увязанная с аналогичными схемами ее обрамления (Сейсмическое районирование СССР, 1968), приведена на рис. 3, по которому видно, что основная часть побережья в пределах центральной части акватории относится к 7- и 8-балльной зоне. В пределах территории Туркменской ССР выделяется также 9-балльный участок протяженностью около 200 км.

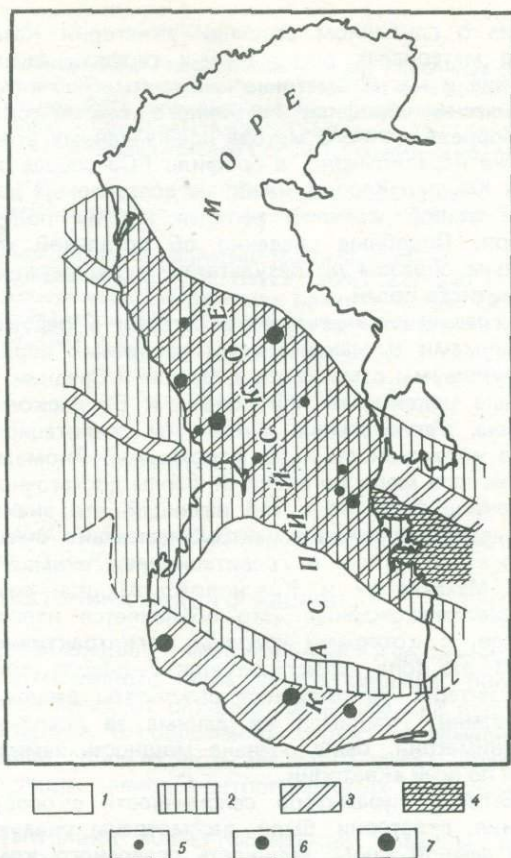


Рис. 3. Схема сейсмологического районирования Каспийского моря

1 — меньше 7 баллов; 2 — 7 баллов; 3 — 8 баллов; 4 — 9 баллов; 5 — эпицентр 7-балльного землетрясения; 6 — то же для 7–8-балльного; 7 — то же 8–9-балльного

На схему (см. рис. 3) были нанесены также эпицентры сильных каспийских землетрясений, для которых нам удалось определить значения интенсивности землетрясения (I_0) в эпицентре по методу Н.В. Шебалина (Землетрясения в СССР, 1961 и др. годы). Значения глубин очагов и магнитуды землетрясений брались в основном по "Новому каталогу..." (1977).

Как видно по рис. 3, во многих точках моря сила землетрясений составляет 7 и 7–8 баллов. Приведенные сейсмологические показатели с учетом других характеристик позволяют уверенно отнести юго-западную часть Среднего Каспия (площадью примерно 80 тыс. км²) к 7–8-балльной зоне.

В южной части Каспия зарегистрировано два эпицентра с $I_0 > 8$ баллов. Один из них, а именно землетрясение 4 ноября 1978 г. в 15 ч 22 мин по гринвичскому времени (координаты $\varphi = 37^{\circ} 79'$ с.ш., $\lambda = 49^{\circ} 13'$ в.д.; Оперативный сейсмологический бюллетень, 1979), имел магнитуду 6,4 (по 16 сейсмическим станциям), что вызвало на суше разрушительный эффект. Это дает основание отнести южную акваторию Южного Каспия к 8-балльной зоне.

Представление о глубинном строении акватории Каспия базируется в основном на материалах региональных геофизических исследований (гравиметрические и магнитометрические методы). Учитывая, что региональные сейсмические профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) расположены крайне неравномерно, а профили ГСЗ сосредоточены в основном в пределах Южного Каспия, наиболее достоверные данные о глубинной структуре земной коры и верхней мантии получены лишь по этой части моря. Подобные сведения об остальной части акватории получены главным образом по результатам интерпретации карт гравитационного и магнитного полей.

Аномальное гравитационное поле акватории в редукции Буге представлено минимумами и максимумами различных порядков. Крупные региональные минимумы отмечаются в Южном и Среднем Каспии. Обширные региональные максимумы приурочены к Бакинскому архипелагу и поднятию Година. Региональные минимумы гравитационных аномалий имеют большую интенсивность, чем максимумы. Аномальное геомагнитное поле Каспийского моря по внешней форме достаточно хорошо повторяет гравитационное поле, но с той разницей, что знаки у этих полей противоположные, а аномальные центры несколько смещены. Вместе с тем протяженные магнитные и гравитационные аномалии, выявленные в зоне между Махачкалой и Красноводском, при различных знаках совпадают по местонахождению. Это объясняется наличием здесь глубинных разломов, с которыми связаны магнитоактивные массы. Как видно по рис. 3, эта зона характеризуется 7–8-балльной сейсмичностью.

Наибольший интерес представляют результаты региональных сейсмических исследований. Принимая их данные за исходные и с учетом материалов гравиметрии, была оценена мощность земной коры и слагающих ее слоев по всей акватории.

При сопоставлении параметров сейсмичности с особенностями глубинного строения акватории были рассмотрены следующие основные характеристики земной коры: мощность осадочного комплекса, общая мощность земной коры и особенности внутренней структуры консолидированной коры. Проведенный анализ показывает, что наибольшая мощность осадков (15–20 км) обнаруживается в центральной части акватории, наименьшая (2–4 км) — в северной и в восточной прибрежной полосе. Общая мощность земной коры всей акватории колеблется в пределах 40–35 км.

По поверхности консолидированной коры выделяются две основные зоны изменения граничных скоростей: I — $V_r = 6,0\text{--}6,3$ км/с; II — $V_r = 6,7\text{--}6,8$ км/с. Высокоскоростная зона II располагается в пределах Южно-Каспийской впадины, центральная часть которой характеризуется отсутствием эпицентров землетрясений (см. рис. 3). Эта область относится к субокеаническому типу земной коры (Аксенович и др., 1962). Сейсмические данные, характеризующие внутреннюю структуру консолидированной земной коры, отсутствуют (Шапировский, Раджабов, 1967).

Таким образом, можно сделать вывод о том, что зоны тектонической стабилизации характеризуются весьма слабой сейсмичностью или полностью асейсмичны; подавляющее же количество глубин очагов землетрясений расположено в пределах верхней части земной коры.

Для установления более тесных связей между характеристиками сейсмичности и особенностями глубинного строения необходимо провести региональные сейсмические исследования на Каспийском море с изучением всей толщи земной коры.

Литература

- Аксенович Г.И., Аронов Л.Е., Газельганц А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 152 с.
- Ахмедов Г.А., Куликов В.И., Раджабов М.М. и др. Глубинное строение и сейсмичность Каспийского моря. — Докл. АН АзССР. Геофизика, 1974, т. 30, № 12, с. 48—52. Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 404—414.
- Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 225—235.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—170.
- Оперативный сейсмологический бюллетень. М.: 1979, с. 29—31.
- Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 227—240.
- Султанова З.З. Землетрясения Азербайджана. Баку: Гянджлик, 1969, с. 8—83.
- Шапировский Н.И., Раджабов М.М. О сейсмических исследованиях на море. М.: Изд-во АН СССР, 1967, с. 53—63.

УДК 551.2.24

*И.С. Гасанов, Л.И. Андреев, Ю.Г. Ганбаров, Х.П. Метакса,
А.Н. Касумова, А.Р. Кулиева*

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА ЮЖНОГО КАСПИЯ

Южно-Каспийская впадина — часть обширного Куринского—Южно-Каспийского—Западно-Туркменского межгорного прогиба, протягивающегося в широтном направлении от склонов Копетдага на востоке до Сурамского хребта на западе. В современной структуре земной коры Южный Каспий представляет собой область молодого интенсивного погружения, где мощность лишь плиоцен-антропогеновых отложений достигает более 8 км.

Своеобразие тектоники Южно-Каспийской впадины проявляется в некотором усилении складчатости от краевых частей ее к центру. В центральных частях впадины происходит переплетение зон складчатости разного направления, что связано с глубинной неоднородностью и неравномерным ее развитием во времени; отдельные участки ее не потеряли свою активность даже в плиоцен-антропогеновое время. В тектонике плиоцен-антропогеновых отложений впадины отражены складки, зародившиеся в различные эпохи предшествующего этапа ее развития (Исмаилов и др., 1966; Али-заде и др., 1972).

По глубинному строению впадина Южного Каспия делится на ряд крупных геотектонических блоков, различающихся по морфологическим особенностям, направлению складчатости, степени дислоцированности пород и мощности осадочного комплекса. Границы этих блоков определяются довольно четко и контролируются, как правило, крупными разломами, большинство из которых можно отнести к категории глубинных. Иногда эти границы намечаются по флексурам в осадочном чехле. Сеть разломов Южно-Каспийской впадины характеризуется довольно сложной конфигурацией и неравномерностью распределения их по площади. К числу наиболее крупных разломов глубинного заложения, рассматриваемых в качестве границ выделенных геотектонических блоков, можно отнести Центрально-Каспийский, Апшероно-Прибалханский, Сангачал-Огурчинский, Мильско-Чикишлярский, Эльбурсский, Западно-Каспийский, Шахово-Азизбековский, Карабогаз-Сефидрудский, Аладаг-Мессерианский (рисунок, вкл.).

Наиболее крупный из разломов — Центрально-Каспийский разлом, проходящий вдоль южного и юго-западного краев эпигерцинской платформы и хорошо очерчиваемый полосой резкого градиента аномалий силы тяжести, магнитных аномалий и зоной ухудшения сейсмического материала на профилях, полученных методом отраженных волн (способом центральных лучей и др.) (Федынский, 1958; Годин, 1960; Борисов и др., 1962; Кравченко и др., 1973). В соответствии с разработанной во ВНИИГеофизике классификацией, этот разлом может быть отнесен к категории краевых швов первого порядка.

Второй субширотный разлом, выделенный по данным гравиметрии и сейсморазведки, проходит вдоль складок Апшероно-Прибалханской зоны и может быть отнесен к внутрисегментальным разломам четвертого порядка.

К югу от этого разлома располагается широтный Сангачал-Огурчинский глубинный разлом (Исмаилов, Гасанов, 1966; Али-заде и др., 1972), который можно было бы отнести к сегментальным разломам третьего порядка, поскольку он разделяет зоны—блоки с различным простираем складчатости. Вместе с тем этому разлому присущи основные признаки и краевых швов второго порядка, так как он отделяет Восточно-Азербайджанско-Прибалханский геосинклинальный трог от остальной части впадины, относимой нами к срединному массиву (рисунок). В гравитационном поле разлом представлен цепью достаточно протяженных ступеней. В средней, наиболее погруженной части (на участке поднятия Корганова, Амиряна, Мальгина) эта цепь прерывается и снова прослеживается только к востоку от поднятия о. Огурчинский (где гравиметрические данные отсутствуют), свидетельствуя о продолжении указанного разлома по северной границе области срединного массива. В магнитном поле выделенному Сангачал-Огурчинскому разлому соответствует почти непрерывная полоса величин высоких горизонтальных градиентов магнитного поля, сопровождающихся на отдельных участках достаточно протяженными линиями смены знака поля. В структуре осадочного чехла этот разлом представлен на западе сгущением разрывных нарушений вдоль сводовых частей складок антиклинальной зоны Кянизадаг—о. Булла, на востоке он прослеживается по смене направления простираения складчатости при переходе от зоны поперечной складчатости (простираение складок северо-восток—юго-запад) к складчатости Апшеронского порога (простираение складок северо-запад—юго-восток). На отдельных участках сейсмических профилей, секущих под большим углом указанный разлом, при совершенно горизонтальном залегании отражающих площадок, наблюдается резкое ухудшение характера сейсмического материала с полным или почти полным исчезновением отражений, а на временных разрезах этим участкам, достигающим ширины 30 км, отвечают разрывы в корреляции протяженных сейсмических горизонтов.

На профилях глубинного сейсмического зондирования в зоне выделенного разлома отмечается резкое изменение положения отдельных преломляющих границ ("гранитного" и "базальтового" слоев) и несовпадение их между собой (Аксенович и др., 1962).

На схеме, составленной И.М. Искендеровым (1978) по результатам изучения "вековых" изменений силы тяжести, обнаруживается относительное увеличение значения "векового хода" аномалии силы тяжести в пределах Апшеронской области с прилегающими участками западной части Апшероно-Прибалханской зоны поднятий, где установлено положительное значение "векового хода" силы тяжести (Искендеров, 1978).

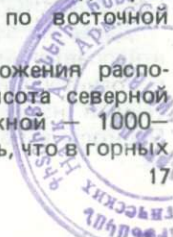
По сравнению с этой областью район Бакинского архипелага характеризуется небольшими отрицательными значениями "векового хода" силы тяжести. Характерно, что граница между этими двумя областями совпадает с западной частью зоны Сангачал-Огурчинского глубинного разлома. Отмечается также резкое изменение характера изолиний величин векового изменения силы тяжести. Если в Апшеронской области изолинии тяготеют к субширотному направлению, то в районе Бакинского архипелага они резко меняют свое направление на субмеридиональное. При этом участок изменения направления изолиний совпадает с упомянутой зоной разлома, что объясняется отражением различного характера тектонической активности по обе стороны от этого глубинного разлома.

Сангачал-Огурчинский разлом региональный и на востоке соединяется, очевидно, с Предкопетдагским глубинным разломом (Расцветаев, 1966). На западе продолжением его можно считать Аджичайско-Алятскую зону разрывов (Али-заде и др., 1972; Шихалибейли, 1972), осложняющую строение северного борта Куринской впадины, где местами происходит надвиг мезозойских и палеоген-миоценовых отложений на плиоцен-четвертичные. Разлом доходит, очевидно, до кристаллического основания, но затухает в верхней части осадочного чехла, не затрагивая большую часть плиоцен-антропогеновых отложений. По-видимому, он был заложен в раннемезозойское время.

Предполагаемый Мильско-Чикишлярский разлом, отнесенный нами к категории сегментальных разломов третьего порядка, пересекает впадину Южного Каспия вдоль зоны широтной складчатости и ее юго-восточного продолжения между банкой Грязный вулкан и Горганским районом. Разлом выделен в основном по данным гравиметрии и сейсморазведки, полученным лишь для западных и восточных окраин Южно-Каспийской впадины. Для центральной части впадины гравиметрических данных нет. В Приталышской зоне возможным отражением разлома служат магнитные аномалии в районе Кызылагачского залива и изменение ширины гравитационной градиентной полосы, соответствующей известному Западно-Каспийскому разлому. Восточнее Мильско-Чикишлярский разлом трассируется по весьма ограниченным данным сейсморазведки; основанием для его выделения служат крупные протяженные зоны складчатости широтного простирания.

К востоку от поднятий Корнева, Бабазаде и др. геофизическая информация крайне ограничена и трудно проследить положение разлома. Его можно наметить лишь по внешней бровке континентального склона Туркменского шельфа в зоне сочленения его с Горганским прогибом, рассматриваемым нами как восточное продолжение Предэльбурсского прогиба. Мильско-Чикишлярский разлом отсекает Предэльбурский предгорный наложенный прогиб от тектонических зон Южно-Каспийской впадины, расположенных севернее. По-видимому, именно по этому разлому произошло опускание северной части Предэльбурсского прогиба в начале палеогена. Время заложения этого разлома, вероятнее всего, можно отнести к мезозою, когда начал зарождаться магматизм в районе Талыша, в Талыш-Вандамской зоне и в Эльбурсской области. Подтверждением этого служат и геолого-геофизические данные по восточной части разлома.

Следующий субширотный разлом очень глубокого заложения расположен в Эльбурсской зоне. Если учесть, что средняя высота северной окраины Эльбурсского пояса составляет 0—100 м, а южной — 1000—1500 м, то можно с достаточной обоснованностью утверждать, что в горных



системах Эльбурса по глубоким слоям имеется ступень амплитудой 1500—1400 м. В земной коре эта ступень осложняется серией разломов более низкого порядка, по которым происходило опускание Предэльбурского прогиба.

Южно-Каспийская впадина пересечена и серией разломов, имеющих поперечное (по отношению к горным системам Большого Кавказа и Эльбурса) простирание. Одним из таких разломов, отнесенных к категории краевых швов второго порядка, можно считать Западно-Каспийский глубинный разлом (Федынский, 1958; Гаджиев, 1965; Али-заде и др., 1972; Шихалибейли, 1972). Он отделяет Южно-Каспийскую впадину от горных сооружений Талыша, Богровдага и отчасти Большого Кавказа. Отметим, что геофизические поля в зоне разлома обусловлены не только наличием уступа по глубинным слоям, но и изменением формационного состава пород, слагающих консолидированный фундамент и осадочный чехол.

В районе Кызылагачского залива Западно-Каспийский разлом пересекается с Мильско-Чикишлярским; по-видимому, это пересечение и обусловило значительную проницаемость коры этого участка в мезозойское время. Зона пересечения разломов проявляется интенсивными локальными возмущениями гравитационного и магнитного полей.

У западной границы зоны поперечной складчатости материалами сейсморазведки протрассирована меридиональная зона разрывных нарушений, протягивающаяся вдоль осевых частей поднятий Шахово-море, им. Везирова, им. Азизбекова. Эта зона является, по-видимому, апофизом разлома глубокого заложения, названного нами Шахово-Азизбековским. Последний, отнесенный нами к категории сегментальных разломов третьего порядка, пересекает, видимо, всю толщу рыхлых осадков, разграничивая складчатые зоны Бакинского архипелага и поперечной складчатости.

Судя по данным сейсморазведки, по подошве ачкагыла и поверхности VII горизонта продуктивной толщи (средний плиоцен) амплитуда указанной зоны нарушений увеличивается с севера на юг. Если на поднятии Шахово-море амплитуда погружения составляет примерно 100—200 м, а на северной ундуляции поднятия им. Везирова 400—600 м, то на поднятии им. Азизбекова она увеличивается до 1000 м.

На сейсмических профилях, обработанных методом отраженных волн (МОВ), указанная зона разрывных нарушений отображается в виде участка сложного сейсмического материала и поглощения сейсмических волн (на поднятии им. Везирова). По верхним интервалам разреза она состоит из двух частей. Северная часть прослеживается от поднятия Шахово-море до северной ундуляции поднятия им. Везирова, а южная простирается по западным крыльям (ближе к своду) поднятий им. Везирова и им. Азизбекова. Повсеместно по разрывным нарушениям западные крылья всех перечисленных поднятий оказались приподнятыми, а восточные — опущенными. Эту зону разрывов более или менее обоснованно можно проследить примерно до зоны торцового сочленения складчатости различного направления. Вопрос о простирании Шахово-Азизбековского разлома далее к югу, на современном этапе не ясен. Предположительно можно увязать его с гравитационной ступенью на западной окраине Сефидрудского максимума.

Далее на восток вдоль западной границы области срединного массива, в направлении Карабогаз—мыс Сефидруд по линейным аномальным зонам в гравитационных полях намечается еще один глубинный разлом, отнесенный нами к категории сегментальных разломов третьего порядка. Поскольку по данным сейсморазведки разлом не проявляется в плиоцен-

антропогенных отложениях, его можно рассматривать как погребенный под указанными отложениями.

К западу от Красноводска Карабогаз-Сефидрудский разлом пересекает Центрально-Каспийский разлом, по которому на данном участке происходит сочленение Скифско-Туранской эпигерцинской платформы с альпийской геосинклинальной областью. Далее к югу по этому разлому сочленяются Губкинская и Ждановская антиклинали. По линии сочленения этих поднятий происходит некоторое изменение в простирании Апшероно-Прибалханской зоны поднятий.

В зоне пересечения Карабогаз-Сефидрудского разлома с Мильско-Чишкилярским последний как бы делится на две самостоятельные подзоны, различающиеся по своему характеру. Южнее, в Предэльбурьском прогибе, предполагаемая Карабогаз-Сефидрудская разломная дислокация может быть намечена по уступам в рельефе морского дна, ориентированным в направлении юго-запад—северо-восток, а еще южнее эта дислокация рассекает Эльбурское горноскладчатое сооружение по руслу р. Сефидруд (Копп, 1979). У мыса Сефидруд возможным отражением ее может служить Сефидрудский максимум силы тяжести.

Недалеко от восточной границы зоны поперечной складчатости вдоль поднятия Аби́ха по материалам сейсморазведки МОВ и акустических исследований (Лебедев, 1978) выделяется еще один внутрисегментальный разлом четвертого порядка — Аби́ховский. Вдоль этой антиклинальной зоны отмечается участок сложного сейсмического материала, а по низам продуктивной толщи — поглощение сейсмических волн. На поднятии им. Басина свод и северо-западное крыло оказываются приподнятыми с амплитудой смещения по подошве акчагыла 1400 м, а по низам продуктивной толщи — 1200 м. На поднятии им. Аби́ха северо-западное крыло и часть свода по подошве акчагыла и низам продуктивной толщи приподняты с амплитудой 100 м.

В районе поднятия Голубятникова—Мамедалиева юго-восточное крыло последнего опущено с амплитудой смещения 1000 м по подошве акчагыла, а по низам продуктивной толщи северо-западное крыло и свод приподняты с амплитудой смещения 1200 м. Эта зона нарушений затухает на юго-западе, в районе торцового сочленения различной по направлению складчатости. Этот разлом, по-видимому, также пересекает всю толщу рыхлых осадков и с ним связана активная грязевулканическая деятельность.

Крайним восточным субмеридиональным разрывом Южно-Каспийской впадины следует рассматривать известный в литературе (Кравченко и др., 1973) Аладаг-Мессерианский разлом. Он отделяет горноскладчатые сооружения Копетдага от собственно впадины и поэтому его, по-видимому, можно отнести к категории краевых швов второго порядка. В гравитационном поле разлом отображается ступенью.

Сопоставление составленной схемы разломной тектоники Южного Каспия с данными о его сейсмичности (Ахмедов и др., 1974) позволило установить почти повсеместную приуроченность современных (за 1911—1970 гг.) эпицентров землетрясений к указанным крупным разрывным дислокациям. Так, в северной части Бакинского архипелага и в районе залива Кызылагач зоны повышенной сейсмичности приурочены соответственно к западной части Сангачал-Огурчинского разлома и участку пересечения Западно-Каспийского и Мильско-Чишкилярского разломов.

Системой перечисленных субширотных и субмеридиональных разломов Южно-Каспийская впадина расчленяется на ряд блоков, различающихся по геотектоническим характеристикам, в том числе по особенностям

проявления разрывной тектоники. В складчатой зоне Бакинского архипелага развита система внутрисегментальных-антиклинорных разрывов, идущих от Нижнекуринской депрессии и Шемахино-Кобыстанской области. В зоне поперечной складчатости выделяется серия крупных продольных разрывов, осложняющих строение известных поднятий. В пределах Туркменского шельфа число разрывных нарушений ограничено. По материалам сейсморазведки на отдельных участках отмечаются короткие малоамплитудные разрывы в толще плиоцен-антропогенных отложений. На основе гравиметрических данных можно предположить существование здесь погребенной субмеридиональной разломной дислокации, протягивающейся с северо-запада на юго-восток через западную периклинальную часть Северо-Огурчинского поднятия. В районе п-ова Челекен этот разрыв отделяет Причелекенский купол от собственно Челекенского поднятия.

В структуре осадочной толщи Южно-Каспийской впадины помимо разрывов имеются протяженные флексуры. Среди них наиболее крупные протягиваются в субмеридиональном направлении в центральной части впадины.

Как видно из изложенного, в пределах Южного Каспия выделяется серия крупных разломов близширотного, юго-запад—северо-восточного (поперечного) и меридионального направлений. Эти разломы связаны с продолжительной историей геологического развития Каспийской впадины и играли существенную роль в формировании геологической структуры Южного Каспия. Так, район Южного Каспия между Апшероно-Прибалханским внутрисегментальным разломом четвертого порядка и Сангачал-Огурчинским разломом краевого шва второго порядка оказался исключительно слабо охваченным складчатой дислокацией. Здесь отмечаются лишь слабо дислоцированные складки преимущественно в виде структурных террас. Плотность складок несравненно меньше, чем к северу, югу, а также к западу от этого района. По-видимому, это может быть объяснено экранирующим влиянием рассмотренных ранее различного класса разломов, благодаря которым этот своеобразный, вытянутый в широтном направлении блок оказался обособленным при общем интенсивном прогибании всей впадины Каспия в плиоцен-антропогенное время. Антиклинальные зоны, выявленные в глубоководной части Южного Каспия и ограниченные разломами Шахово-Азизбековским на западе, Карабогаз-Сефидрудским на востоке, Сангачал-Огурчинским на севере и Мильско-Чикишлярским на юге, по-видимому, возникли под влиянием наличия перечисленных разломов различной категории. Эта зона поперечной складчатости, находясь между такими жесткими упорами, как Нижнекуринский и Южно-Каспийский срединные массивы, и отделенная от складчатых зон Бакинского архипелага и области срединного массива перечисленными глубинными разломами, как бы приспосабливалась к формирующемуся глубинному рельефу, т.е. к форме бассейна осадконакопления, и оказалась вытянутой в направлении, поперечном общекавказскому простираению складчатости при преобладающем движении масс с запада. Не случайно наибольшее сгущение и резкая выраженность складок отмечается на участке устье Куры—поднятия им. Бабазаде. Характерно, что в зоне поперечной складчатости, судя по данным сейсморазведки, мощность плиоцен-антропогенных отложений достигает наибольшего значения. В образовании Предэльбурсского прогиба существенную роль сыграли Мильско-Чикишлярский и Эльбурский глубинные разломы.

Таким образом, анализ характеристик выделенных тектонических

разрывов позволяет обнаружить, что глубинные разломы сыграли существенную роль в формировании геологической структуры Южного Каспия.

Изучение тектонических разрывов в пределах Южного Каспия позволило несколько уточнить ранее проведенное тектоническое районирование (Исмаилов, Гасанов, 1966; Али-заде и др., 1972) Южного Каспия. Так, в пределах Апшероно-Прибалханской зоны поднятий можно выделить северную и южную зоны, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на Северо-Апшеронскую и Северо-Прибалханскую подзоны, а также Апшероно-Джейранкечмесскую и Южно-Прибалханскую подзоны. Границей между северной и южной зонами может служить Апшероно-Прибалханский внутрисегментальный разлом четвертого порядка. В пределах зоны широтной складчатости следует выделить западную и восточную подзоны, отличающиеся по морфологии и степени дислоцированности складок. В пределах Предэльбурсского прогиба можно наметить Пехлевиускую и Горганскую области прогибания.

Литература

- Аксенович Г.И., Аронов Л.Е., Газельганц А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 152 с.
- Али-заде А.А., Алиханов Э.Н., Гасанов И.С., и др. Каспийская впадина. — В кн.: Геология СССР, т. 47. Азербайджанская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 360—367.
- Ахмедов Г.А., Куликов В.И., Раджабов М.М. и др. Глубинное строение и сейсмичность Каспийского моря. — Докл. АН АзССР. Геофизика, 1974, т. 30, с. 48—52.
- Борисов А.А. и др. Основные черты тектоники Каспийского моря и прилегающих районов суши. — Геология нефти и газа, 1962, № 12, с. 18—23.
- Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азернешр, 1965. 200 с.
- Гасанов И.С. Тектоническое положение западной части Южно-Каспийской котловины в общей системе структур Восточного Азербайджана. Разработка и эксплуатация морских нефтяных месторождений. — Сб. науч.-техн. информ. Сер. Нефтедобывающая пром-сть, 1964, № 3. 129 с.
- Годин Ю.Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук., 1960, № 4, с. 15—27.
- Искендеров И.М. Вековые изменения силы тяжести на Бакинском архипелаге. Вторые гравиметрические наблюдения. — В кн.: Труды по исследованию неприливных изменений силы тяжести и сопутствующих разработок в области аппаратуры и методики работ. М.: Наука, 1978, с. 65—69.
- Исмаилов К.А., Гасанов И.С. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой (в свете новых данных геологии и геофизики). — В кн.: Геофизическая разведка на Каспийском море. М.: Недра, 1966, с. 101—119.
- Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенных поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии). — Геотектоника, 1979, № 2, с. 94—106.
- Кравченко К.Н., Муратов М.В., Лебедев Л.И. и др. Тектоника нефтегазоносных областей Юга СССР. М.: Недра, 1973. 22 с.
- Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 111 с.
- Расцветаев Л.М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой. — Геофизика, 1966, № 3, с. 37—48.
- Федынский В.В. Морская геофизическая разведка в СССР. — В кн.: XX Междунар. геол. конгр. М.: Гостоптехиздат, 1958, т. 1, с. 63—73.
- Шихалибеги Э.Ш. Глубинные разломы. — В кн.: Геология СССР, т. 47. Азербайджанская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 367—377.

Э.Ш. Шихалибейли, Б.В. Григорьянц

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ В ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Южно-Каспийская впадина представляет собой весьма сложный по строению структурный элемент, уже давно привлекающий к себе внимание исследователей. Расположенная в пределах альпийской геосинклинальной области, протягивающейся от Средиземноморья до Гималаев, эта впадина резко выделяется своей изометричной конфигурацией и отсутствием строго определенной направленности не только в складчатой структуре поверхностного выполнения, но и тектонических элементов кристаллического фундамента. На севере впадина ограничена Апшеронским порогом, на юге — горной системой Эльбурса; на западе и востоке структурные границы впадины выходят за береговые линии, поскольку примыкающие к ним Нижнекуринская и Западно-Туркменская низменности сложены мощными кайнозойскими и особенно плиоцен-антропоновыми осадками, что, несомненно, связано с вовлечением этих низменностей в общий процесс погружения. Активность кайнозойского погружения отражена в обособлении субмеридиональных разломов, ограничивающих Южно-Каспийскую впадину на западе и востоке и отделяющих ее соответственно от крупного Тальш-Вандамского погребенного поднятия и мезозойского складчатого сооружения Копетдага.

Внутренняя структура Южно-Каспийской впадины рассматривалась во многих работах (Хаин, 1958; Шихалибейли, 1960; Аксенович и др., 1962; Годин, 1969; и др.), анализ которых свидетельствует о существенных различиях во взглядах на строение впадины на разных стратиграфических и гипсометрических уровнях, на соотношения между поверхностной и глубинной структурами. Очевиден лишь тот факт, что при двухъярусном строении земной коры, как это наблюдается и во впадинах других внутренних морей, при выпадении из ее разреза гранитного слоя, она обладает большими мощностями, иногда достигающими и даже превышающими 50 км. Следовательно, земная кора Южно-Каспийской впадины обнаруживает определенное сходство и с океанической и с материковой. Попытки объяснить причины этого своеобразия вылились в целую дискуссию, породившую три принципиально различных точки зрения, четко сформулированных Я.П. Маловицким (1976): о соответствии безграничных участков земной коры впадин реликтовым бассейнам древних океанов, о базификации первично-материковой коры и, наконец, об их возникновении в результате раздвижения литосферных плит.

В структуре поверхности консолидированной коры Южно-Каспийской впадины, определяющей и распределение мощностей осадочной толщи, и, очевидно, характер складчатой структуры последней, четко выделяются Южно-Каспийское поднятие и окаймляющие его прогибы. Поднятие занимает почти центральное положение во впадине, несколько смещено к востоку, где захватывает материковый склон. В пределах поднятия глубины залегания поверхности консолидированной коры составляют 12—15 км.

Северный — Апшероно-Прибалханский прогиб с глубинами залегания поверхности консолидированной коры около 20 км включает Шемахино-Кобыстанскую и Апшеронскую области и протягивается на восток в направлении п-ова Челекен и Прибалханской зоны. Зажатый в полосе Апшеронского порога Карабогазским сводом эпигерцинской платформы и Южно-Каспийским поднятием, прогиб этот расширяется на востоке и особенно

на западе (в пределах акватории моря к юго-востоку от Апшеронского полуострова).

Южный — Предэльбурсский прогиб совпадает с полосой южного прибрежья Каспия. Сефидрудским выступом субмеридионального простирания он подразделяется на два участка: один из них — западный — составляет одновременно южный частный структурный элемент прогиба субмеридионального простирания, отделяющего Южно-Каспийское поднятие от Талыш-Вандамского.

Восточный — Западно-Туркменский прогиб выражен в структуре поверхности консолидированной коры с глубинами ее залегания от 15 до 20 км. Прогиб этот охватывает Западно-Туркменскую низменность и прилегающий шельф Южного Каспия.

Особенности строения поверхности консолидированной коры, а следовательно, и распределение мощностей осадочного слоя Южного Каспия определили характер складок и ориентировки складчатости, по крайней мере самой верхней части осадочного чехла — плиоцен-четвертичного комплекса (рис. 1). Здесь четко выделяются зоны субширотной (Апшероно-Прибалханская полоса и Предэльбурсский прогиб), субмеридиональной (Прикуринский прогиб, Бакинский архипелаг и прилегающая глубоководная часть впадины, а также Гограньдаг-Окаремская зона с прилегающей морской акваторией) и поперечной (северо-восточной) складчатостей. Последняя прослеживается к юго-востоку от Апшеронского полуострова и приурочена к району пересечения северного — Апшероно-Прибалханского и западного, связанного с Бакинским архипелагом прогибов в структуре поверхности консолидированной коры (Исмаилов, Гасанов, 1966; Алиханов и др., 1968; Али-заде и др., 1968, 1972; Семов и др., 1975; Вольвовский, Шлезингер, 1975). Следует подчеркнуть, что зона поперечной складчатости совпадает с участком наибольших (свыше 20 км) глубин залегания поверхности консолидированной коры.

Столь резкие различия в ориентировке крупных структурных элементов Южно-Каспийской впадины и локальной складчатой структуры ее осадочного чехла обусловлены прежде всего тектоническим положением впадины. Она должна рассматриваться как частная структура, с одной стороны, пояса межгэрного прогибания, прослеживаемого на запад через Куринскую впадину в пределы Черного моря, с другой — крупной зоны поперечного субмеридионального погружения, геоморфологически представленной на юге Каспийским морем.

Тектонические движения, обусловившие формирование в пределах альпийской геосинклинальной области как крупных, так и локальных структур двух основных направлений — субширотного и субмеридионального, проявляли себя в разное время с разной степенью активности. Можно поэтому говорить об отрезках времени разной продолжительности, но таких, когда активно формировались структуры одного из указанных направлений. Для альпийского цикла тектогенеза несомненно активное формирование в мезозое структурного плана с субширотным простиранием его частных элементов в соответствии с ориентировкой геосинклинальных прогибов. Перестройка этого плана происходила уже в кайнозое в связи с активизацией движений, определяющих формирование структур субмеридиональной ориентировки. Наложенный характер тектонических движений кайнозойского времени четко проявился в расширении границ впадины, в перекрытии ее кайнозойским выполнением сложенных мезозоем складчатых структур Большого и Малого Кавказа на западе и Копетдага на востоке.

Можно было бы в связи с этим говорить о соответствии Апшероно-При-

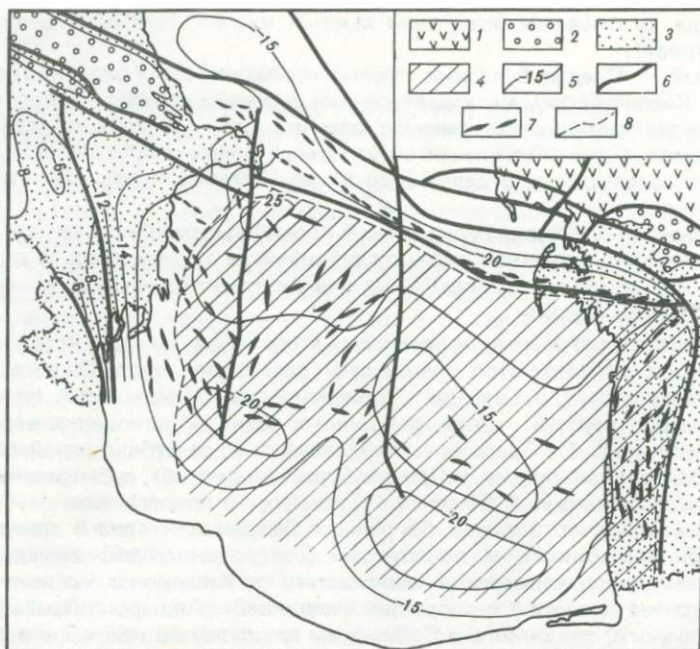


Рис. 1. Схема структурных соотношений фундамента и осадочного чехла Южно-Каспийской впадины

1 — доальпийский комплекс; 2 — альпийский геосинклинальный комплекс; 3 — кайнозойский преимущественно орогенный комплекс; 4 — зона отсутствия гранитного слоя; 5 — изогипсы поверхности консолидированной коры; 6 — основные коровые разломы; 7 — оси складок в осадочном чехле; 8 — контур зоны отсутствия гранитного слоя

балханского и Предэльбурского прогибов структурному плану, существовавшему в мезозое, а прогибы западного и восточного обрамлений Южно-Каспийской впадины рассматривать как новообразования кайнозойского времени. Однако в структуре поверхности Мохоровичича не отражен лишь прогиб, охватывающий Западно-Туркменскую низменность и прилегающий шельф Южного Каспия. В его пределах, как и на участке Южно-Каспийского поднятия, мощности земной коры составляют примерно 30 км, тогда как по северному, южному и западному обрамлениям впадины они возрастают, превышая иногда 50 км. Следовательно, в качестве новообразования должен был бы рассматриваться лишь восточный из периферийных прогибов Южно-Каспийской впадины — Западно-Туркменский.

Сходство в структуре поверхности и подошвы консолидированной коры легло в основу разделяемого большинством исследователей мнения об унаследованном, по крайней мере начиная с герцинского этапа, развитии Южно-Каспийской впадины, о представлении сохранения в ее пределах структурного плана (Маловицкий, 1968; Резанов, Шевченко, 1978). Казалось бы, формирование осадочной толщи также свидетельствует об унаследованном развитии, поскольку представления об ее стратиграфическом объеме, об ее соответствии альпийскому комплексу, точнее юре, мелу и кайнозою, общепризнаны.

Нами иначе интерпретируются те же профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и корреляционного метода преломленных волн

(КМПВ): Огурчинский—Сарыкамыш, Атрек—Сагиз, Сафаралиев—Каспийское море, привязывая поверхность консолидированной коры к границе между мезозоем и кайнозоем, что равносильно утверждению о соответствии осадочной толщи преимущественно кайнозойскому комплексу отложений. Столь высокое положение поверхности консолидированной коры можно вполне объяснить развитием в разрезе мезозоя, как и на территории Куринской впадины, вулканогенных пород основного состава. Подтверждается это бурением на участке Талыш-Вандамского погребенного поднятия, в пределах одноименного максимума силы тяжести, причем в его северной части, где значения силы тяжести заметно ниже, нежели в южной части максимума. Кстати, в южной части максимума силы тяжести в разрезе нижнего палеогена, обнажающегося на поверхности и обладающего мощностями до 5–6 км, значительно развиты вулканогенные образования основного состава.

Поверхность консолидированной коры в пределах указанного максимума устанавливается на глубинах 3–5 км, где фиксируется граничная поверхность с $V_T = 5,8\text{--}6,3$ км/с (Раджабов, 1975). В районе Саатлов, где пробурена скважина глубиной 6300 м, в интервале указанных ранее глубин и до забоя развиты вулканогенные образования мела. Вероятнее всего, и кровля базальтового слоя, глубины залегания которой оцениваются здесь в 7–8 км по положению скоростной поверхности с $V_T = 6,5\text{--}7,3$ км/с, должна связываться с мезозойским, но точнее — с юрским разрезом, ибо отсутствие в зоне максимума юрских отложений трудно даже предположить. Укажем на то, что все более ранние представления о глубинном строении Южно-Каспийской впадины не учитывали результатов бурения в зоне Талыш-Вандамского максимума, ибо не располагали ими, и потому объясняли высокое положение доюрского фундамента либо отсутствием, либо резким сокращением мощности меловых и юрских отложений (Маловицкий, 1968: Резанов, Шевченко, 1978).

Резкое погружение поверхности консолидированной коры к востоку от Талыш-Вандамского поднятия, то есть уже собственно в пределах Южно-Каспийской впадины, можно опять-таки обосновать процессами интенсивного прогибания в кайнозое. Субмеридиональные разломы, окаймляющие с запада и востока впадину, свидетельствуют прежде всего о скачкообразном увеличении в сторону глубоководной части видимой мощности кайнозойских отложений. Достаточно сказать, что к юго-востоку от Апшеронского полуострова, где фиксируются максимальные (до 25 км) мощности осадочной толщи, подошва верхнего плиоцена, по сейсморазведочным данным, находится на глубинах до 7 км.

Бурением установлены большие мощности кайнозойских отложений, в частности, по заданному обрамлению впадины (юго-западная часть Апшерона, Кобыстан, Бакинский архипелаг). При этом результаты бурения определенно свидетельствуют о развитии пологих надвигов в толще кайнозоя, о резкой дисгармонии в его складчатой структуре, с чем связаны частые повторения одних и тех же горизонтов в вертикальном разрезе и, как следствие, резкое увеличение мощности кайнозоя.

Необходимо подчеркнуть, что в Прибалханской, Гограндаг-Окаремской зонах восточного обрамления, в Апшероно-Кобыстанской и в Прикуринской областях западного обрамления Южного Каспия складчатые процессы в кайнозое протекают синхронно с прогибанием, в прямой зависимости от степени прогибания, как результат горизонтального перемещения масс внутри прогибов. Фактически складкообразование в условиях обрамления Южного Каспия, в результате которого возникают обратные соотношения в структуре подошвы и поверхности кайнозоя (рис. 2), протекает как

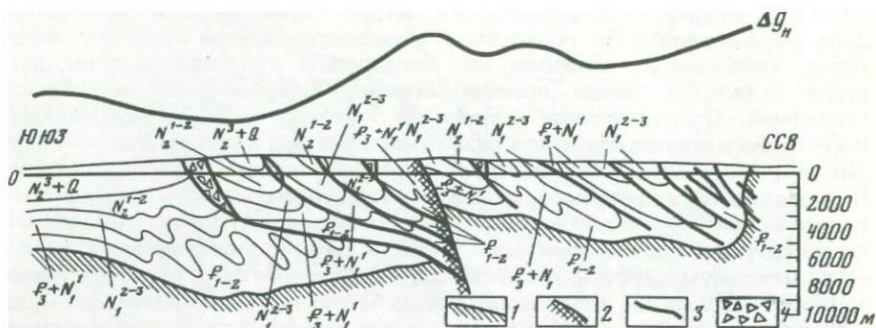


Рис. 2. Принципиальный геологический разрез Шемахино-Кобыстанской области
 1 — поверхность мезозойских отложений; 2 — разломы, разграничивающие крупные структурные блоки; 3 — разрывы, осложняющие складчатую структуру; 4 — грязевулканическая брекчия

P_{1-2} — нижний и средний палеоген; $P_3 + N_1^1$ — верхний палеоген и нижний миоцен; N_1^{2-3} — средний и верхний миоцен; N_2^{1-2} — нижний и средний плиоцен; $N_3^1 + Q$ — верхний плиоцен и четвертичный комплекс; Δg_H — кривая наблюдаемого поля силы тяжести

процесс компенсационный относительно прогибания. Следовательно, складчатая структура осадочного выполнения прогибов должна, по крайней мере в своем простирании, подчиняться ориентировке этих прогибов. Именно поэтому в пределах Апшероно-Прибалханского прогиба, а тем более в его суженной центральной части (Апшеронский порог), складчатость имеет, как и в Предэльбурском прогибе, субширотную, а в Прикуринской области и Гограньдаг-Окаремской зоне — субмеридиональную ориентировку. Вполне объяснимой становится и поперечная северо-восточная ориентировка складок к юго-востоку от Апшеронского полуострова, в зоне пересечения прогибов широтного и меридионального простирания, где, естественно, направление складчатости должно быть промежуточным.

Различия в физических свойствах пород кайнозоя и мезозоя объясняются принадлежностью первого преимущественно к молассовому, а второго — к геосинклинальному комплексам. В пределах юго-восточной части Кавказа плотности флишевых отложений мела превышают обычно 2,3–2,4 г/см³, а сланцевая юра характеризуется плотностями порядка 2,7 г/см³. Вулканогенные породы мезозойского разреза, развитого в Куринской и, очевидно, в Южно-Каспийской впадинах, могут благодаря основному составу характеризоваться величинами средней плотности порядка до 2,8 г/см³. Такие значения были получены для порфировитовой толще средней юры северного обрамления Куринской впадины (Вандамская зона). Важно подчеркнуть, что низкая в среднем плотность молассовых образований кайнозоя (менее 2,3 г/см³) может сохраняться на достаточно больших глубинах, достигающих и даже превышающих 20 км. Объясняется преимущественно глинистым составом палеоген-миоценовых отложений, значительным развитием глин и в плиоценовой толще и, очевидно, их пластичностью за счет высокой пористости и насыщения флюидами. Именно высокая их пластичность определяет активное проявление и в настоящее время в толще кайнозоя процессов складко- и разрывообразования. Последнее наглядно подтверждается частыми извержениями грязевых вулканов по всему обрамлению Южно-Каспийской впадины. Кстати, следует сказать, что анализ возрастной характеристики пород из грязевулканической брекчии

показал их подавляющую принадлежность к кайнозойским отложениям. Исключения не составляют вулканы (например, Юго-Западного Апшерона), довольно крупные, судя по большим объемам выбросов, приуроченные к выходам палеогеновых отложений и расположенные в непосредственной близости от обнажений меловых пород. Более того, в грязевулканической брекчии таких вулканов нередко встречаются породы более молодые, нежели отложения, прорезаемые жерлом вулкана на дневной поверхности.

Таким образом, кайнозойская, преимущественно молассовая, толща поверхностного выполнения Южно-Каспийской впадины, однообразная по физическим свойствам даже на больших глубинах, на профилях ГСЗ—КМПВ должна резко отличаться не только от доальпийских образований, но и от альпийского геосинклинального комплекса юры и мела. Этот контраст должен быть тем большим, чем больше глубина залегания поверхности мезозойских отложений.

Исходя из изложенного, на северо-востоке Южно-Каспийской впадины, в Прибалханской зоне (профиль Огурчинский—Сарыкамыш), постепенное нарастание сейсмических скоростей от 3,9–4,0 до 5,0–5,2 км/с включительно свидетельствует о принадлежности этой верхней части разреза к кайнозойскому комплексу. Мощность этой толщи резко возрастает: в Прибалханской зоне поднятий, т. е. в пределах северного борта Апшероно-Прибалханского прогиба, она превышает 10 км (рис. 3).

Итак, не должно быть сомнений в том, что осадочное выполнение Южно-Каспийской впадины, несмотря на большую видимую мощность, достигающую 25 км, по возрасту преимущественно кайнозойское. Труднее доказать, что разрез консолидированной коры представлен, по крайней мере в верхней части, мезозоем, хотя для периферии впадины (Прибалханская зона, Талыш-Вандамское погребенное поднятие) это очевидно. Решение этого вопроса имеет особое значение, ибо от него зависит ответ на вопрос о причинах отсутствия в разрезе консолидированной коры гранитного слоя.

Учитывая, что мезозой, как уже указывалось, вероятнее всего, должен быть распространен в Южно-Каспийской впадине, его участие в строении консолидированной коры также весьма вероятно. Вполне возможно, что разрез консолидированной коры на большей территории Южно-Каспийской впадины представлен в верхней части лишь юрскими вулканогенными отложениями, обладающими высокой плотностной характеристикой. Не исключается размыв в центральной части впадины (Южно-Каспийское поднятие) и всего мезозоя и даже более древних отложений, следствием чего в определенной мере может быть отсутствие в этой части гранитного слоя. Однако глубины более 20 км вполне обеспечивают значительное уплотнение пород, переживших геосинклинальную стадию развития. Не может в этом отношении составить исключения даже меловой комплекс, метаморфизм которого мог быть обеспечен интенсивным проявлением магматизма в раннем палеогене.

Все это означает, что земная кора в Южно-Каспийской впадине развивалась как материковая, что ее сходство с корой океанического типа обусловлено в первую очередь наложенными процессами кайнозойского времени — контрастным характером тектонических движений, с чем связаны прежде всего метаморфизация докайнозойских отложений и их возможный размыв, причем наиболее глубокий на участке Южно-Каспийского поднятия.

Таким образом, более или менее определенно можно говорить о кайнозойском этапе развития Южно-Каспийской впадины, когда тектонические движения были резкоконтрастными и подвижки по крупным разломам в земной коре обусловили формирование по периферии впадины глубоких трогообразных прогибов, окружающих расположенное в центральной

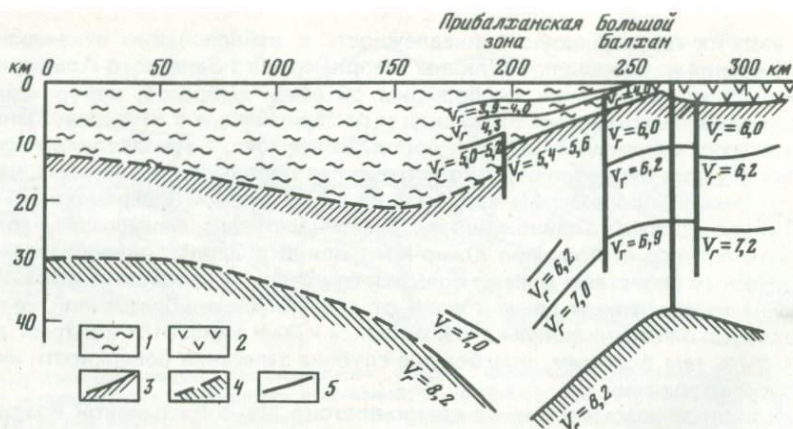


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез земной коры вдоль профиля глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по линии Огурчинский—Сарыкамыш

1 — кайнозойский комплекс; 2 — мезозойский комплекс; 3 — поверхность фундамента; 4 — поверхность Моховорочица; 5 — основные коровые разломы

части поднятия. Активность подвижек по разломам, ограничивающим эти троугообразные прогибы, выразилась в интенсивном смятии в складки их кайнозойского выполнения. Гетерогенность строения впадины в докайнозойское, по крайней мере в мезозойское, время также не должна вызывать сомнений, так как именно этим можно объяснить большую роль вулканогенных образований в разрезе юры и мела.

Очевидно, интенсивному общему, но весьма неравномерному прогибанию в кайнозое предшествовало столь же неравномерное воздымание блоков земной коры в мезозое, наиболее активное в центральной части впадины. Думается, что воздымание Южно-Каспийского поднятия в раннеальпийское (юра, мел), а также в герцинское время было основным тектоническим фактором, обусловившим, с одной стороны, проявление магматизма, а с другой — размыв и потому резкое сокращение мощностей земной коры в ее центральной части. В результате на участке Южно-Каспийского поднятия допустим размыв гранитного слоя, тогда как по периферии впадины его образование могло и не происходить в связи с активным проявлением магматизма основного состава и консолидацией накопившихся отложений до плотности, соответствующей плотности "базальтового" слоя. Речь, следовательно, должна идти о том, что Южно-Каспийская впадина в течение длительного времени, возможно начиная с каледонского этапа, находилась в условиях резкоконтрастного проявления тектонических процессов, которые, судя по структурным соотношениям между кайнозойским и более ранними комплексами, могли быть вызваны результатом наложения рифтовых зон разного возраста и разного направления.

Литература

- Аксенович Г.И., Аронов Л.Е., Газельганц А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 152 с.
- Али-заде А.А., Ахмедов Г.А., Куликов В.И. и др. Глубинное строение Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Каспия. — Изв. АН АзССР. Науки о Земле, 1968, № 5, с. 3—11.
- Али-Заде А.А., Алиханов Э.Н., Гасанов И.С. и др. Каспийская впадина. — В кн.: Геология СССР, т. 47. Азербайджанская ССР, ч. 1, Геологическое описание, М.: Недра, 1972, с. 360—367.

- Алиханов Э.Н., Гасанов И.С., Исмаилов К.А.* и др. Каспийская впадина. — В кн.: Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. Баку: Изд-во АН АзССР, 1968, с. 95—101.
- Вольвовский И.С., Шлезингер А.Е.* Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин и структура земной коры. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 44—64.
- Годин Ю.Н.* Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М.: Недра, 1969, 252 с.
- Исмаилов К.А., Гасанов И.С.* Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой (в свете новых данных геологии и геофизики). — В кн.: Геофизическая разведка на Каспийском море. М.: Недра, 1966, с. 101—120.
- Маловицкий Я.П.* История тектонического развития впадины Каспийского моря. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 10, с. 103—120.
- Маловицкий Я.П.* Основные проблемы и направления геолого-геофизического изучения внутренних морей Тетиса. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 5—10.
- Раджабов М.М.* Граничные скорости в консолидированной коре Курунградской впадины. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 103—108.
- Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978, 182 с.
- Семов В.Н., Куликов В.И., Гасанов И.С.* Строение Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 84—96.
- Хаин В.Е.* К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием. — Геология нефти и газа, 1958, № 9, с. 11—18.
- Шихалибейли Э.Ш.* К вопросу о глубинном строении впадины Южного Каспия и окружающих областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 171—179.

УДК 551.24.794 (479.24—13)

Ф.С. Ахмедбейли, Л.И. Алиева, В.А. Каспаров, О.Н. Ширинов

ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВАЯ ТЕКТНИКА ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

За последние десятилетия при исследовании морей и океанов значительное место отводится изучению морфологии дна и батиметрии. Карты рельефа дна и глубин в сочетании с материалами геологических, геофизических и аэрофотометрических исследований служат основой при изучении тектонического строения морских и океанических впадин. При этом наиболее достоверные результаты удается получить для новейшего комплекса отложений, в частности четвертичной толщи.

В пределах Южно-Каспийской впадины плейстоцен-голоценовые отложения весьма широко распространены. Значительные мощности этих отложений зафиксированы в шельфовых зонах восточного и особенно западного побережий. Данные по морфологии рельефа дна и мощностям отложений дают основание считать, что тектоника всей четвертичной толщи впадины очень сложна.

По характеру рельефа дна в Южном Каспии можно выделить пять зон. Шельфовая зона обрамляет всю прибрежную полосу впадины. В пределах южного склона Апшеронско-Прибалханского порога шельф представляет собой пологонаклонную террасу. В восточной части Южного Каспия ширина шельфа местами достигает 160—170 км. Наиболее узкая часть шельфа — вдоль южного побережья Каспийского моря. Рельеф шельфа не столь прост, как это часто представляется. Так, шельф туркменского побережья характеризуется в основном пологим наклоном дна, местами он осложнен узки-

ми уваловидными поднятиями. Шельф западного побережья имеет сравнительно крутой наклон. Внешняя его граница очень извилиста; здесь также прослеживаются отдельные небольшие поднятия.

Следующая зона — континентальный склон. Для него характерна большая крутизна. Изобаты здесь сгущены, глубины нарастают быстро. В отличие от западной части Южно-Каспийской впадины, где континентальный склон занимает узкую полосу между шельфом и глубоководной частью, в восточной части он резко выражен лишь на участке, прилегающем к бровке средней части шельфа. Континентальный склон в пределах южного побережья Каспия представлен также узким крутым склоном дна.

Три последующие зоны расположены в глубоководной части впадины. Одна из них занимает сравнительно небольшую площадь — это зона субмеридиональных (северо-северо-западных—юго-юго-восточных) поднятий и прогибов. Под острым углом к ним расположены более крупные прогибы (западно-юго-западные—восточно-северо-восточные), разделенные узкими хребтами, которые вместе образуют другую зону — зону субширотных глубоководных прогибов. И наконец, зона глубоководной равнины. Границы между этими тремя зонами благодаря резкому отличию характера рельефа дна выражены довольно отчетливо.

Наиболее характерная форма подводного рельефа впадины — это очень крутые, иногда отвесные уступы разной протяженности — от 7–10 до 20–25 км. Они расположены в основном в зоне субмеридиональных поднятий и прогибов. Отдельные уступы осложняют также континентальный склон впадины. В пределах субширотных глубоководных прогибов и глубоководной равнины такие уступы не прослеживаются.

Существенен вопрос о соотношениях элементов рельефа дна с геологической структурой, в частности структурой четвертичной толщи. Для выяснения этого вопроса была составлена серия широтных профилей (всего 7), охватывающих всю Южно-Каспийскую впадину и протягивающихся от западного побережья до восточного.

Как видно по рис. 1, основные элементы рельефа дна впадины и тектонические структуры четвертичной толщи и подстилающего комплекса имеют разные соотношения. Прежде всего обращает на себя внимание то, что ряд поднятий и прогибов, установленных сейморазведочными работами и бурением (по поверхности среднего плиоцена), не отражен в плейстоцен-голоценовой толще. С другой стороны, по геоморфологическим данным, намечаются структуры и разрывы, осложняющие строение только этой толщи, т. е. налицо новейшие элементы тектоники, формирование которых началось уже в четвертичное время. Это, например, ряд локальных поднятий в пределах восточного шельфа и крупных размеров поднятие и прогиб (рис. 2) вдоль северного края глубоководной равнины.

По мнению некоторых исследователей (Лебедев, 1978; и др.), в Южно-Каспийской впадине выделяется несколько типов складчатости. Так, весь шельф у восточного побережья и значительная часть глубоководной зоны рассматриваются ими как унаследованная отраженная складчатость. Из анализа материалов бурения, сейсморазведки и морфологии рельефа дна видно, что в пределах указанных частей впадины унаследованные складки в плейстоцен-голоценовой толще, как правило, отсутствуют.

Элементы рельефа дна совпадают с тектонической структурой плиоцен-четвертичного комплекса в зонах субмеридиональных поднятий и прогибов и субширотных глубоководных прогибов. Однако и здесь имеются отдельные структурные деформации в четвертичном комплексе, которые в нижележащих слоях, по материалам сейсморазведки, не обнаруживаются.

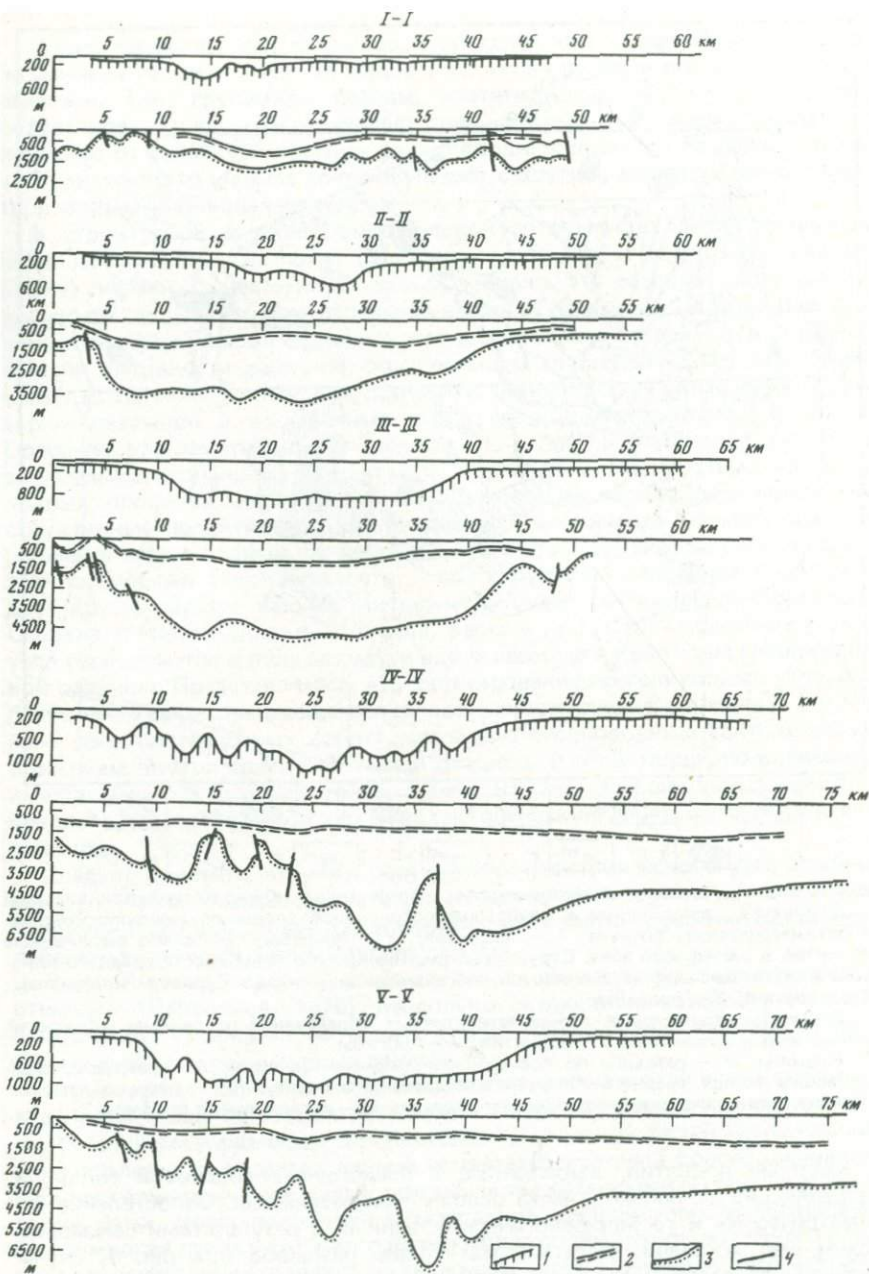


Рис. 1. Структурно-геоморфологические I – V профили (по материалам батиметрии дна, сейсморазведки и бурения)

1 – рельеф дна; 2 – подошва четвертичных слоев; 3 – кровля среднего плиоцена; 4 – разрывы

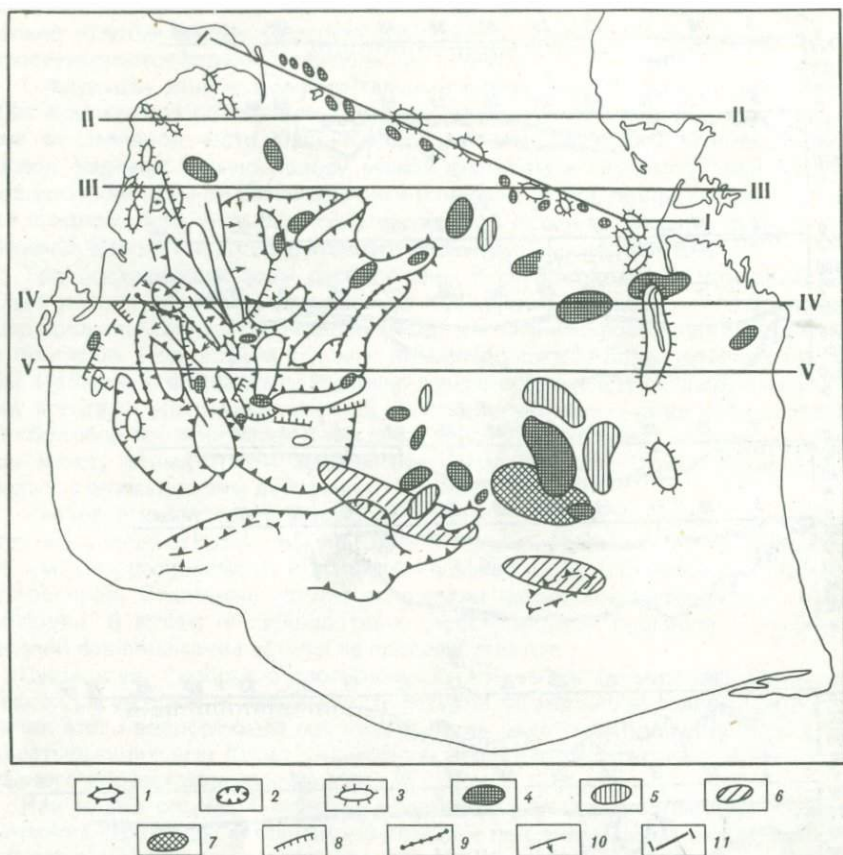


Рис. 2. Карта тектоники плейстоцен-голоценовой толщи Южно-Каспийской впадины

Структуры, выраженные в плейстоцен-голоценовой толще по морфологическим и батиметрическим данным: 1 — поднятия; 2 — прогибы; 3 — слабо выраженные поднятия в шельфовой зоне. Структуры, выраженные по поверхности среднего плейстоцена и возможно верхнего плейстоцена по сейсморазведочным и буровым материалам: 4 — поднятия; 5 — прогибы.

Элементы структуры в толще четвертичных образований по данным мощностей четвертичных отложений; 6 — поднятия; 7 — прогибы.

Разрывы: 8 — разрывы по поверхности среднего плейстоцена; 9 — разрывы, пересекающие толщу среднего плейстоцена-плейстоцена-голоценовая; 10 — разрывы, пересекающие только плейстоцен-голоценовую толщу; 11 — региональные профили

Крупные поднятия, выраженные в плейстоцен-голоценовой толще, и разделяющие их прогибы часто осложнены разрывами. Сопоставление батиметрических и геоморфологических данных с результатами сейсморазведки дает основание выделить три группы разрывов (см. рис. 1, 2): а) разрывы по поверхности среднего плейстоцена и, вероятно, продолжающиеся в нижележащие слои; б) разрывы, пересекающие всю толщу от поверхности среднего плейстоцена и вверх, включая четвертичные слои; в) разрывы, пересекающие только плейстоцен-голоценовую толщу. С этой группой разрывов связаны крутые или отвесные уступы рельефа, достигающие нередко несколько сотен метров. Часто к ним приурочены подводные грязевые вулканы.

Кроме перечисленных разрывов, в пределах Южно-Каспийской впадины, по данным геофизических исследований, установлены и другие глубинные разломы. Так, глубинный разлом, протягивающийся от Апшеронского полуострова на юг, разграничивает зону субмеридиональных поднятий и прогибов от зоны субширотных глубоководных прогибов. Западная граница Туркменского шельфа почти совпадает с другим, меридионально ориентированным глубинным разломом.

В структурной и геоморфологической зональности Южно-Каспийской впадины глубинные разломы (особенно те, что имеют долготную ориентировку) играют существенную роль. Очевидно, эти разломы остаются довольно активными и в четвертичное время. Тектонический план плейстоцен-голоценовой толщи формировался в основном в зависимости от разной степени активности движений по отдельным глубинным разломам. Этим, в частности, можно объяснить различную ориентировку складчатых структур и разрывов в выделенных структурно-геоморфологических зонах. Особенно это заметно вдоль границы (т. е. вдоль глубинного разлома) зон субмеридиональных поднятий и прогибов и субширотных глубоководных прогибов, и прежде всего в южной их части. Здесь локальные структурные поднятия и соответствующие им элементы рельефа ориентированы в самых разных направлениях. При этом, однако, хорошо выявляется следующая закономерность — все структуры направлены навстречу друг другу, образуя как бы тектонический узел (антиклинали Корганова, Осепяна, Метакса, Мишне, Баба-заде, Берга и др.). Структуры южной части узла расположены в виде полудуги вдоль северного края зоны глубоководной равнины. Представляется, что формирование тектонического узла, особенно четко вырисовывающегося по поверхности среднего плиоцена (по данным сейсморазведочных работ), связано с неоднородным тектоническим строением внутри третичной толщи осадков. В этой толще, по-видимому, имеется несколько структурных этажей. Что же касается плейстоцен-голоценового комплекса, то в нем этот тектонический узел выражен значительно слабее.

Следует отметить, что зона расположения тектонического узла впадины Южного Каспия характеризуется значительными мощностями осадочных отложений (20 км), тогда как в мелководных частях, особенно восточного побережья, эта цифра не превышает 15 км.

Во всей толще осадков, особенно в зоне их максимальных мощностей, отмечено (Непрочнов, 1976) несколько скоростных разделов, очевидно являющихся границами не только толщи пород разной плотности, но и предполагаемых структурных этажей.

Структурные поднятия и прогибы, которые намечаются в плейстоцен-голоценовой толще по батиметрическим и морфологическим данным, различны по формам и размерам для восточной и западной частей Южно-Каспийской впадины. В пределах первой намечается крупный прогиб, осложненный несколькими относительно узкими и значительными по протяженности поднятиями северо-восточной—юго-западной субширотной ориентировки. Здесь многие структуры, резко выраженные по поверхности среднего плиоцена, в плейстоцен—голоцене не отражены или встречаются фрагментами. Западная часть впадины отличается более сложным строением; поднятия здесь менее протяженные и резко выраженные, количество их больше. В пределах обширного мелководья Туркменского побережья пологие поднятия и прогибы по поверхности среднего плиоцена (и в верхнем плиоцене), в плейстоцен—голоцене вообще не выражены.

Нами были проведены количественные определения некоторых характеристик новейших движений земной коры в пределах Южно-Каспийской

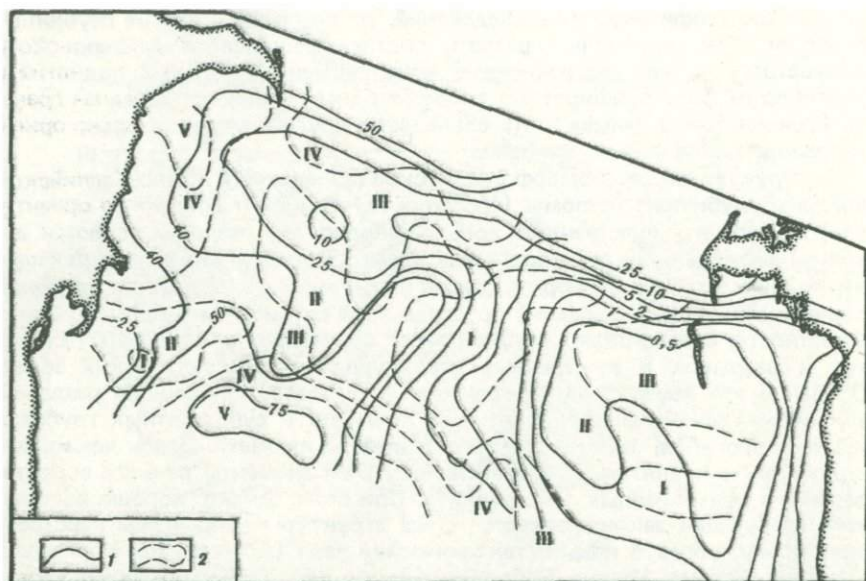


Рис. 3. Карта активности вертикальных неотектонических движений и неотектонической напряженности Южно-Каспийской впадины за верхнеплиоцен-четвертичное время

1 — изолинии активности вертикальных неотектонических движений (значения изолиний выражены в единицах 10^{-10} год $^{-1}$); 2 — районы с разным значением неотектонической напряженности. Неотектоническая напряженность: I — минимальная, II — малая, III — средняя, IV — большая, V — максимальная

впадины, а именно: активности новейших движений и неотектонической напряженности.

Рассчитанные по формулам (Ахмедбейли, Каспаров, 1978), величины активности новейших движений за верхнеплиоцен-четвертичное время представлены на рис. 3. Как видно, максимальные значения активности ($A = 50 \div 80 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$) отмечаются в основном в зонах субмеридиональных поднятий и прогибов и субширотных глубоководных прогибов. Минимальные же величины активности характерны для обширной восточной мелководной части Южно-Каспийской впадины, т. е. где мощности осадочной серии резко сокращены.

Аналогичные построения выполнены и для четвертичного отрезка времени. Из сопоставления полученных результатов выяснилось, что значения активности существенно меняются по времени на различных участках. Для выяснения величин временной динамики неотектонической активности была составлена карта соотношения активностей четвертичного этапа и верхнеплиоцен-четвертичного времени. Продолжительность отрезков времени, для которых определены величины активности, приняты: для плейстоцен-голоцена 0,6 млн. лет (Громов и др., 1969; Зубаков, Кочегура, 1971), а для верхнего плиоцена-антропогена 2,8 млн. лет (Афанасьев и др., 1964; Рубинштейн, Габуния, 1971). Установлено, что активность в северо-восточной части Южно-Каспийской впадины в новейшее время повышается, тогда как в центральной глубоководной части — понижается.

Основные параметры режима активности новейших движений (амплитуды за разные отрезки времени, градиенты скоростей) в комплексе ха-

рактизируют относительную величину неотектонической напряженности. Количественные характеристики этой величины, полученные по карте активности за верхнеплиоцен-четвертичное и четвертичное время и карте соотношений этой активности, дали возможность выделить в пределах Южно-Каспийской впадины зоны, отличающиеся по состоянию напряженности земной коры за определенный отрезок времени (см. рис. 3).

Максимальной неотектонической напряженностью характеризуется участок расположения структур Николайшвили, Корнева-северный, Корнева-южный, Архангельского, Мишне, группа поднятий Бабазаде (структуры, выраженные по поверхности среднего плиоцена). По плейстоцен-голоценовой толще этот участок соответствует зоне субмеридиональных глубоко-водных прогибов. С этим же участком совпадает отмеченный ранее тектонический узел Южно-Каспийской впадины.

Небольшой участок максимальной напряженности фиксируется также в северной части Бакинского архипелага. Большая часть мелководий западного и восточного побережий отличается малыми и минимальными значениями неотектонической напряженности.

Результаты количественной оценки новейших тектонических движений за четвертичный и верхнеплиоцен-четвертичный отрезки времени свидетельствует об определенных изменениях, происшедших в формировании тектонического плана в послесреднеплиоценовое время. Основной особенностью тектоники плейстоцен-голоценовых образований, по нашему мнению, является начало формирования нового структурного плана, однако с некоторыми элементами унаследованности структуры подстилающего комплекса отложений.

На основании проведенных исследований можно высказать определенную точку зрения о перспективах нефтегазоносности названного региона. Следует отметить, что несоответствие структурных планов плейстоцен-голоцена и подстилающего комплекса является важным при выборе места бурения скважин. В этой связи нельзя не учитывать и результаты количественного анализа режима тектонических движений на последнем отрезке неотектонического этапа.

Л и т е р а т у р а

- Афанасьев Т.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И. и др. Геохронологическая шкала, — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 287—288.
- Ахмедбейли Ф.С., Каспаров В.А. Количественная характеристика активности неотектонических движений Южно-Каспийской впадины. — В кн.: Материалы научной конференции молодых ученых. Баку: Элм, 1978, с. 171—172.
- Громов В.Н., Краснов Н.Н., Никифорова К.В. и др. Схема подразделений антропогена. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1969, № 36, с. 41—55.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В. Опыт разработки магнитохронологической шкалы плиоцен-плейстоцена. — В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении. М.: Наука, 1971, с. 18—20.
- Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978, 111 с.
- Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976, 95 с.
- Рубинштейн М.М., Габуния Л.К. Вариант детализированной геохронологической шкалы по данным Евразии и Северной Америки. — В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении. М.: Наука, 1971, с. 17—18.

А.А.Ализаде, Ю.Г. Ганбаров, З.Ф. Джафаров

**МЕТОДИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ**

В Азербайджанском отделении ВНИИГеофизики в последние годы разработана методика морских региональных сейсмических наблюдений, которая была использована при сейсмических исследованиях в Среднем и Южном Каспии. Сейсмические наблюдения проводились методом отраженных волн в модификации центрального луча (СЦЛ) с использованием пневмоизлучателей с интервалом возбуждения 100–120 м.

Сейсмические наблюдения выполнены на 11 профилях в Среднем Каспии и на 5 профилях в Южном Каспии с общей протяженностью свыше 3500 км (рис. 1). На этих профилях выявлены и прослежены протяженные сейсмические горизонты, освещающие тектонику мезокайнозойских отложений в Среднем Каспии и кайнозойских отложений в Южном Каспии. Волновое поле на профилях довольно сложного характера и в основном обусловлено поверхностными и глубинными сейсмогеологическими особенностями разреза.

Сопоставление временных разрезов региональных сейсмических профилей, пересекающих Средний Каспий, показывает, что по числу и характеру поведения прослеженных горизонтов и по надежности их выделения многие профили практически мало отличаются друг от друга. Однако характер сейсмического поля меняется вдоль профилей. В этом отношении самый характерный профиль представлен на рис. 2а, на котором отражаются основные черты тектоники и закономерности распределения мощностей кайнозойских и верхнемеловых отложений.

В крайней, юго-западной части профиля глубина исследования составляет 6 км и более. Мощность кайнозойского комплекса достигает 6 км. В центральной части профиля отмечается увеличение мощности кайнозойского комплекса отложений по всем выделенным отражающим горизонтам. Однако количественно оценить мощность этого комплекса невозможно из-за потери здесь сейсмической информации. Поскольку данная зона четко выделяется и на других профилях и носит региональный характер, возможно предположить существование здесь крупной разрывной дислокации, перекройтой толщей четвертичных отложений.

Строение платформенного борта Терско-Каспийского прогиба освещается несколькими протяженными горизонтами в стратиграфическом интервале от плиоценовых до меловых отложений включительно. Каждый из указанных горизонтов на временном разрезе проявляется в виде многофазных интенсивных групп отраженных волн, уверенно прослеживающихся почти на всем протяжении северо-восточного борта прогиба. Исключение составляет участок профиля, где указанные горизонты не выразительны из-за наложения различного рода волн-помех (кратные, реверберационные). Здесь качество сейсмического материала ухудшается, уменьшается глубина исследования. Проследить сейсмические горизонты в этом интервале профиля достаточно уверенно невозможно. Данное обстоятельство можно считать указанием на то, что в этом интервале профиля, так же как и на подобном отрезке северо-восточной части профилей № 1, 3, 6, 8, 10 (см. рис. 1), меняются сейсмогеологические условия.

В наиболее погруженной части платформенного борта мощность слоев, заключенных между отражающими горизонтами III и IV, составляет 2–

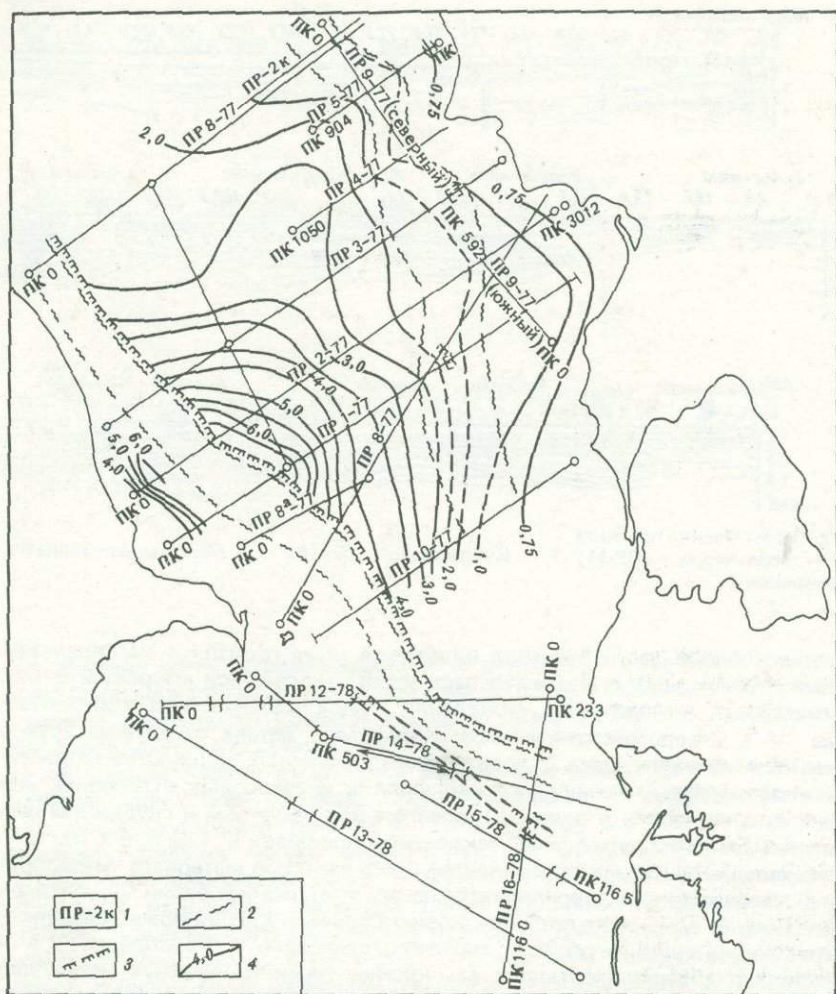


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей и характеристики сейсмического материала на Каспийском море

1 — региональный сейсмический профиль; 2 — зона сложного сейсмического материала; 3 — глубинный разлом, предполагаемый по сейсмическим данным; 4 — изолинии по сейсмическому горизонту, приуроченному к верхнемеловым отложениям

3 км. Далее к северо-востоку они сокращаются до 500 м. В пределах же указанной зоны из-за ухудшения качества сейсмического материала проследить III и IV горизонты и судить о мощности меловых отложений становится затруднительно. Серия горизонтов, залегающих выше горизонта III, отражает картину сокращения мощностей третичных и четвертичных отложений в северо-восточном направлении. Еще более к северо-востоку качество сейсмического материала снова улучшается, глубина исследования на разрезе существенно возрастает. Наиболее уверенно прослеживается отражающий горизонт III, стратиграфически отвечающий низам палеогена—верхам верхнего мела. Залегает он здесь весьма полого, и, наконец, в крайней

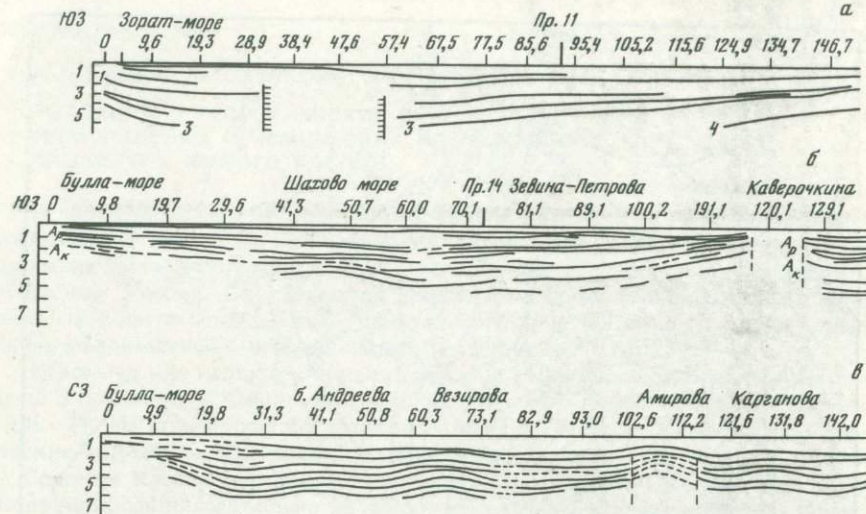


Рис. 2. Сейсмические профили
 а — Зорат-море — ПР-11; б — Булла-море — ПР-16; в — Булла-море—Западно-Огурчинское

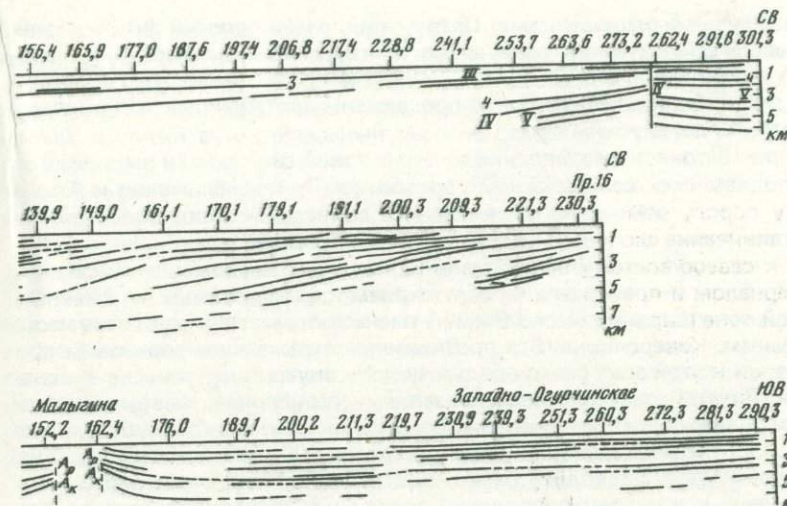
северо-восточной части профиля на разрезе ниже горизонта III прослеживаются горизонты IV и V, стратиграфически относящиеся к юрским и пермо-триасовым отложениям. Появление новых протяженных горизонтов ниже IV в северо-восточной части Казахского залива свидетельствует о локальном развитии здесь относительно повышенных мощностей терригенных мезозойских, преимущественно юрских и триасовых отложений. Все характерные участки и зоны, выявленные на временном и глубинном разрезах профиля № 2, аналогичны таковым на профилях № 1, 3, 6, 8 и 10.

Изменение основных особенностей сейсмического материала вдоль профилей закономерно и коррелируется по площади исследований. По характеру изменения волнового поля акваторию Среднего Каспия можно разделить на следующие крупные области: западную, центральную и восточную.

Западная область охватывает альпийскую геосинклинальную часть, для которой характерна часто чередующаяся, динамически невыдержанная многофазная сейсмическая запись с глубиной исследования до 2—3 км с большими наклонами отражающих горизонтов. Динамически выраженных горизонтов нет.

Центральная область охватывает глубоководную часть Среднего Каспия и характеризуется наличием динамически выраженных горизонтов в мезозойских отложениях. Отраженные волны, связанные с глубокими горизонтами (в меловых, юрских и пермо-триасовых отложениях), относительно низкочастотные по сравнению с волнами от третичных отложений.

Восточная область охватывает сравнительно спокойную в тектоническом отношении часть платформы и имеет только ей присущие сейсмические особенности. Верхняя тонкослоистая часть разреза представлена отложениями кайнозоя (мощность 800—1200 м). В средней части разреза наблюдаются опорные отражающие горизонты, приуроченные к верхнемеловым отложениям. В верхней и средней частях разреза все отражающие сейсмические границы, кроме дна моря, имеют почти согласное пологое залегание.



Нижняя часть разреза представлена динамически выраженными сейсмическими горизонтами, приуроченными к пермо-триасовым образованиям, рельеф поверхности которых меняется резко. Поверхность пермо-триаса прослеживается на глубине 5—6 км.

В Южном Каспии отработаны 5 региональных профилей (см. рис. 1). Весьма характерен профиль, протягивающийся от площади Булла-море до мыса Куули-маяк (рис. 2, б). По характеру волнового поля профиль можно разделить на две части: структура Булла-море — Апшеронский порог и Куули-маяк. Первая юго-западная часть профиля охватывает северный район Бакинского архипелага, южный район Апшеронского архипелага и Апшеронский порог. В этой области сейсмический разрез характеризуется наличием чередующихся отражающих горизонтов с различной степенью протяженности и динамической выдержанности. Выделены в основном две группы динамически выдержанных отраженных волн на 1,0—1,7 и 1,5—3,0 с и прослеживаемых на большие расстояния. Построены уверенные и непрерывные сейсмические горизонты, соответствующие отложениям апшеронского и акчагыльско-го ярусов и верхам продуктивной толщи. На временном и глубинном разрезе отражены периклинали структур Булла-море, Шахово-море, им. Зевина-Петрова и свод структуры Каверочкина. Глубина исследования вдоль профиля изменяется от 1,5 до 4,5—5 км. Пологий антиклинальный перегиб отображает северо-западную перекираль структуры Шахово-море. Часто чередующиеся протяженные отражающие горизонты довольно хорошо и непрерывно прослежены через антиклинальный перегиб до глубины 3,5 км. На дне моря и по четвертичным отложениям этот перегиб выражен слабо.

Осложнение волнового поля в спокойной синклинальной области между структурами Шахово-море и им. Зевина-Петрова и резкое изменение глубины моря может быть объяснено тектоническими осложнениями, в том

числе разрывными нарушениями. Следующий, очень пологий антиклинальный перегиб сейсмических горизонтов соответствует далекой северо-западной периклинали структуры им. Зевина—Петрова. Через этот антиклинальный перегиб довольно уверенно прослежены протяженные сейсмические горизонты до глубины 5 км.

В северо-восточном направлении от очень узкой синклинали наблюдается крутой подъем всех сейсмических горизонтов. При приближении к Апшеронскому порогу отмечается существенное сокращение мощности отложений, выклинивание слоев и уменьшение глубины исследований.

Далее к северо-востоку выявлена широкая зона со сложным сейсмическим материалом и практическим отсутствием коррелируемых отраженных волн. Этой зоне шириной около 9 км на плане соответствует сводовая часть структуры им. Каверочкина. Все протяженные отражающие горизонты при приближении к этой зоне резко воздымаются и внутри этой зоны не прослеживаются. Внутри зоны сейсмическая запись нерегулярная. На этом участке наблюдается также резкое изменение рельефа морского дна. Глубина моря на очень коротком расстоянии уменьшается от 400—500 до 50—60 м, а на дне моря выступает подводная банка. Подобная структура волнового поля нами отнесена к участкам проявления подводных грязевулканических явлений.

Северо-восточнее от структуры им. Каверочкина наблюдается ярко выраженной глубокая узкая синклиналь, по характеру волнового поля и прослеживанию сейсмических границ сходная с областями развития многослойных и тонкослоистых отложений третичных и четвертичных возрастов. На северо-восточном крыле этой синклинали выявлена зона, где сейсмический материал ухудшен и отсутствуют отраженные волны. Эта зона отделяет область Приапшеронского морского района и Апшеронского порога от Красноводского района.

Северо-восточная часть профиля характеризуется уменьшением как количества прослеженных сейсмических границ, так и времени регистрации отраженных волн. Время прослеживания отраженных горизонтов уменьшается от 30 до 1,2—1,5 с на крайнем северо-восточном конце профиля. Временной и глубинный разрезы северо-восточной части профиля существенно отличаются от Апшеронской области. Заслуживает внимания резкое сокращение здесь мощностей и выклинивание третичных отложений в северо-восточном направлении. Сейсмический разрез стал более расчлененным, значительно уменьшилось количество протяженных сейсмических горизонтов и увеличилась мощность слоев.

На северо-восточном окончании профиля уверенно прослеживается отражающий горизонт в верхнемеловых отложениях на глубинах 2—3 км. Характер сейсмического материала дает основание отнести северо-восточный участок профиля к платформенной области, а юго-западный участок может быть отнесен к его геосинклинальной области (см. рис. 2, б). Граница сочленения платформенной и геосинклинальной областей центрального Каспия достаточно хорошо прослежена и на региональных сейсмических профилях № 14 и 16 (см. рис. 1).

Следующий профиль № 13—78 (см. рис. 1) пересекает ряд антиклинальных структур Бакинского архипелага, Южно-Каспийской впадины и юго-восточного Туркменского шельфа (рис. 2, в). По характеру сейсмического материала здесь отмечаются в основном две зоны: северо-западная и юго-восточная.

Для северо-западной части профиля характерны устойчивые, непрерывные, прослеживающиеся, часто чередующиеся отражающие горизонты, указывающие на слоистость геологического разреза. Выделены и про-

слежены 5—8 сейсмических горизонтов на времени до 4,5 с. На временном и глубинном сейсмических разрезах профиля отражены периклинали известных структур Булла-море, банки Андреева и свод структуры им. Амиряна, им. Карганова и им. Малыгина. Наблюдается, по-видимому, новый крупный антиклинальный перегиб севернее от структуры им. Везирова. Многие из протяженных сейсмических горизонтов не теряют динамической выразительности и на участках антиклинальных перегибов; исключение составляют структуры им. Амиряна и им. Малыгина.

Для данных участков характерно то, что на сводовых частях этих структур отражающие горизонты непрерывно прослежены лишь до глубины 500—1500 м и охватывают четвертичные и апшеронские отложения. По нашему мнению, на структурах им. Амиряна и Малыгина эти зоны связаны с грязевулканическими явлениями. В пределах этих зон, очевидно, нет правильного напластования слоев, что приводит к отсутствию регулярных отраженных волн. При подходе к этим зонам резко обрываются все отражающие горизонты, и эти зоны четко отражаются в рельефе дна моря в виде подводных банок с резким уменьшением глубины моря.

Юго-восточнее от структуры им. Малыгина наблюдается обширная полая глубокая синклиналь. При этом сейсмические горизонты на северо-западном борту этой синклинали залегают под большими углами наклона, а в юго-восточном направлении эти горизонты выполаживаются.

Для юго-восточной части профиля, охватывающей юго-восточный Туркменский шельф Каспия, характерно уменьшение количества отражающих горизонтов и времени регистрации полезной информации. Оси синфазности отраженных волн очень пологие или горизонтальные. Уверенно выделяются лишь 2—3 протяженных горизонта. Область Туркменского шельфа по характеру сейсмического материала явно отличается от северо-западной части профиля, охватывающей площади Бакинского архипелага и Южно-Каспийскую впадину.

Получены новые фактические сейсмические данные вдоль региональных профилей № 14 и 16 (см. рис. 1), пересекающих Апшеронский порог. Новые данные указанных региональных сейсмических профилей характеризуют в региональном плане тектонику Среднего и Южного Каспия и дают возможность уточнить геологическое строение обширной акватории.

Сейсмическими исследованиями в пределах западной части Среднего Каспия прослежено юго-восточное окончание Терско-Каспийского прогиба, являющегося краевым прогибом в системе северо-восточного крыла мегантиклинория Большого Кавказа. Мощность неогеновых отложений здесь превышает 6 км, что указывает на компенсирование прогибания осадконакоплением. Геофизические данные указывают на сложное тектоническое строение западного борта Среднекаспийской впадины и наличие здесь крупного глубинного разлома. Приразломная полоса настолько осложнена тектоническими усилиями, что в пределах всей этой полосы проследить отражающие горизонты не удастся. Этот глубинный разлом и примыкающая к нему с запада раздробленная зона шириной 20—40 км тянется вплоть до Красноводской косы.

На востоке Среднего Каспия расположена эпигерцинская Туранская плита, где все сейсмические горизонты отражают спокойное залегание осадочной толщи. Мощность последней составляет здесь около 2 км, а в районе около Карабогазского свода фиксируется наличие кристаллического фундамента. К платформе со стороны Терско-Каспийского прогиба выклиниваются более древние слои, что явно указывает на тектоническую активность приплатформенной полосы Среднекаспийской впадины.

Эти выклинивающиеся слои могут представлять определенный интерес как стратиграфические ловушки для скопления нефтегазовых залежей.

Центральная часть Среднекаспийской впадины имеет резко выраженное асимметричное строение. Если слои западного борта залегают круто, то в центральной части они почти горизонтальны, а к Туранской плите полого воздымаются с частичным выклиниванием отдельных горизонтов. Что касается строения Апшеронского порога, то следует отметить, что к северо-востоку от него на всех профилях прослеживается узкая синклиналь, которая на востоке переходит в Келькорскую депрессию, расположенную на южном крыле мегантиклинория Большого Балхана. Почти все структуры, расположенные южнее Апшеронского порога, также отличаются сложностью геологического строения. Все они осложнены диапиризмом и явлением грязевого вулканизма. Причем эта активность новейших тектонических движений отмечается вплоть до складок им. Малыгина и Амиряна, за которыми слои неогена залегают спокойно, имея пологие углы падения, что связано, по-видимому, с влиянием погребенного свода Година.

УДК 551.35 (262,8)

*А.Д. Султанов, Н.В. Пашалы, С.Ф. Сулейманова, З.Я. Кравчинский,
Н.В. Кляцко, Т.М. Сараджалинская*

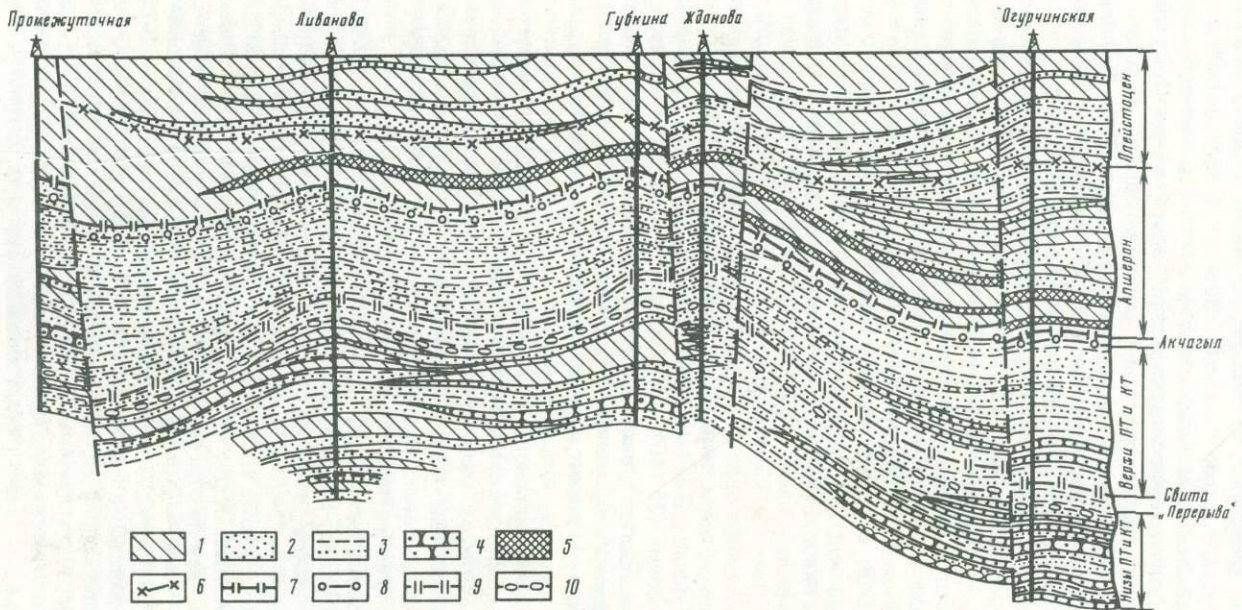
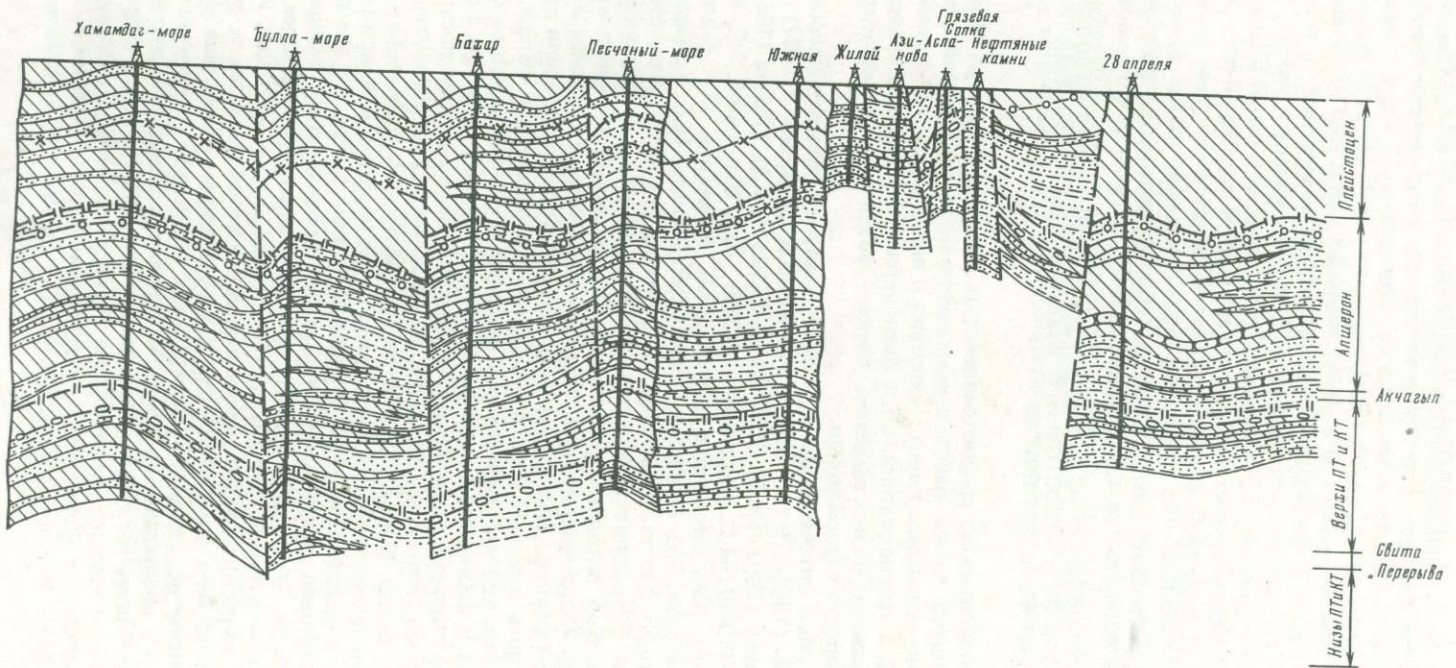
**О СОПОСТАВЛЕНИИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФОВ ЮЖНОГО КАСПИЯ
ПО ДАННЫМ ЛИТОЛОГИИ**

Сопоставлению среднеплиоценовых отложений шельфа Южного Каспия посвящено много работ ученых-нефтяников и специалистов-практиков; ими на основании данных каротажа и визуальных литологических определений, в красноцветной толще были установлены нижний и верхний отделы, и в каждом из них выделены пакки — возрастные эквиваленты отдельных свит продуктивной толщи.

Особый интерес среди этих работ заслуживают исследования Д.А. Агаларовой (1956), В.Г. Рихтера (1956), В.В. Денисевича (1957), В.С. Мелик-Пашаева (1957, 1959), Л.Я. Шварца (1957), Г.И. Горина (1958), А.А. Ализаде (1960), И.С. Мустафаева (1963), А.Д. Султанова, З.Я. Кравчинского (1965), А.А. Геодекяна (1968), Б.А. Харикова, О.А. Одекова (1968), Ч. Сапарова, О.Д. Якубсона (1968), Н.В. Пашалы, М.Б. Хеирова (1979) и др.

Существует также мнение, что красноцветная толща восточного шельфа может быть сопоставлена только с верхним отделом продуктивной толщи. Нами был литологически исследован ядерный материал красноцветной толщи восточного шельфа по ряду скважин структур банок Жданова, Ливанова, Губкина, ЛАМ и о-ва Огурчинский. Эти исследования дали основание выделить нижний и верхний отделы красноцветной толщи, которые по окраске, количественному соотношению песчано-алевритовых и глинистых пород и физическим свойствам могут быть сопоставлены с соответствующими отделами продуктивной толщи Азербайджана (см. рисунок).

Продуктивная толща, исследуемая по площадям Хамамдаг-море, Булламоре, Бахар, Южная с учетом данных по прилегающей суше в нижнем отделе характеризуется преобладанием серой окраски, в то время как верхний отдел в целом отличается буроватым фоном слагающих его пород. Темная же цветовая гамма характерна и для красноцветной толщи, с той лишь разницей, что бурая окраска верхнего отдела имеет более интенсивный красный оттенок, чем это отмечено в продуктивной толще. Интенсивность этой окраски связана с большей аридизацией климата и, возможно, несколько меньшими глубинами бассейна седиментации. Все это обусловило интенсивную аэрацию и садку более повышенного количества лимонита, чем это наблюдалось в пределах западного шельфа рассматриваемого бассейна. Кроме того, в красноцветной толще, так же как и в продуктивной, в общем несколько увеличивается глинистость вниз по разрезу, и также книзу возрастает более тонкое чередование песчано-алевритовых и глинистых прослоев. Исключение составляет VIII горизонт красноцветной толщи, где



Схематический литолого-геологический профиль средне-верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений шельфовых зон Южного Каспия
 1 — глины; 2 — песчано-алевритовые породы; 3 — частое чередование глин и песчано-алевритовых пород; 4 — песчаники; 5 — черные глины; 6 — кровля апшеронских отложений; 7 — кровля акчагильских отложений; 8 — кровля отложений верхнего отдела продуктивной и красноцветной толщ; 9 — кровля свиты "Перерыва" продуктивной и шестой пачки красноцветной толщ; 10 — кровля нижнего отдела продуктивной и красноцветной толщ

мощность прослоев песчано-алевритовых пород доходит до 10–12 м. Кроме того, для нижнего отдела обеих толщ характерно некоторое увеличение алевритовых фракций по сравнению с верхним отделом. Что касается минерального состава, то нами за основу общих черт, еще раз подчеркивающих единство бассейна седиментации, взяты аутигенные минералы, в частности ангидрит. Для нижнего отдела продуктивной толщи Прикуринско-Кобыстанской фации была характерна садка ангидрита, в связи с чем А.Г. Алиевым (1949) выделена здесь ангидритовая свита. Для нижнего отдела красноцветной толщи также характерна повышенная садка ангидрита, образующего прослои, иногда до 1 см мощности. При этом, как и в продуктивной толще, в красноцветной количество ангидрита в виде прослоев увеличивается вниз по разрезу нижнего отдела. Более интенсивная садка ангидрита вплоть до образования мономинеральных хемогенных пород также связана с более аридным климатом в пределах восточной части бассейна седиментации по сравнению с западной. В свитах Надкирмакинской глинистой (НКГ) и Надкирмакинской песчано-алевритовой (НКП) А.Г. Алиевым (1949) в продуктивной толще фиксируется повышенное содержание аксессуарных минералов. Такое же повышенное содержание аксессуарных минералов отмечено в VI пачке нижнего отдела красноцветной толщи.

Распределение глинистых минералов в разрезах красноцветной толщи также подтверждает правильность ее деления на нижний и верхний отделы, так как в верхнем отделе состав тонкопелитовой фракции глин хлорит-монтмориллонит (следы 20%) -гидрослюдистый, а в нижнем — хлорит-каолинит-монтмориллонит (25–40%) -гидрослюдистый. В продуктивной толще западного шельфа состав тонкопелитовой фракции глин характеризуется повышенным содержанием монтмориллонита (50–100% — Бакинский архипелаг), количество которого в нижнем отделе уменьшается по сравнению с верхним.

В песчаниках красноцветной и продуктивной толщ фиксируется интенсивное аутигенное глинообразование, что еще раз свидетельствует о единстве среднеплиоценового седиментационного бассейна. Присутствие большого количества магнезиальных минералов (пальгорскит и сепиолит) в красноцветной толще свидетельствует о том, что садкообразование здесь происходило в зоне более повышенной аридизации климата.

Отложения мощностью 300 м, слагающие горизонты IXa, IXb, X, XI, вскрытые ниже VIII горизонта и относящиеся к подстилающим, также следует отнести к красноцветной толще. Эти подстилающие отложения представлены чередованием глинистых прослоев с алевритами. Алевриты внешне и по минеральному составу аналогичны таковым VIII горизонта, но они несколько плотнее, лучше отсортированы и более мощные. Глины также серые и по составу не отличаются от глин нижнего отдела красноцвета, но их мощность также возрастает. Отмечена тенденция увеличения мощности этих типов пород к VIII горизонту красноцветной толщи. В отложениях ниже VIII горизонта эта тенденция не только сохраняется, но и несколько увеличивается. О принадлежности этих пород к красноцветной толще свидетельствует переотложенная фауна фораминифер. В одном и том же образце присутствуют формы мелового и палеогенового возраста. На переотложенность форм или полное отсутствие фауны указывали также Э.А. Саркисов и А.И. Сулейманов. Переотложенность или отсутствие фауны также характерны для среднеплиоценовых отложений Каспийской впадины в целом. Если бы это были породы более древнего возраста миоцен-палеогенового или мелового и если бы они содержали в себе переотложенную микрофауну, то наряду с ней в них обязательно была бы "своя"

микрофауна, так как указанные стратиграфические единицы (миоцен-палеоген, мел) богато представлены "своими" формами фораминифер.

Наличие в красноцветной толще восточного шельфа нижнего и верхнего отделов подтверждается и данными физических свойств пород. Как и в продуктивной толще, в нижнем отделе красноцветной толщи коллекторские свойства пород несколько ухудшаются по сравнению с верхним отделом.

Для верхних отделов красноцветной и продуктивной толщ характерна небольшая степень цементации пород-коллекторов (за некоторым исключением), которая в обоих случаях меняется в диапазоне 10–25%.

Для нижнего отдела красноцветной (площади банки Ливанова, банки ЛАМ, о. Огурчинский) и продуктивной (площади Булла-море, Хамамдаг-море, Бахар, Южная) толщ характерно увеличение с глубиной мощности песчано-алевритовых пород и сохранение коллекторских свойств. Это связано с тем, что с глубиной улучшается отсортированность пород, о чем свидетельствует снижение коэффициента отсортированности от $S_0 = 4$ до $S_0 = 3,5$.

В обеих стратиграфических единицах указанных структур при содержании в породах 80% песчано-алевритовых фракций при погружении их на большие глубины в последних сохраняются благоприятные физические свойства ($K_{пор} = 25\%$, $K_{прон} = 18–20$ мД).

Как красноцветная, так и продуктивная толщи западного и восточного шельфов Южного Каспия в основном характеризуются идентичными классами коллекторов (III, IV и реже II). На западном шельфе II класс коллекторов распространен больше.

Некоторые отличия каротажных характеристик также можно объяснить. При описании коллекторских свойств мы отметили, что вниз по разрезу (в нижнем отделе) степень отсортированности пород в красноцветной толще улучшается и это подтверждается лучшей отсортированностью алевритов, залегающих ниже VIII горизонта. Их лучшая отсортированность, и несколько большая мощность, связанная с геостатической нагрузкой, обуславливает отличие от каротажных характеристик вышезалегающих пород, но не дает основания считать эти породы более древними, чем среднеплиоценовые.

Учитывая доказанное ранее предшествующими исследователями соответствие VIII₃ + VIII₂ горизонтов Подкирмакинской свиты продуктивной толще, мы допускаем возможность параллелизации отложений, залегающих ниже VIII горизонта (IXa, IXб, X, XI) в разрезе банки Жданова с калинской свитой продуктивной толщи Нефтяных Камней. Учитывая, что мощность калинской свиты прослеживается в пределах последних 325 м, а мощность всех ранее сопоставленных пачек красной толщи с горизонтами продуктивной толщи повышена, надо полагать, что подошва нижнего отдела среднего плиоцена в разрезе банки Жданова не вскрыта. Таким образом, и мощность аналогов калинской свиты здесь также должна быть больше вскрытых 300 м так называемых подстилающих отложений.

В последнее время А.В. Никишин, занимаясь вопросами ритмостратиграфии, сопоставил продуктивную и красноцветную толщи. В нижнем отделе первой из них он выделил 4, а в верхнем — 3 ритма, причем им соответствуют аналоги в среднем плиоцене территории Туркмении.

В северном направлении восточного шельфа красноцветная толща выклинивается, и уже в Среднем Каспии на Карабогазском своде, ближе к современной береговой полосе, вскрыты зоценовые отложения, на размытой поверхности которых залегают породы ачкагыла.

Ачкагыльские отложения на западном и восточном шельфах Южного

Каспия имеют небольшую мощность (40–80 м) и характеризуются преобладанием глин гидрослюдистого состава, повышенным содержанием в разрезах восточного шельфа таких аутигенных минералов, как сульфаты (целестин и ангидрит), лимонит и нередко пирит (на западе).

Апшеронские отложения в пределах рассматриваемых районов представлены всеми тремя подъярусами и характеризуются глинами с прослоями песчаников и алевролитов. В Бакинском архипелаге в верхнем апшероне отмечаются известняки-ракушняки. В разрезах западного и восточного шельфов присутствуют черные известковые глины, имеющие корреляционное значение. В направлении западного шельфа наблюдается некоторое сокращение прослоев этих глин. Отмечается тенденция увеличения песчано-алевритового материала вверх по разрезу на западном и восточном шельфах Южного Каспия. Глины этого возраста преимущественно гидрослюдистого состава, но на западном шельфе количество монтмориллонита в них больше, чем на восточном.

Подтверждение литологическими данными соответствия нижнего отдела красноцветной толщи нижнему отделу продуктивной имеет большое практическое значение, так как по аналогии с последней эти отложения, несомненно, перспективны в отношении нефтегазоносности. Не меньшее значение имеет сопоставление "подстилающих" красноцветных отложений с калинской свитой продуктивной толщи на западном шельфе, где эта свита нефтегазоносна. Породы-коллекторы нижнего отдела красноцветной толщи, как было сказано ранее, сохраняют благоприятные емкостные свойства и на больших глубинах, что также подтверждает перспективность этих отложений в нижних интервалах разреза.

Л и т е р а т у р а

- Алиев А.Г.* Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1949. 311 с.
- Али-заде А.А.* Палеогеография бассейна балханского яруса. Баку: АЗИНТИ, 1960. 66 с.
- Агаларова Д.А.* Микрофауна продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1956. 192 с.
- Геодекян А.А.* Геолого-геохимические особенности нефтегазообразования в Южно-Каспийской впадине. М.: Недра, 1968. 150 с.
- Горин Г.И.* О сопоставлении разрезов продуктивной толщи Апшеронского полуострова и красноцветной толщи Западной Туркмени. — *Азерб. нефт. хоз-во*, 1958, № 6, с. 4–7.
- Денисевич В.В.* Перспективы нефтегазоносности в Туркменской ССР. — *Геология нефти и газа*, 1957, № 7, с. 1–9.
- Мелик-Пашаев В.С.* Условия осадконакопления в плиоцене Апшеронского порога и Прибалханской зоны Западной Туркмени. — *Сов. геология*, 1957, № 57, с. 183–196.
- Мелик-Пашаев В.С.* Геология морских нефтяных месторождений Апшеронского архипелага. М.: Гостоптехиздат, 1959. 243 с.
- Мустафаев И.С.* Литофации и палеогеография среднеплиоценовых отложений Каспийской впадины. Баку: Азернешр, 1963. 191 с.
- Пашалы Н.В., Хейров М.Б.* Глинистые минералы продуктивной и красноцветной толщ мелководных зон Южного Каспия. — *Литология и полез. ископаемые*, 1979, № 5, с. 19–29.
- Рихтер В.Г.* О существовании Среднекаспийской суши и сопоставлении продуктивных толщ Апшерона и Туркмени. — *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1956, т. 21, вып. 1, с. 51–62.
- Сапаров Ч., Якубсон О.Д.* Литолого-петрографическая характеристика и оценка перспектив нефтегазоносности красноцветной толщи банки Жданова. — *Изв. АН ТССР. Сер. биол. наук*, 1968, № 6, с. 96–102.
- Султанов А.Д., Кравчинский З.Я.* К вопросу об изменениях мощности продуктивной толщи красноцвета бортовых частей Южно-Каспийской впадины. — *Нефтегазовая геология и геофизика*, 1965, № 9, с. 29–31.

- Хариков Б.А., Одеков О.А. Геологическое строение Прибалхано-Апшеронского пояса поднятий в связи с перспективами нефтегазоносности. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Науч.-техн. горн. о-во ТССР, 1968, вып. 1, с. 175—190.
- Шварц Л.Я. Расчленение и корреляция разрезов продуктивных толщ Прибалханского района и Апшеронского полуострова. — Новости нефт. техники. Сер. геол., 1957, № 3, с. 19—23.

УДК 551.35 (262.81)

А.В. Никишин

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ РИТМИЧНОСТЬ СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО И СЕВЕРНОГО БОРТОВ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В среднеплиоценовое время Южно-Каспийский седиментационный бассейн включал не только современную впадину Южного Каспия, но и прилегающие к ней обширные участки суши — Куринскую низменность, западную часть Туркмении, полуострова Апшеронский, Челекен и др. Среднеплиоценовая терригенная толща образовывалась поэтапно; колебательные движения земной коры вызывали смену трансгрессий и регрессий седиментационного бассейна, что отразилось в ритмичном чередовании пород различного гранулометрического состава. Эта особенность разреза среднего плиоцена послужила основой для его расчленения на свиты и горизонты, объединяющие прослеживающиеся на той или иной площади преимущественно песчаные либо глинистые пачки. Учитывая, что, кроме сходных черт, имеются значительные различия в строении разрезов среднего плиоцена разных частей седиментационного бассейна, исторически сложилось несколько вариантов стратиграфических разбивок — Апшеронская, Небитдагская, Челекенская, Карадагская и др.

Первая схема ритмичности среднеплиоценовых отложений Апшеронской области была предложена И.И. Потаповым (1947), который исходил из представлений о приуроченности грубозернистых осадков к нижней, базальной части трансгрессивной серии ритма, а тонкозернистых, вплоть до пелитовых, — к верхам последней, считая регрессивную серию полностью размытой к моменту отложения базальных слоев следующего ритма. В разрезе продуктивной толщи Апшеронского полуострова И.И. Потапов (1947) выделил семь крупных ритмов с характерной верхней (поздней) асимметрией. Границы между этими ритмами должны соответствовать перерывам осадконакопления и в подошве каждого ритма иметь следы размытия регрессивной части предыдущего ритма.

Наличие резких границ между глинами и песками характерно для подошвы среднеплиоценовой толщи и иногда — ее верхнего отдела (так называемая свита "перерыва"). В остальных случаях наблюдается обратная картина — постепенная смена песчаными образованиями глинистых и более резкий переход от песчаников к глинам. Согласно представлениям о верхней асимметрии, по направлению к кровле ритма глинистость должна возрастать, однако кровле седьмого ритма (сураханская свита) соответствует не глинистая, а песчаная пачка. Наличие постепенного перехода от глин к песчаникам наблюдается на большинстве каротажных диаграмм, что отнюдь не способствует уверенному расчленению разреза на ритмы верхнеасиммет-

ричного строения. Таким образом, в схему И.И. Потапова укладывается разделение продуктивной толщи на два ритма, начинающиеся базальными пачками грубозернистых песков (горизонт КаС₃ и свита "перерыва") и завершающиеся соответственно глинами свиты "надкирмакинская глинистая" (НКГ) и песчаной пачкой кровли сураханской свиты.

Более дробное расчленение среднего плиоцена можно произвести, исходя из представлений о нижней (ранней) асимметрии осадочных ритмов (Бухарцев, Никишин, 1962), согласно которым наиболее "мористые", тонкодисперсные осадки отлагались в начале трансгрессивной фазы ритма, перекрывая практически одновременно, часто с размывом и стратиграфическим несогласием, грубозернистые отложения регрессивной серии предыдущего ритма. При этом глинистые отложения нижней, трансгрессивной части каждого ритма постепенно переходят к грубозернистым осадкам верхней, регрессивной части, иногда с признаками фациального несогласия, поверхность которого принципиально разновременна.

В соответствии с этой схемой разрез среднего плиоцена расчленяется также на семь асимметрично построенных ритмов, границами между которыми служат резкие переходы от песчаников к глинам (Никишин, 1974). Предлагаемая схема ритмичности среднеплиоценовых отложений увязана с традиционными разбивками — Апшеронской, Челекенской и Карадагской. Горизонт КаС₃ (VII_{1a}) выделяется как базальная пачка для всей толщи. Отнесение свиты "перерыва" (VII горизонт по Карадагской разбивке) к регрессивной серии IV ритма несколько условно, так как в половине случаев здесь имеется либо поздняя асимметрия (более резкий переход от глин к пескам), либо симметрия, когда верхняя и нижняя границы песчаной пачки выражены одинаково. Схема параллелизации разрезов среднеплиоценовых отложений является результатом сопоставления электрокаротажных кривых глубоких скважин, пробуренных на разведочных площадях Бакинского и Апшеронского архипелагов и Причелекенского района.

Сопоставлению разрезов среднеплиоценовых отложений посвящены работы В.Г. Рихтера (1956), В.С. Мелик-Пашаева (1957), Г.И. Горина (1958) и др., в которых предлагается принять Апшеронскую разбивку как основную. На наш взгляд, Апшеронская разбивка пригодна для описания разрезов продуктивной толщи в районах, непосредственно прилегающих к Апшеронскому полуострову, — Южно-Апшеронской зоны, Апшеронского архипелага и отчасти севера Бакинского архипелага, в пределах которых отлагался терригенный материал так называемого "апшеронского" типа, характеризующийся значительным (50—80%) содержанием кварца в легкой фракции. Для этого участка среднеплиоценового седиментационного бассейна был характерен одинаковый режим колебательных движений, что вместе со сходством минерального состава обломочного материала определило сходную литологию разрезов. В то же время трассирование отдельных песчаных и глинистых свит, выделенных на Апшеронском полуострове, в восточном направлении (к Прибалханскому району) представляется довольно затруднительным из-за сильной фациальной изменчивости терригенных отложений, которая вызвана резкими отличиями колебательного режима района распространения среднеплиоценовой красноцветной толщи. Разрез красноцветной толщи характеризуется частым чередованием песчаных и глинистых разностей, мощность отдельных пластов редко превышает несколько метров, минеральный состав отложений коренным образом отличается от продуктивной толщи вследствие различных областей сноса. Однако, несмотря на значительные различия, в красноцветной толще можно выделить общие тенденции изменения пес-

чанистости и глинистости по разрезу, характерные для всего среднеплиоценового бассейна и отражающие общие черты его колебательного режима.

При сопоставлении разрезов среднего плиоцена Бакинского архипелага и Апшероно-Прибалханской зоны прослеживались не отдельные пласты песчаников и глин, а закономерно чередующиеся их ассоциации — седиментационные ритмы. Надежное сопоставление разрезов затрудняется тем, что на большинстве площадей объем промыслово-геофизических исследований скважин ограничен применением только электрического каротажа — кажущегося удельного сопротивления (ρ_k) и собственной поляризации (СП). Кроме того, кривые ρ_k малоприменимы для изучения изменений литологического состава терригенных пород, так как отражают только их нефтегазонасыщенность. В целях большей объективности и достоверности сопоставления использованы осредненные по мощности диаграммы собственной поляризации (СП), обработка которых производилась по методу скользящего среднего (Миллер, Кан, 1965) по интервалам мощностей 5 и 25 м. Можно также рекомендовать сглаживание (осреднение) предварительно оцифрованных каротажных кривых с помощью ЭВМ методом спектрального анализа (Никишкин, 1978) по таким же интервалам мощностей. Сглаженные кривые СП позволяют свести до минимума число точек перегиба и в значительной мере исключить влияние мелких неоднородностей (микроритмичности) на закономерный, ритмичный характер кривых, отражающий ритмические изменения литологии разреза.

Различные фациальные изменения, например, замещение песчаников алевролитами, влияют только на расположение и величину экстремумов на сглаженных кривых СП, не влияя на характерные ритмические колебания значений на диаграммах, каждое из которых соответствует седиментационному ритму. На предлагаемой схеме сопоставления выделяется седиментационная ритмичность различных порядков, которую можно классифицировать следующим образом.

1. Среднеплиоценовая толща в целом как крупный ритм.

2. Два крупных ритма внутри нее: первый — от подошвы до свиты "перерыва", второй — от балаханской свиты до кровли среднего плиоцена.

3. Эти ритмы в свою очередь подразделяются: первый — на четыре, а второй — на три ритма, каждому из них свойственна ритмичность более мелких рангов.

Детальное сопоставление отдельных крупных ритмов позволяет судить об особенностях тектонического режима и о фациальных изменениях внутри ритмов, выделять и прослеживать пласты-коллекторы и глинистые покрывки. Каждый из районов распространения среднеплиоценовых отложений обладает специфической микроритмичностью, так, например, V ритм на площадях Хамамдаг и Дуванный-море разбивается на два подритма, а на поднятиях Южное и банка Жданова — на пять. Отдельные слои песчаников и алевролитов иногда выклиниваются в пределах одной антиклинальной линии, и их идентичность часто невозможно выявить даже на соседних поднятиях, в то время как крупные песчано-глинистые ассоциации надежно прослеживаются от западного до восточного побережий Каспийского моря.

В связи с обнаружением залежей углеводородов в отложениях, подстилающих красноцветную толщу (IX, X и XI горизонты) на месторождениях Челекен и банка Жданова, значительный практический интерес представляет стратиграфическая приуроченность этих отложений. По поводу их возрастной принадлежности существуют два мнения. Согласно первому (Горин, 1958; и др.), они относятся к среднему плиоцену, так как наблюдается сходство их литологического и минералогического составов и характерно-

го ритмичного чередования песчаных и глинистых разностей. Согласно второму мнению (Мелик-Пашаев, 1957; и др.), подкрасноцветные отложения имеют раннеплиоценовый или более древний возраст и соответствуют понтическому или даже меотическому ярусу. Предположение это подтверждается тем, что в подошве красноцветной толщи расположен базальный песчаный горизонт (VIII_a), повсеместно распространенный и соответствующий в западной части седиментационного бассейна перерыву осадконакопления на границе нижнего и среднего плиоцена. Этот горизонт в Причелекенском районе несогласно перекрывает песчано-глинистые подкрасноцветные породы, а в остальных районах впадины — преимущественно глинистые образования понтического яруса. Сходство между подкрасноцветными и красноцветными отложениями вызвано, вероятно, тем, что в то время, как значительная часть понтического бассейна испытывала устойчивое прогибание и там происходило накопление глубоководных глинистых осадков, на востоке и северо-востоке впадины образовался зародыш седиментационного бассейна с характерной глинисто-песчаной ритмичностью. В дальнейшем, после перерыва осадконакопления и частичного размыва понтических и подкрасноцветных отложений, колебательный режим распространился на всю впадину и определил ритмичность терригенной толщи среднего плиоцена.

Л и т е р а т у р а

- Бухарцев В.П., Никишин В.И.* О некоторых общих принципах стратификации отложений верхнего палеозоя Волго-Уральской области. — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений: Пермская система. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 216—220.
- Горин Г.И.* О сопоставлении разрезов продуктивной толщи Апшеронского полуострова и красноцветной толщи Западной Туркмении. — Азерб. нефт. хоз-во, 1958, № 6, с. 4—7.
- Мелик-Пашаев В.С.* Условия осадконакопления в плиоцене Апшеронского порога и Прибалханской зоны Западной Туркмении. — Сов. геология, 1957, № 57, с. 183—196.
- Миллер В., Кан Дж.* Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965, с. 395—397.
- Никишин А.В.* О седиментационной ритмичности нефтеносной толщи Апшеронского порога. — В кн.: Закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. М.: ИГиРГИ, 1974, с. 45—48.
- Никишкин А.И.* Расчленение геологических разрезов скважин с помощью математических методов и ЭВМ. — В кн.: Актуальные вопросы геологии нефти и газа. М.: ИГиРГИ, 1978, с. 72—77.
- Потапов И.И.* Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова. — Изв. АН АзССР, 1947, № 2, с. 29—34.
- Рихтер В.Г.* О существовании Среднекаспийской суши и сопоставлении продуктивных толщ Апшерона и Туркмении. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 31, вып. 1, с. 51—61.

Ю.Н. Гурский

О РЕЗУЛЬТАТАХ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ШЕЛЬФЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Интенсивное развитие поисковых работ на нефть и газ в море ставит задачи по разработке разведочных методов, учитывающих специфику исследований в акваториях. Один из путей решения этой важной народно-хозяйственной задачи — организация, разработка и практическая оценка возможности применения в тех или иных морских бассейнах геохимических методов исследования донных отложений и пропитывающих их вод. Особенности физико-химических условий на морском дне создают в системе донных отложений и иловых вод специфическую геохимическую обстановку для преобразования нефти, битумов, газов и вод, которые могут поступать из залежей, находящихся на глубине. Это открывает возможности для более широкого использования геохимических методов поисков в море по сравнению с применением их на суше (Калинко, 1969).

Предпосылками для организации геохимической съемки морского дна могут служить: закономерное развитие диагенетического процесса в толще донных отложений, резкое изменение окислительно-восстановительных условий и напряженности биохимических реакций на границе раздела вода—осадок, либо вблизи этой границы; возможность лучшей фиксации газообразных и жидких углеводородов в воде (на дне водоема), чем в воздухе; слабая подвижность иловых вод, захороненных в толще донных отложений при спокойных условиях седиментации и диагенеза; высокая консервативность состава иловых вод в отношении ряда макрокомпонентов и некоторых относительно устойчивых в водной фазе элементов (СГ, Na^+ , Mg^{2+} , Br^- , В и др.); закономерное, поддающееся учету изменение состава этих элементов при процессах метаморфизации, что позволяет фиксировать незакономерные (аномальные) отклонения в составе и соотношении концентраций отдельных компонентов иловых вод.

Геохимический путь поисков нефти и газа связан, таким образом, не только с изучением распространения и поведения характерных компонентов, но и с исследованием направления изменения состава вод донных отложений.

В 1975—1977 гг. геологическим факультетом МГУ совместно с ИГиРГИ и рядом других научных учреждений были проведены комплексные исследования на шельфе Каспийского моря, которые включали геоакустическое профилирование осадочной толщи, эхолотный промер, отбор колонок донных отложений и их литологическое и спектрохимическое изучение, дегазацию осадков и изучение газового состава, отбор придонной воды и отжигание иловых вод, их детальный химический анализ (Гурский, 1974; Гурский и др., 1974). Наиболее полный комплекс исследований выполнен на морском продолжении Сегендыкской депрессии (шельф Мангышлака) в пределах полигона площадью 2 тыс. км², условно названного "Мангышлакским полигоном". Методами сейсмопрофилирования здесь был установлен глубинный разлом субмеридионального простираения. Аналогичные работы по сокращенной программе проведены в северной и юго-западной частях Каспийского моря (на банке Макарова).

Целью исследований были разработка и выявление комплексных геолого-геохимических критериев нефтегазоносности шельфа Каспийского моря и установление связи химического состава иловых вод, осадков

и газов с геоморфологическими и тектоническими особенностями районов.

Основная часть геохимических исследований выполнена сотрудниками Морской геохимической партии кафедры геохимии геологического факультета МГУ. Изучено более 400 проб иловых и придонной воды, газов, осадков. Работы включали послойное изучение колонок донных отложений, в том числе стратиграфии и литологии осадков, влажности, pH, Eh, химического состава иловых и придонных вод ($\text{I}^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{NH}_4^+, \text{Si}, \text{P}, \text{Br}, \text{B}, \text{I}$), хроматографический анализ углеводородных (C_1-C_6) и неуглеводородных газов, определение битумоидов, $\text{C}_{\text{орг}}$, CaCO_3 , Fe, Mn, Ti, P, V, Zr, Cr, Cu, Ni, Co, Mo, Pb, Ga, Ge, F, $\text{Cl}^-, \text{B}, \text{Na}^+, \text{K}^+$ в осадках методами химического и спектрального анализов. Значительная часть анализов была продублирована в двух, а некоторые и в трех аналитических лабораториях, что позволило повысить надежность полученных результатов и подтвердить достоверность выявленных аномалий.

Для каждого образца или горизонта колонки, изученных на Мангышлакском полигоне, число признаков, полученных по результатам различных исследований, достигало 52, а с учетом расчетных и производных результатов (геохимические отношения, коэффициенты и т.п.) — свыше 110.

Предварительные исследования показали, что главные геолого-тектонические особенности Мангышлакского полигона — это фаціальная изменчивость в осадках, связанная с седиментационно-диагенетическими условиями, и наличие глубинного разлома. Поэтому конкретные задачи сводились к необходимости выяснить, отражаются ли эти особенности геологического строения на химическом составе иловых вод, газов, осадков, и если да, то каковы могут быть признаки тех или иных процессов или факторов.

Литология и стратиграфия донных отложений изучены на Мангышлакском полигоне в 14 колонках длиной до 5–7 м, взятых на трех широтных профилях. В разрезе осадков выявлены новокаспийские и верхнехвалынские отложения. Последние подразделяются на мангышлакский, дагестанский и дербентский горизонты. Осадки представлены в основном алевритово-глинистой толщей с примесью раковинного материала, количество которого в мелководной части полигона резко возрастает. В относительно глубоководной части полигона (глубина станций до 300 м) отложения представлены более тонкими по механическому составу глинистыми илами с повышенным содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 2–3%).

В составе осадков Северного Каспия преобладают пески и алевриты с ракушечником, в осадках юго-западной части Каспийского моря (на банке Макарова) — алевритово-глинистая терригенная толща четвертичных отложений.

Основные результаты геохимических исследований сводятся к следующему. На фоне закономерного и довольно плавного распределения $\text{Sal}, \text{Cl}^-, \text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{K}^+$ в иловых водах Мангышлакского полигона с общей тенденцией небольшого понижения или сохранения концентраций при углублении в толщу отложений установлена зона, совпадающая с направлением глубинного разлома (в северо-восточной части полигона в районе станций 3, 4, 8, 14), где эта закономерность нарушается и обнаруживается резкое увеличение абсолютных и относительных концентраций этих ионов, причем, концентрации растут сверху вниз по колонкам. Для примера приводим схему распределения хлора на трех фаціальных профилях полигона в изоконцентрациях (рис. 1, а). Аналогичные закономерности выявляются на профилях распределения $\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}$ и Sal .

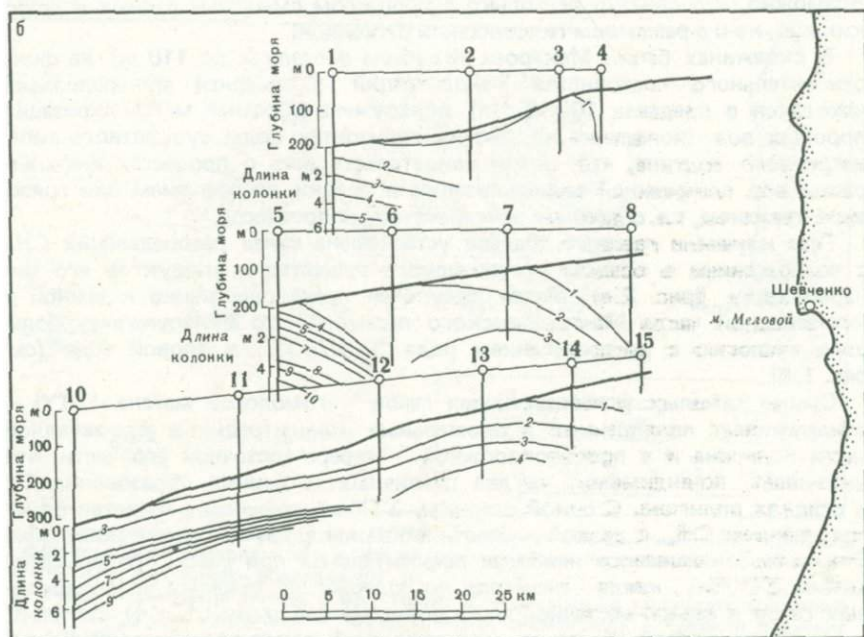
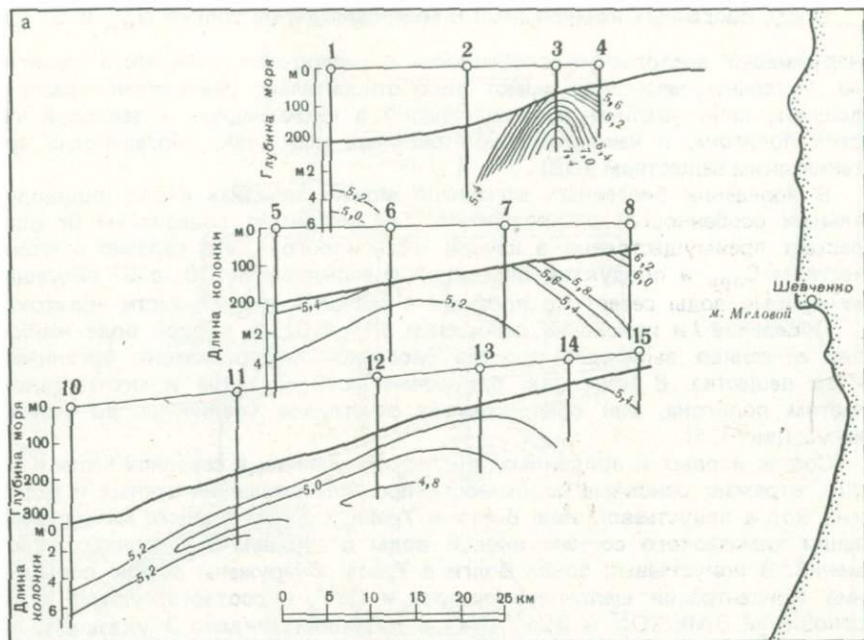


Рис. 1. Распределение хлора (а), г/л и йода (б), мг/л в иловых водах на фациальных профилях Мангышлакского полигона
Арабские цифры — номера станций и колонок

Среди биогенных компонентов и микроэлементов только N_{NH_4} и Si обнаруживают аналогичную особенность в северо-восточной части полигона. Остальные элементы имеют либо относительно равномерное распределение, либо увеличение концентраций в юго-западной и западной частях полигона, в наиболее глубоководных колонках, обогащенных органическим веществом (ОВ).

В поведении биогенных элементов можно заметить и ряд индивидуальных особенностей распределения. Так, например, содержание Br возрастает преимущественно в южной части полигона, что связано с количеством $C_{орг}$ и продуктов биогенной минерализации ОВ, а Si обогащает иловые воды северного профиля в северо-восточной части полигона.

Поведение / и изменение отношения $\Sigma Alk / SO_4^{2-}$ в иловой воде наиболее отчетливо выражают процесс биогенной минерализации органического вещества. В колонках, приуроченных к западной и юго-западной частям полигона, они обнаруживают отчетливое увеличение до максимума (рис. 1, б).

Состав иловых и придонных вод, исследованных в северной части Каспия, отражает основные особенности процесса смещения речных и морских вод в приустьевой зоне Волги и Урала, а также процесс метаморфизации химического состава иловой воды в верхнем слое донных отложений. В приустьевых зонах Волги и Урала обнаружены резкие повышения концентраций щелочного резерва и Ca^{2+} и соответствующий рост отношений $\Sigma Alk / SO_4^{2-}$ и $\Sigma Ca^{2+} / Na^+$ в колонках (индекс Э указывает на то, что исходные концентрации ионов выражены в эквивалентной форме). Возможно, это связано не только с процессом смещения речных и морских вод, но и с разрывом гипсоносных отложений.

В скважинах банки Макарова (глубина в осадках до 110 м) на фоне относительного постоянства концентраций (суммарная минерализация находится в пределах 10–13 г/л) обнаружена обратная метаморфизация поровых вод (появление на многих горизонтах воды сульфатного типа, натриевого подтипа, что может свидетельствовать о процессах инфильтрации вод пониженной минерализации в осадки по разломам или грязевым вулканам, т.е. о влиянии эпигенетических процессов).

При изучении газового состава установлена связь распределения CH_4 с содержанием в осадках органического вещества и продуктов его минерализации (рис. 2, а). Метан приурочен преимущественно к южной и юго-западной части Мангышлакского полигона, что обнаруживает большую аналогию с распределением йода $\Sigma Alk / SO_4^{2-}$ в иловой воде (см. рис. 1, б).

Сумма тяжелых углеводородных газов — гомологов метана ($\Sigma ТУ$) — обнаруживает повышенные и аномальные концентрации в юго-западной части полигона и в противоположной — северо-восточной его части, что указывает, по-видимому, на два различных источника образования ТУ в осадках полигона. С одной стороны, $\Sigma ТУ$ обнаруживает сходство с распределением CH_4 , с другой — отчетливо выявляется их связь с разломом. Эта связь оказывается наиболее выразительной при рассмотрении отношения $\Sigma ТУ / CH_4$, когда аномалия по содержанию тяжелых углеводородных газов в северо-восточной части полигона (на ст. 4, 3, 8, 14) становится особенно резкой. Центр ее — на станции 4, в юго-восточном направлении интенсивность миграционного процесса падает (см. рис. 2, б).

Отношение суммы непредельных углеводородных газов к сумме предельных углеводородов ($\Sigma НПУ / \Sigma ПУ$), которое соответствует главным образом отношению этилена к этану, увеличивается в южной части по-

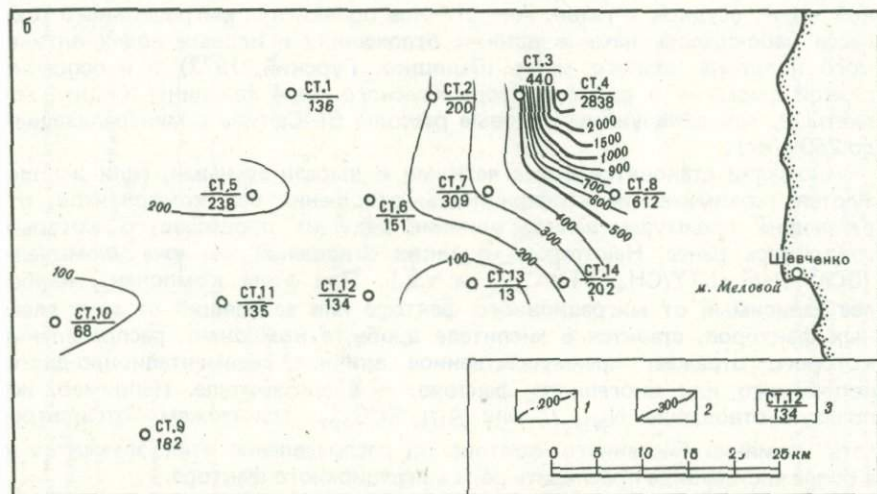
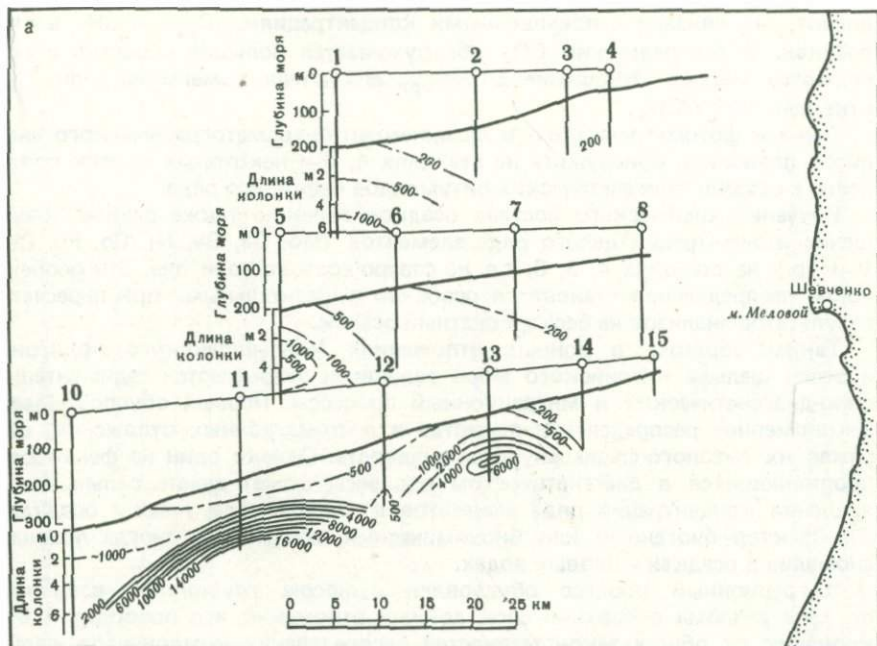


Рис. 2. Распределение метана, $\text{мг/л} \cdot (10^{-4})$ в осадках Мангышлакского полигона на фациальных профилях (а) и изменение среднего по колонкам отношения $\text{СТУ} \cdot 10^4 / \text{CH}_4$ по площади полигона (б)

1 — изоконцентрации метана в $\text{мл} \cdot 10^4 / \text{л}$; 2 — среднее по колонкам отношение $\text{СТУ} \cdot 10^4 / \text{CH}_4$; 3 — числитель — номер станции, знаменатель — средняя величина $\text{СТУ} \cdot 10^4 / \text{CH}_4$ в колонке

лигона, что связано с повышенными концентрациями $C_{орг}$ и CH_4 в его осадках. В распределении CO_2 обнаруживается большое сходство с поведением метана. Отношение $\Sigma TУ/C_{орг}$ аналогично изменению величины отношения $\Sigma TУ/CH_4$.

Данные фотометрического и люминесцентно-хроматографического анализов позволили обнаружить на станциях 4, 8 и некоторых других появления в осадках эпигенетических битумоидов нефтяного ряда.

Изучение химического состава осадков выявило также резкое повышение концентраций целого ряда элементов (Mo, Ga, Ge, Ni, Co, Pb, Cu, V и др.) на станциях 4, 3, 8, т.е. на северо-востоке полигона. Эти особенности распределения становятся особенно выразительными при пересчете результатов анализов на бескарбонатный осадок.

Таким образом, в донных отложениях Мангышлакского полигона и всего шельфа Каспийского моря ведущими оказываются седиментационно-диагенетический и миграционный процессы. Первый обуславливает закономерное распределение вещества в системе донных отложений, отражая их литолого-фациальную изменчивость. Однако один из факторов, проявляющихся в диагенетическом процессе, может давать сильные повышения концентраций ряда элементов в иловой воде, газах и осадках. Это фактор биогенный или биохимический, создающий иногда ложные аномалии в осадках и иловых водах.

Миграционный процесс обусловлен выносом глубинного вещества по зоне разлома в верхние слои донных отложений, что приводит к отклонению от общих закономерностей распределения компонентов, свойственных большей части полигона, и появлению аномалий в составе иловой воды, осадков и газов. Аналогичное проявление миграционного процесса наблюдалось нами в донных отложениях и иловых водах ялтинского полигона Черного моря (Валяшко, Гурский, 1977) и в особенно резкой форме — в рифтовой зоне Красного моря (впадины Кебрит, Атлантис-2, где обнаружены поровые рассолы Cl—Ca-типа с минерализацией до 250 г/кг).

Аномалии становятся более четкими и выразительными, если используются геохимические коэффициенты отношения пар компонентов, отражающих преимущественное влияние ведущих процессов, о которых говорилось ранее. Некоторые из таких отношений мы уже упоминали ($\Sigma Ca^{2+}/Na^+$, $\Sigma TУ/CH_4$, $\Sigma TУ/C_{орг}$ и т.д.). При этом компонент, наиболее зависимый от миграционного фактора или зависящий от двух главных факторов, ставится в числителе дроби, а компонент, распределение которого отражает преимущественное влияние седиментационно-диагенетического или биогенного фактора, — в знаменателе. Например, используя отношение N_{NH_4}/I или Si/I , $Si/C_{орг}$, мы можем "отфильтровать" влияние биогенного фактора на распределение этих элементов и в более чистом виде проследить роль миграционного фактора.

Ряд компонентов (Cl, Na^+ , Sal) могут использоваться для выявления миграционных аномалий и в абсолютных концентрациях, так как мало зависят от влияния биогенного фактора, а изменения их концентраций в связи с седиментационно-диагенетическими процессами сравнительно невелики.

Применение математических методов обработки данных факторного анализа и метода главных компонент позволило выделить так называемую "первую главную компоненту" (ІГК), характеризующую суммарную изменчивость состава иловых вод, и показать ее связь с миграционными процессами (Крупнов, Гурский, 1980). Статистическая оценка миг-

Комплексные геохимические критерии выявления миграционных аномалий на фоне седиментационно-диагенетических процессов в донных отложениях

Исследуемый объект (фаза)		Критерии седиментационно-диагенетических процессов			Критерии миграционных процессов		
		Категория			Категория		
		I	II	III	I	II	III
Иловая вода	палеогидрохимические признаки	Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , Sal (=, -, +)	B/Cl^- (=, +) Br/Cl^- (+, -)		Cl^- , Na^+ } (+, -) Sal, Mg^{2+} } (+, -) $\Sigma Ca^{2+}/Cl^-$ (+, +)	Ca^{2+} , $\Sigma Ca^{2+}/Na^+$ (+, +)	B/Cl^- (+, -) Br/Cl^- (-, +)
	биохимические признаки	J/Cl^- , J (+) $\Sigma Alk/SO_4$ (+)	$N_{NH_4}^+$ (+) pH, Eh	Si, P (+)	$N_{NH_4}^+$ +/J (+)	$\Sigma Ca^{2+}/Mg^{2+}$ (+, +) Fe, Mn, Zn (+) Fe, Mn, Zn (+)	Br/Cl^- (-, +) Sr/Cl (+), As (+)
Газ		CH_4 (+)	ΣTY		$\Sigma TY/CH_4$ (+, +) [He (+)]		
Органическое вещество		$C_{орг}$ [$N_{орг}$] $C_{орг}/N_{орг}$]	ХБ, СББ (+) $C_{гум}$ $C_{гум}/C_{орг}$ (+) $C_{бит}/C_{орг}$ (+)		люминесцентно-цветовые характеристики битумоидов	ХБ/СББ (+)	
Осадок		$CaCO_3$	Mn, Fe } (=, +) B, P } Cu, Ni, Mo (=, +)	Ti, Zr Cr, V	Mo, Ga, Ge (+) Ni, Co, Pb (+) Cu (+)	V (+)	
Смешанные			$CH_4/C_{орг}$ (=, +)		IGK (+)	$\Sigma TY/C_{орг}$ (+) $N_{NH_4^+}/C_{орг}$ (+)	$Si_{ИАВ}/C_{орг}$ (+)

Обозначения: основные особенности распределения компонентов на фашиальных профилях в вертикальном разрезе отложений: увеличение (+); уменьшение (-); сильное изменение (+, -), на первом месте - преобладающее направление; сохранение постоянства или плавное изменение (=); при отсутствии знака - связь с литологией осадка; ИГК - первая главная компонента; ХБ - хлороформенный битумоид; СББ - спирто-бензольный битумоид; $C_{гум}$ - углерод гуминовых веществ; в квадратных скобках - критерии, включенные в таблицу на основании ряда предшествующих исследований, которые в данной работе не обсуждаются.

рационного фактора показала, что его влияние распространяется, помимо района аномальных точек станций 3 и 4, также и на район станции 2, что подтверждается данными о распределении Ca^{2+} в иловой воде.

Подводя итог проведенным исследованиям, можно указать отдельные признаки и критерии, позволяющие обнаружить и опознать аномалии биогенного или миграционного характера. По степени их значимости и относительной избирательности в каждой группе они разделены на три категории (см. таблицу).

Итак, на фоне нормального развития седиментационно-диагенетического процесса выделяются два типа аномалий. Аномалии первого типа — биогенные — связаны с повышенным содержанием органического вещества и активной его минерализацией в донных отложениях. Они устанавливаются по относительному увеличению или резкому изменению концентраций I , N_{NH_4} , P , CH_4 , $C_{\text{орг}}$, $N_{\text{орг}}$ и отношений I/Cl , $\text{ЭAlk}/\text{SO}_4^{2-}$, $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ в иловых водах и осадках.

Аномалии второго типа, миграционные, связанные с дизъюнктивной тектоникой (разлом, рифтовые зоны, вулканизм и т.п.), устанавливаются по изменению, обычно достаточно резкому, характера распределения Cl , Na^+ , Mg^{2+} , Sal , величин N_{NH_4}/I , $\Sigma\text{TU}/\text{CH}_4$, наличие эпигенетических битумоидов (по их люминесцентно-цветовым характеристикам), повышенным или сильно изменяющимся концентрациям Mo , Ni , Co , Cu , Ga , Ge и других элементов в осадках. Миграционные аномалии, как правило, обнаруживаются по экстремальным концентрациям компонентов на фациальных профилях, нарушающих их обычное закономерное распределение.

Ряд признаков, отличающих найденную миграционную аномалию на Мангышлакском полигоне (высокая минерализация и хлорность, большое содержание NH_4 , резкое повышение — до 6—8% в составе газов доли ТУ, появление эпигенетических битумоидов нефтяного типа и др.), соответствуют особенностям вод и газов юрского водоносного комплекса (Морозов, Барс, 1969). Учитывая, что на примыкающей территории Мангышлака известны гидрохимические аномалии, связанные с разгрузкой по тектоническим нарушениям вод из юрского комплекса в вышележащие меловые комплексы, можно высказать предположение о приуроченности найденных на Мангышлакском полигоне миграционных аномалий к зоне разгрузки газово-водных флюидов из юры в верхние слои донных отложений. Необходимо отметить, что с явлениями разгрузки нефти и воды по разломам из юрского водоносного комплекса в вышележащие отложения связано формирование вторичных нефтегазовых залежей месторождений Узень и Дунга.

Полученные результаты указывают на перспективность проведения поисково-разведочных буровых работ в районе обнаруженных миграционных аномалий на шельфе Южного Мангышлака.

Л и т е р а т у р а

- Валяшко М.Г., Гурский Ю.Н. Закономерности формирования химического состава иловых вод Черного моря. — В кн.: Химико-океанологические исследования. М.: Наука, 1977, с. 67—84.
- Гурский Ю.Н. Химический состав иловых вод Каспийского моря. — В кн.: Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наук. думка, 1974, с. 53—61.
- Гурский Ю.Н., Сузюмов А.Е., Артамонов В.И. и др. Некоторые результаты комплексного геолого-геохимического изучения каспийского мелководья. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 4, с. 81—93.

- Крупнов И.И., Гурский Ю.Н. Исследования химического состава иловых вод методом главных компонент. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980 г. № 3, с. 114—117.
- Калинко М.К. Нефтегазосность акваторий мира. М.: Недра, 1969. 224 с.
- Морозов Л.И., Барс Е.А. Опыт оценки параметров нефтегазосности Южного Мангышлака по комплексу гидрогеологических показателей. — В кн.: Геология и нефтегазосность Южного Мангышлака. М.: Наука, 1969, с. 38—49.

УДК 581.081.33:551.782.21 (279.26—13)

Х.С. Джабарова

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА НА ШЕЛЬФЕ ЮЖНОГО КАСПИЯ

С 1975 г. нами начаты первые исследования палинологических комплексов средне-верхнеплиоценовых отложений западного и среднеплиоценовых отложений восточного шельфов Южного Каспия. Для этого были использованы керновые материалы, взятые из глубоких разведочных скважин, пробуренных на различных структурах Бакинского архипелага (Дуванный-море; Булла-море; о. Булла; Сангачалы-море) и Причеленкенской подзоны Апшеронского порога (банки Жданова, ЛАМ, Ливанова, Губкина). При этом была сделана попытка охватить палинологическим анализом по возможности все свиты среднего плиоцена. К сожалению не все исследованные образцы содержали пыльцу.

Продуктивная толща. Впервые в среднеплиоценовых отложениях обнаружены споры и пыльца довольно разнообразного состава. Это представляет определенный научный и практический интерес, поскольку о среднеплиоценовой флоре Азербайджана вообще ничего не было известно.

Палинологическим анализом установлены представители семейств и родов древесных, кустарниковых и травянистых пород. Среди установленных родов большинство характерно для среднего плиоцена.

Семейство	Число родов	Семейство	Число родов	Семейство	Число родов
Споровые		Ulmaceae	2	Травянистые и кустарниковые растения	
Bryales	1	Moraceae	3		
Sphagnaceae	1	Proteaceae	1		
Cyatheaceae	2	Lauraceae	2	Turpaseae	1
Lycopodiaceae	1	Hamamelidaceae	1	Sparganiaceae	1
Polypodiaceae	3	Anacardiaceae	1	Graminea	1
Gleicheniaceae	1	Aceraceae	1	Potamogetonaceae	1
Salviniaceae	1	Tiliaceae	1	Cyperaceae	1
Голосеменные		Nyssaceae	1	Liliaceae	1
Podocarpaceae	1	Myrtaceae	1	Chenopodiaceae	1
Pinaceae	5	Araliaceae	2	Amaranthaceae	1
Taxodiaceae	3	Ericaceae	1	Leguminosae	1
Cupressaceae	4	Rhamnaceae	1	Umbelliferae	1
Ephedraceae	1	Salicaceae	1	Plantaginaceae	1
Покрытосеменные		Juglandaceae	4	Rubiaceae	1
Myricaceae	1	Fagaceae	3	Dipsacaceae	1
Betulaceae	5			Apiaceae	1
				Compositae	3

Для выявления палинокомплекса Бакинского архипелага приводим краткие палинологические данные о свитах продуктивной толщи.

Нижний отдел. Кирмакинская свита (КС). Единично встречена пыльца лиственных пород (*Quercus*, *Yuglans*, *Carpinus*, *Ulmus*), хвойных растений (пыльца *Pinus*, подрод *Diploxylon*, а также семейство *Taxodiaceae*), трав (*Ephedra*, *Caucalis*) и споры (*Polypodium*).

Надкирмакинская песчано-алевритовая свита (НКП). При изучении выяснилось, что распределение отдельных родов далеко не одинаково. В составе пыльцы древесных пород по сравнению с листопадными породами много пыльцы хвойных. Свита представлена семействами *Pinaceae* (*Pinus* подрода *Diploxylon* и *Pinus* подрода *Haploxylon*), *Picea* sec., *Eupicea*, *Cedrus saueriae* N. Mtched., *Pedocarpus*, при участии сем. *Taxodiaceae* (*Taxodium* ef. *distichum* (L.) Richt, *Sequoia*, *Juniperus*, *Thuja*, *Sciadopitrus*. К родам с единичными находками пыльцы относятся главным образом представители лиственных пород: сем. *Juglandaceae* (*Carya*, *Engelhardtia*, *Platycarya*), *Betulaceae* (*Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*), *Fagaceae* (*Castanea*, *Fagus orientalis* L.), *Ulmaceae* (*Ulmus*, *Zelkova carpinifolia* Pall.).

Субтропические элементы представлены пыльцой сем. *Hamamelidaceae* (*Liquidambar*), *Araliaceae* (*Aralia*) и др. Пыльца водных и прибрежно-водных, а также степных травянистых растений была встречена одной-двумя находками: *Carex vulgaris* Fr., *Sparganium* и *Artemisia* и т.д. Папоротникообразные представлены спорами *Polypodiaceae*.

Надкирмакинская глинистая свита (НКГ). Споры и пыльца не обнаружены.

Средний отдел продуктивной толщи. Палинологически не исследован из-за отсутствия кернового материала.

Верхний отдел. Балханская свита. Обнаружены в небольшом количестве споры и пыльца: *Fagus*, *Quercus*, *Celtis*, *Ulmus*, *Myrica*, *Corylus*, *Liquidambar*, *Salix*, *Carpinus*, *Aralia*, *Zelkova*, *Alnus*, *Juglans*, *Hedera*, *Eucalyptus*, *Ostrya*, *Laurus nobilis* n u t., пыльца хвойных *Pinus* подрода *Diploxylon*, *Pinus* подрода *Haploxylon*, *Pinus* sp₁, *Picea* sp₁, *Tsuga diversifolia* (Maxim) Mast., *Taxodiaceae* (*Taxodium* sp., *Thuja*, *Sequoia*, *Libocedrus*). Характеризуется разнообразием пыльцы трав, как ксерофитных форм (*Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Umbelliferae*, *Ephedra* и др.), так и водных и прибрежно-водных растений (*Scirpus*, *Carex*, *Sparganium*, *Potamogeton*, *Typha*, *Trapa* и т.д.). Папоротникообразные *Azolla*, *Polypodiaceae*.

Сабунчи-сураханская свита. Почти во всех образцах большое содержание пыльцы травянистых растений по сравнению с древесными (в среднем 45—70%).

Палинологические исследования среднеплиоценовых отложений Бакинского архипелага позволили наметить два палинокомплекса.

Первый палинокомплекс охватывает средний плиоцен. В течение первой половины среднего плиоцена (КС, НКГ) произрастали хвойно-широколиственные влаголюбивые и теплолюбивые леса. Возможно, существовал горный рельеф, что подтверждается относительно большим присутствием пыльцы горных зон: *Pinus*, *Picea*, *Cedrus* и др. Травянистый покров имел подчиненное значение. Климат был жарким и влажным, что доказывается тепло- и влаголюбивыми формами *Liquidambar*, *Platycaria*, *Castanea*, *Aralia* и др.

В течение второй половины среднего плиоцена, то есть в пределах балханской свиты, происходит чередование коротких периодов с влажным и сухим климатами. Резкое увеличение количества пыльцы *Tsuga* и *Suregaceae* связано с увлажнением, а возрастание к концу балханской сви-

ты Chenopodiaceae — с аридной обстановкой. Климат был жарким, о чем свидетельствуют теплолюбивые формы *Murica*, *Laurus nobilis* и др.

Второй палинокомплекс охватывает верхнюю часть продуктивной (сабунчи-сураханское время) толщи. Он характеризуется уменьшением содержания некоторых древесных пород. Наряду со сплошными лесами существовали разреженная лесная растительность, а также открытые безлесные пространства. Климат был теплым и сухим. Преобладание Chenopodiaceae среди пыльцы трав свидетельствует о распространении степных участков, что также подтверждается заглипсованностью отложений в краевых частях седиментационного бассейна и составом фауны млекопитающих, остатки которой были обнаружены в среднеплиоценовых отложениях (олень и шакал) (Богачев, 1938).

Красноцветная толща. Исследования спорово-пыльцевого материала, полученного из отложений красноцветной толщи, показали наличие представителей родов и семейств древесных, кустарниковых и травянистых пород.

Семейство	Род	Семейство	Род	Семейство	Род
Споровые		Betulaceae	4	Potamogetonaceae	
Briales	1	Fagaceae	3	Hydrocharitaceae	
Sphagnaceae	1	Ulmaceae	3	Graminae	1
Polypodiaceae	3	Moraceae	3	Cyperaceae	2
Hymenophyllaceae	1	Magnoliaceae	1	Liliaceae	3
Gleicheniaceae	1	Buxaceae	1	Iridaceae	1
Osmundaceae	1	Anacardiaceae	1	Polygonaceae	1
Schizaeaceae	1	Aceraceae	1	Chenopodiaceae	11
Cyatheaceae	2	Tiliaceae	1	Caryophyllaceae	2
Salviniaceae	1	Thymelaeaceae	1	Nymphaeaceae	2
		Nyssaceae	1	Trapaceae	1
Голосеменные		Myrtaceae	1	Ranunculaceae	1
Podocarpaceae	1	Cornaceae	1	Rosaceae	1
Pinaceae	4	Ericaceae	1	Leguminosae	1
Taxodiaceae	4	Rhamnaceae	1	Geraniaceae	1
Cupressaceae	1	Elaeagnaceae	1	Caprifoliaceae	1
Ephedraceae	1			Umbelliferae	1
		Травянистые и кустарниковые растения		Cruciferae	1
Покрытосеменные				Compositae	1
Salicaceae	1	Typhaceae	1		
Myricaceae	2	Sparganiaceae	1		
Juglandaceae	5				

Восстанавливая по данным палинологического анализа состав растительности, обитавшей на территориях, граничивших с восточным мелководьем Южного Каспия, можно считать, что в среднем плиоцене, в период накопления красноцветной толщи на этой территории, растительность была ксерофитной, а климат — аридным.

В спорово-пыльцевых спектрах красноцветной толщи банки Жданова на фоне преобладания пыльцы травянистых пород наблюдается единичное содержание пыльцы субтропических растений, которые могли быть занесены ветром и реками из лесов близлежащих гор.

На Апшеронском пороге, к северо-западу от банки ЛАМ, в разрезах скважин на поднятиях банок Губкина и Ливанова, в отложениях красноцветной толщи отмечено обогащение спорово-пыльцевых спектров пыльцы различных древесных широколиственных теплолюбивых и субтропиче-

ских пород, входящих в состав лесов Кавказа и Северного Ирана (Гроссгейм, 1952; Петров, 1955).

Из-за ограниченности кернового материала отложения красноцветной толщи исследованной части восточного мелководья Южного Каспия в палинологическом отношении изучены недостаточно, что не позволяет пока определить их нижнюю границу.

Изменение состава спорово-пыльцевых спектров красноцветной толщи хорошо согласуется как с прибрежной растительностью, так и с климатическими условиями: режимом ветра и течений, перемещением водных масс и неравномерным распределением плотности вод.

Имеющиеся данные о всем комплексе спорово-пыльцевого материала исследованного района не дают возможность четко коррелировать отдельные части красноцветной толщи, но ясно указывают на принадлежность изученных отложений к среднему плиоцену.

Верхний плиоцен. Акчагыльский ярус. Палинокомплекс акчагыльского яруса Бакинского архипелага довольно резко отличается от комплекса пыльцы и спор в сабунчи-сураханской свите увеличением количества пыльцы разных родов реликтовых теплолюбивых растений — кипарисов и болотных кипарисов, семейств *Taxodiaceae* и *Cupressaceae* (*Sequoia*, *Taxodium*, *Thuja*, *Juniperus*, *Cupressus*, *Libocedrus*, *Sciadopitys* и др.). Количество пыльцы их (50—90%) свидетельствует о значительной заболоченности прибрежной территории. Наряду с перечисленными породами участвуют термофильные элементы средиземноморского типа ассоциаций: *Palmae*, *Laurus*, *Aralia*, *Myrica*. В спорово-пыльцевых спектрах также встречаются *Acer*, *Alnus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Platycarya*, *Zelkova*, *Tilia*, *Nyssa*, *Castanea*, *Quercus*. Правда, пыльца их в спектре отмечается в небольших количествах. Среди пыльцы хвойных растений увеличивается содержание *Picea* до 4%, остальные голосеменные представлены единичными формами. Акчагыльская трансгрессия, по-видимому, сопровождалась развитием лесных массивов, среди которых возникали озера и болота с обширными зарослями болотного кипариса. Травяной покров встречается в небольшом количестве (19%). Климат был теплым и влажным.

Апшеронский ярус. Палинокомплекс апшеронского яруса резко отличается от предыдущего акчагыльского большим содержанием пыльцы травянистых растений, где доминирует пыльца сем. *Chenopodiaceae*.

В апшероне климат изменялся в сторону усиления аридности, однако наряду со степной растительностью, формировавшейся в аридных условиях, существовали лесные массивы, болота по берегам рек и озер, прибрежные заросли и галерейные леса по речным долинам.

В палинокомплексах и акчагыльского, и апшеронского ярусов наблюдается также появление диатомовых водорослей (*Cyclotella*, *Coscinodiscus*, *Melosira*), а также морских планктонных водорослей *Hystohosphaeridium*, что объясняется непрерывными изменениями физико-химических условий бассейна, тектоническими и вулканическими процессами в среднем и верхнем плиоцене.

Л и т е р а т у р а

- Алиханов Э.Н. Нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 1977. 239 с.
Богачев В.В. Палеонтологические заметки. Баку: АзФАН СССР, 1938. 7 с.
Гроссгейм А.А. Растительные богатства Кавказа. М.: МОИП, 1952. 391 с.
Петров М.П. Иран. М.: Географгиз, 1955. 98 с.

*Л.И. Лебедев, Л.С. Кулакова***НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРЯЗЕВОМ ВУЛКАНИЗМЕ ЮЖНОГО КАСПИЯ**

Комплексное изучение строения осадочного чехла Южного Каспия, проводимое методом непрерывного геоакустического профилирования, позволило получить новые данные о грязевых вулканах этой части моря. Выявлено большое количество новых грязевых вулканов и установлены особенности в их распределении. До этих исследований грязевые вулканы определялись либо по эхолотным данным, либо по встреченным при грунтовых работах выбросам сопочной брекчии (Соловьев, Кулакова, 1954, 1956; Соловьев и др., 1961).

Грязевой вулканизм — одно из тектонических особенностей, характерных для Южно-Каспийской впадины. По положению и тектоническому строению Южно-Каспийская впадина — это одна из впадин крупной депрессионной зоны Юга СССР, отделяющей складчатые сооружения Крыма и Большого Кавказа от сооружений Эльбурса, Малого Кавказа и Тавра. Классические области развития грязевого вулканизма — это Таманский и Керченский полуострова и прилежащие к Каспийской впадине юго-восточное погружение Кавказа, Апшеронский полуостров и Куринская депрессия. На восточном побережье Южного Каспия грязевой вулканизм проявляется на полуострове Челекен и в прибрежных районах Туркмении. Известны проявления грязевого вулканизма на островах Бакинского архипелага, в пределах Апшеронского порога и на Туркменском шельфе. Грязевой вулканизм обычно тесно связан с явлениями диапиризма и разрывной тектоникой. Для его развития необходимо наличие пластичных пород с аномально высоким пластовым давлением воды и газообразных углеводородов. Большую роль в формировании грязевых вулканов, как указывал И.М. Губкин (1950), играют значительные геостатические нагрузки. По его мнению, "диапировая структура, нефтяное месторождение и грязевой вулкан — это триединая сущность единого целостного процесса геологического развития области погружения и опускания Кавказского хребта" (с. 466).

Наиболее полно изучен в Южном Каспии плиоцен-четвертичный структурный этаж, характерная особенность которого заключается в интенсивной дислоцированности, наличии большого числа линейно вытянутых складок значительной амплитуды и протяженности, обилие разрывных нарушений и грязевом вулканизме. По указанным признакам в пределах Южного Каспия можно выделить следующие структурно-тектонические районы: Апшероно-Прибалханскую зону поднятий, Южно-Апшеронскую зону, Нижнекуринско-Пехлевийскую депрессию, центральную зону Южно-Каспийской складчатости, Туркменскую структурную террасу и Предэльбурский прогиб.

Многочисленные грязевые вулканы, как действующие, так и погребенные (рис. 1), хорошо фиксируются на геоакустических лентах. Как показывает геоакустическое профилирование, большинство антиклинальных поднятий имеют диапировую природу. Чаще всего около ядер складок на поверхность дна выходят более древние горизонты четвертичных отложений, либо эти древние горизонты перекрыты молодыми отложениями относительно незначительной мощности. Ядра антиклиналей, осложненных грязевулканической деятельностью, характеризуются хаотичной записью, отсутствием сколько-нибудь значительных по протяженности отражающих горизонтов, а иногда и наличием слепых зон, т.е. резко сокращенной по

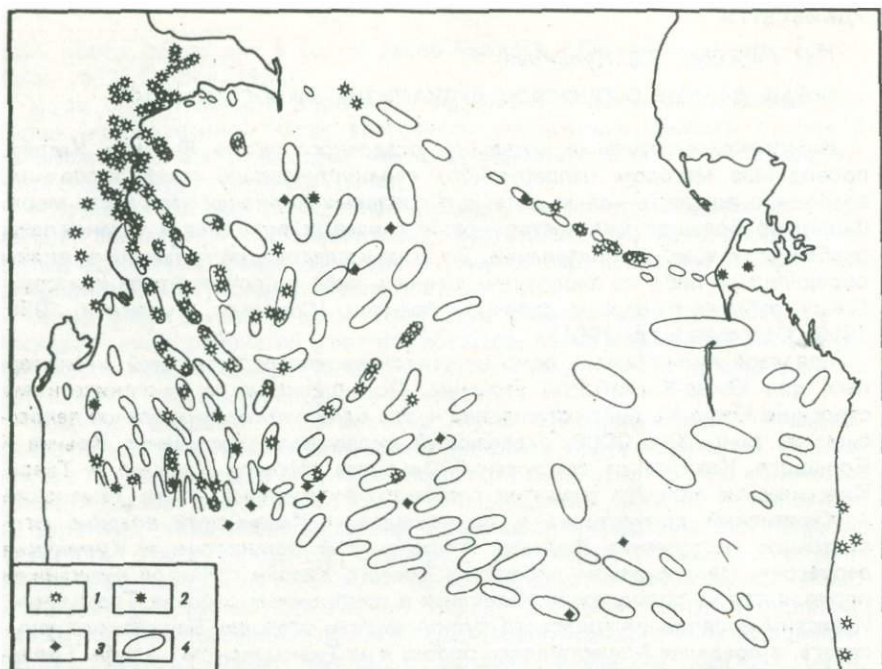


Рис. 1. Грязевой вулканизм Южного Каспия

Грязевые вулканы: 1 — действующие; 2 — погребенные; 3 — связанные с разломом; 4 — контуры структур

длительности записью и наличием отражений лишь в верхних горизонтах разреза. Использование геоакустического профилирования позволило выявить в пределах Южного Каспия два типа грязевых вулканов.

Вулканы первого типа связаны с разрывными нарушениями в пределах брахиантиклинальных и диапировых поднятий (рис. 2, а). В большинстве случаев их эруптивные аппараты прорывают диапировые складки и на вершине образуют конуса, сложенные сопочной брекчией. При очень сильном извержении могут образовываться острова, впоследствии быстро размываемые.

Второй тип — это вулканы, связанные с разрывными нарушениями не только на поднятиях, но и во впадинах. Морфологически вулканы этого типа представляют собой дайку или шток, внедрившиеся в осадочную толщу. В рельефе дна подобный вулкан образует относительно небольшой конус, сложенный продуктами грязевулканической деятельности (см. рис. 2, б).

Указанные типы грязевых вулканов имеют вполне определенную геоструктурную приуроченность.

Первый тип вулканов развит преимущественно по периферии Южно-Каспийской впадины, в пределах Апшероно-Прибалханской зоны поднятий, Бакинского архипелага, зоны поднятий Абиха и Шатского, а также в центральной зоне Южно-Каспийской складчатости. На остальной части впадины развит второй тип грязевого вулканизма.

Остановимся на описании некоторых районов грязевого вулканизма первого типа. Грязевые вулканы этого типа расположены в основном в

пределах Бакинского архипелага. Здесь прослеживаются протяженные разрывные зоны, по которым происходят выбросы продуктов грязевулканической деятельности. Ядра протыкания имеют значительные размеры, вкрест простираются они достигают 6—8 км. Жерла грязевых вулканов зачастую проникают в осадочную толщу до поверхности дна и отражаются в рельефе конусовидными формами, не успевшими подвергнуться размытию, что указывает на интенсивную современную грязевулканическую деятельность. В ряде случаев наблюдается перекрытие брекчированных пород слоистыми верхнечетвертичными осадками, разбитыми в сводовых частях антиклиналей многочисленными мелкоамплитудными разрывами.

В пределах зоны поднятий Аби́ха, которая состоит из линейно вытянутой цепочки локальных складок, приподнятые части складок обычно также осложнены грязевыми вулканами и разрывными нарушениями. Генетически близка к ним зона поднятий Шатского, которая простирается меридионально и также связана с глубинным разломом, осложнена диапировой складкой с грязевыми вулканами.

Типичным представителем грязевого вулкана второго типа служит банка Грязный вулкан. Стрoение прилежащего к нему района долгое время оставалось неясным. Первоначально по геоморфологическим данным предполагалось наличие в этом районе поднятия, с которым обычно связаны грязевые вулканы. Проведенные в этом районе сейсмические исследования не смогли дать определенного ответа относительно связи вулкана с поднятиями (из-за плохого качества сейсмического материала). Лишь геоакустическое профилирование показало, что в районе банки Грязный вулкан в верхней части осадочной толщи наблюдается относительно небольшая дислоцированность отложений, залегающих непосредственно в прижерловой зоне вулкана, а за пределами этой зоны осадочная толща имеет субгоризонтальное залегание.

Таким образом, в пределах моря несомненна связь нормальных грязевых вулканов с глубинными разломами.

Видимо, эти разломы служат путями подтока с больших глубин перегретых вод и углеводородных газов, которые вместе с имеющимися в разрезе пластичными породами образуют грязевые вулканы.

В других участках Южного Каспия сочетания благоприятных условий для развития грязевого вулканизма создаются значительно реже в силу меньшей нарушенности осадочного чехла. Здесь сочетание благоприятных условий реализуется через отдельные нарушения, если они достигают горизонтов, которые содержат газ, воду и сложены пластичными породами. Причиной менее выраженной грязевулканической деятельности в этих районах, возможно, служит ограниченное развитие здесь диапиризма, который является одним из основных факторов, способствующих образованию грязевых вулканов (Губкин, 1950).

Помимо двух описанных типов грязевых вулканов, в отдельных случаях встречаются погребенные грязевые вулканы первого типа, перекрытые в настоящее время толщей четвертичных отложений. Правда, этот тип вулканов встречается довольно редко, причем в некоторых случаях эти вулканы представлены старыми кратерами, вблизи которых возникли новые кратеры. В других случаях грязевой вулкан бездействует достаточно долго, что свидетельствует о чрезвычайно медленном накоплении энергии для извержения.

Таким образом, изложенные данные позволяют считать одной из основных характерных черт впадины Южного Каспия широкое развитие процессов диапиризма и связанного с ним грязевого вулканизма, имеющих строгую геоструктурную приуроченность.

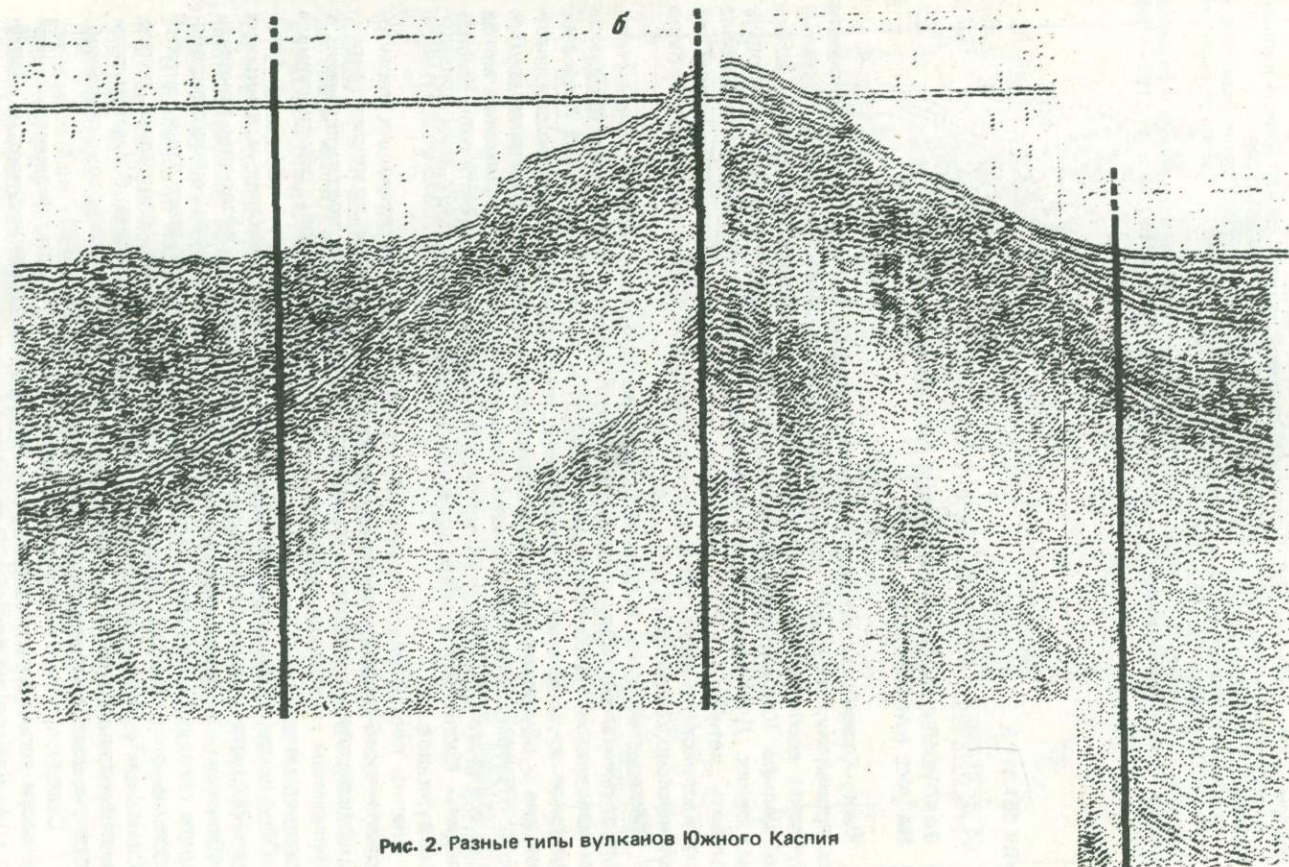
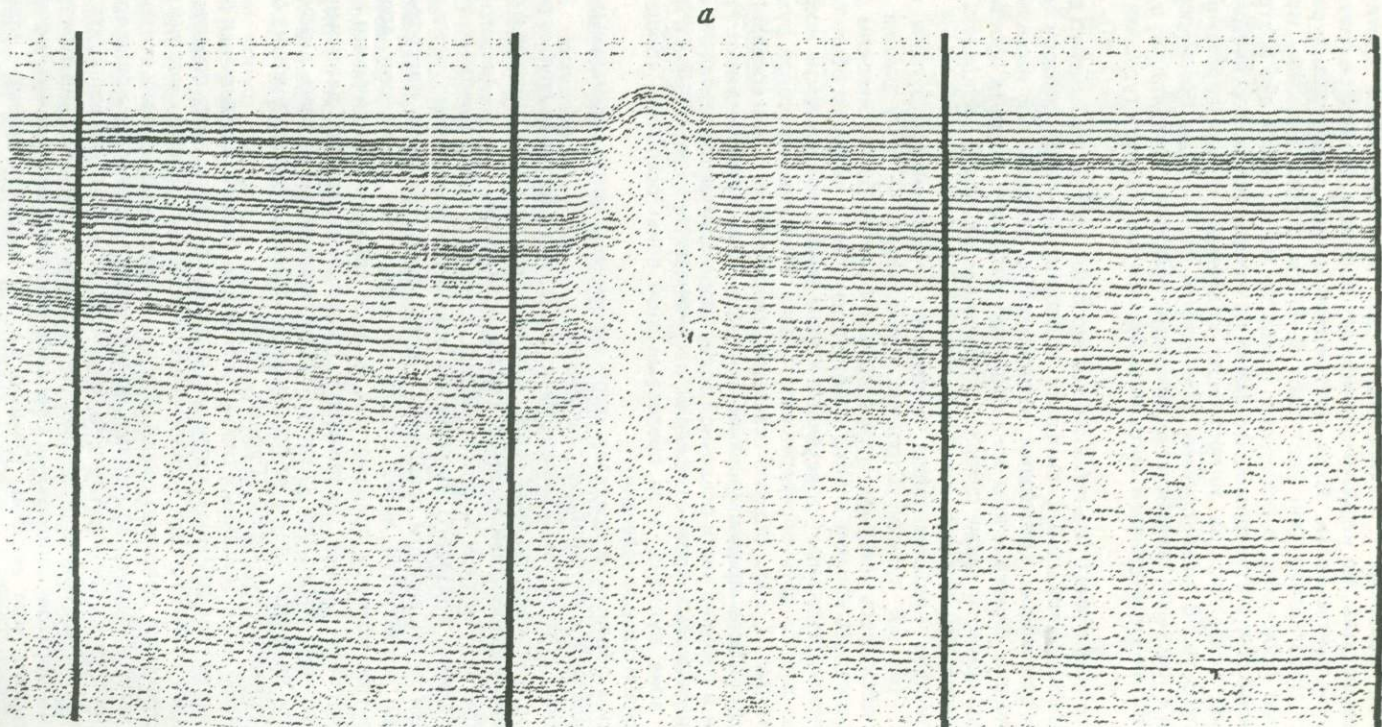


Рис. 2. Разные типы вулканов Южного Каспия

Литература

- Губкин И.М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. М.: Изд-во АН СССР, 1950. (Избр. соч.; Т. 1).
- Соловьев В.Ф., Кулакова Л.С. Подводный грязевой вулкан "банка Грязный вулкан" в Каспийском море. — Докл. АН СССР, 1954, т. 95, № 6, с. 1293–1296.
- Соловьев В.Ф., Кулакова Л.С. Геологическое строение и перспективы нефтеносности подводного склона восточного побережья Южного Каспия. — Тр. Ин-та геологии АН ТССР, 1956, т. 1, с. 252–266.
- Соловьев В.Ф., Маев Е.Г., Юнов А.Ю. Проявление грязевого вулканизма в глубоководной части Южного Каспия. — Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 5, с. 1163–1166.

УДК 551.311.8

А.А. Якубов, Ф.Г. Дадашев, А.К. Махтиев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ НА ДНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

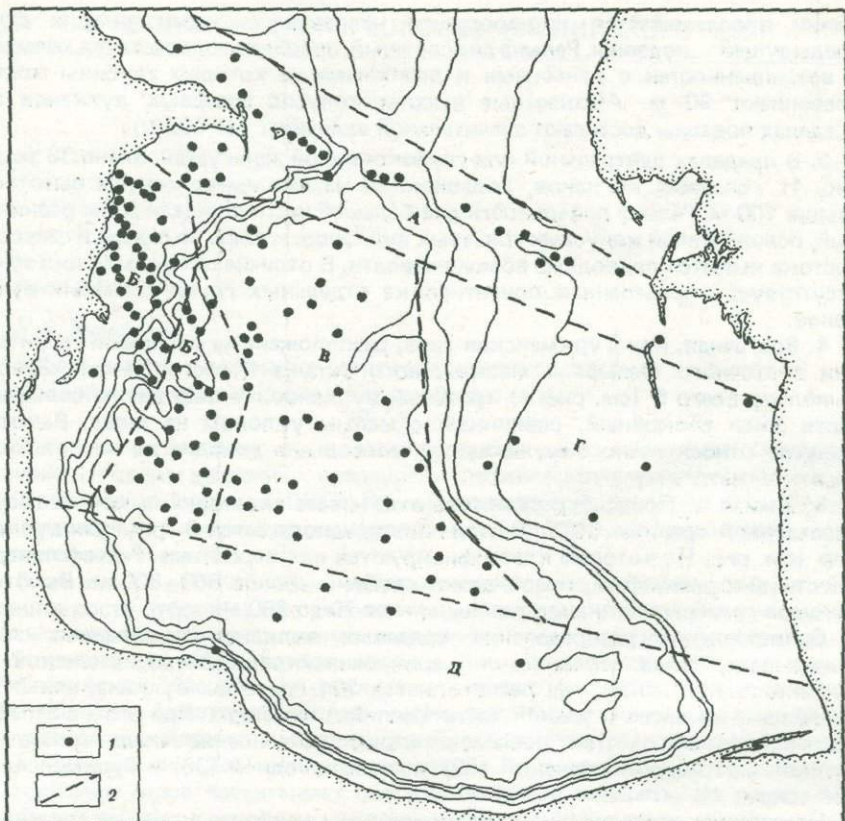
Южно-Каспийская впадина по числу грязевых вулканов и интенсивности их проявления не имеет себе равной в мире. Известные здесь грязевые вулканы располагаются в прибрежной зоне, образуют острова и банки на шельфе Каспийского моря, широко распространены в глубоководных зонах. Длительное время специфика морских условий не позволяла выявить истинное распространение грязевулканических проявлений на дне Каспийского моря. Но все же на акватории южной части Каспия было установлено 88 грязевых вулканов.

Грязевые вулканы в процессе своей деятельности создают положительные элементы рельефа — возвышенности, сложенные твердыми продуктами извержений. Несомненно, что продукты выбросов морских грязевых вулканов способствуют формированию микрорельефа окружающих участков дна и обуславливают значительные узколокальные изменения глубин моря. Поэтому было предложено использовать морфометрический метод и на основании анализа навигационных карт и тектонических схем южной впадины Каспийского моря установить наличие ранее неизвестных грязевых вулканов.

Анализ построенных профилей, наглядно демонстрирующих геоморфологические особенности возвышенностей на дне моря, позволил уверенно фиксировать подводные грязевые вулканы. Это подтверждается и совпадением места расположения грязевых вулканов, обнаруженных другими методами.

Обобщение материалов об известных грязевых вулканах и данных о вулканах, установленных морфометрическим методом, позволило показать особенности их распространения на дне Каспийского моря. Было установлено, что грязевулканическая область практически охватывает Апшеронский порог и всю южную впадину Каспийского моря площадью около 60 тыс. км². Здесь располагается 142 грязевых вулкана. В зависимости от концентрации грязевых вулканов можно выделить пять зон: северную, западную, центральную, восточную и южную (см. рисунок).

1. Северная, или зона Апшеронского порога (А), расположена в северной части региона и простирается от Апшеронского полуострова на западе до п-ова Челекен на востоке. В пределах этой зоны расположено 27 грязевых вулканов, которые протягиваются цепочкой в направлении с северо-



Расположение морских грязевых вулканов в Южно-Каспийской впадине

1 — грязевые вулканы; 2 — границы зон: А — Северная зона (Апшеронский порог), Б — Западная зона (Азербайджанская), Б₁ — шельфовая подзона, Б₂ — глубоководная подзона; В — Центральная зона (глубоководная), Г — Восточная зона (Туркменская), Д — Южная зона (Прильбурская)

запада на юго-восток. Их конусы в основном располагаются на глубинах до 200 м, имеют, как правило, высоту 10–20 м, что связано с интенсивным размывом придонными течениями Апшеронского порога.

2. Западная — Азербайджанская зона (Б) расположена вдоль западного берега Каспийского моря от пос. Карадаг до г. Астара. Особенности этой зоны позволили подразделить ее на две подзоны — шельфовую (Б₁), охватывающую акваторию Бакинского архипелага, и глубоководную (Б₂).

В шельфовой подзоне, восточная граница которой проходит по изобате 100 м, расположено 39 (см. рис. 1) грязевых вулканов, сравнительно хорошо изученных. Подавляющее большинство грязевых вулканов сконцентрировано на трех линиях юго-восточного простиранения, берущих начало от мысов Алят, Хамамдаг, Бяндован. Высота подводных вулканов изменяется от 0,5 до 50 м.

Глубоководная подзона приурочена к западному материковому склону Южно-Каспийской впадины от 100-метровой изобаты до подножия склона (800 м). Здесь находятся 29 (см. рис. 1) грязевых вулканов. В их располо-

жении прослеживается юго-восточное направление, характерное и для предыдущей подзоны. Рельеф дна сложный, преобладают сочетания холмов и возвышенностей с каньонами и ложбинами, в которых глубины моря превышают 90 м. Абсолютные высоты конусов грязевых вулканов в пределах подзоны достигают значительной величины (до 500 м).

3. В пределах центральной или глубоководной зоны установлено 36 (см. рис. 1) грязевых вулканов, большинство из них имеет конусы высотой свыше 100 м. Рельеф поверхности дна большей части площади зоны равнинный, осложненный конусами грязевых вулканов, и лишь на севере и северо-востоке имеются подводные возвышенности. В отличие от предыдущих зон, отсутствует определенная ориентировка отдельных групп грязевых вулканов.

4. Восточная, или Туркменская зона, расположена на обширной территории восточного шельфа и материкового склона Южного Каспия. Здесь выявлено всего 5 (см. рис. 1) грязевых вулканов. Рельеф дна на большей части зоны спокойный, равнинный с малым уклоном на запад. Высота конусов относительно окружающих участков дна доходит до нескольких метров.

5. Южная — Приэльбурская зона охватывает акваторию к югу от государственной границы СССР. В этой зоне предполагается 6 грязевых вулканов (см. рис. 1), которые классифицируются как вероятные. Рельеф поверхности дна равнинный, преобладают глубины свыше 600—800 м. Высоты конусов грязевых вулканов различны — от 70 до 600 м.

Сопоставление распределения грязевых вулканов выделенных зон показывает, что в основном они приурочиваются к Азербайджанской и глубоководной зонам, где располагаются 104 грязевых вулкана, или 74% от общего их числа в южной части Каспийского моря. При этом с запада на восток наблюдается последовательное уменьшение числа грязевых вулканов от Азербайджанской (68) к глубоководной (36) и Туркменской (5) зонам.

Настоящим исследованием зафиксированы наиболее крупные грязевые вулканы Южного Каспия, интенсивная деятельность которых привела к образованию возвышенностей на дне моря.

Выявление грязевых вулканов морфометрическим методом значительно уменьшает объем исследований по выявлению грязевых вулканов и позволяет сконцентрировать их на определенных участках моря, геологическое строение которых благоприятно образованию структур диапировой природы.

УДК 550.8 (262.81)

Х.Б. Юсуфзаде

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ
ДОБЫЧИ НЕФТИ И ГАЗА НА КАСПИЙСКОМ МОРЕ**

Освоение нефтяных и газовых ресурсов континентального шельфа становится одним из важных направлений технического прогресса.

В настоящее время в СССР Каспийское море — основная акватория, где ведутся интенсивные поиски, разведка и разработка морских нефтяных и газовых месторождений.

В динамике добычи общих углеводородов проявляется постоянная тенденция роста отбора за счет увеличения добычи газа, что связано с открытием и вводом в промышленную разработку газоконденсатных залежей и месторождений, находящихся в погруженной зоне Каспийского моря.

Каспийский бассейн в отношении нефтегазоносности — перспективная область. Акватория Каспия окружают нефтегазоносные провинции Азербайджана, Дагестана, Восточного Предкавказья, Мангышлака, Западной Туркмении. История возникновения и развития нефтедобычи на Каспийском море насчитывает почти 200-летнюю давность. Из дошедших до нас источников известно, что еще в начале XIX в. бакинский житель Касымбек добывал нефть из колодцев, расположенных в море на расстоянии 20—30 м от берега. Подобные случаи в то время были случайными и не имели промышленного значения.

Коренные изменения в освоении нефтегазовых богатств Каспийского моря произошли после установления Советской власти в Азербайджане. Уже в первые годы нефтяники Азербайджана приступили к засыпке Биби-эйбатской бухты. К пятой годовщине Великого Октября была получена нефть на первом морском промысле. В начале 20-х годов нашего столетия впервые в мире в открытом море было сооружено морское основание на деревянных сваях. В 1934 г. по проекту инженера Н.С. Тимофеева было построено первое металлическое основание в морской части северной складки о. Артема. С этого времени начинается широкое внедрение их при разведке и разработке морских нефтегазовых месторождений Каспийского моря. Много сделано по техническому оснащению самих работ, и прежде всего были возведены уникальные гидротехнические сооружения, позволяющие непрерывно вести разведку и разработку площадей в суровых условиях Каспия. Районы Каспийского моря, где ведутся разработки нефтяных и газовых месторождений, характеризуются частыми штормовыми ветрами преимущественно северных румбов и нередко достигающими ураганной силы. Число дней с волнением свыше 5 баллов составляет 75—80 в году. Максимальная высота волны по визуальным наблюдениям во время ураганных ветров достигает 13 м. Приведенные данные показывают, что районы работ на Каспийском море отличаются сложным гидрометеоро-

логическим режимом, осложняющим ведение геолого-поисковых и разведочных работ.

Современный уровень техники позволяет прочно и эффективно строить нефтепромысловые сооружения (стационарные платформы, эстакады, нефтегазопроводы, нефтесборные пункты, жилищно-бытовые помещения) в условиях открытого моря. На Каспии построено более 1000 стальных островков и более 300 км приведенной длины эстакады. Освоена сложная технология прокладки нефтегазопроводов большого диаметра (400 мм) по дну Каспия.

Исключительно широко применяется эстакадный способ обустройства морских месторождений как замкнутого типа, примером которого служит всемирно известный городок Нефтяные Камни, так и радиального, берущего начало от береговой линии (месторождение Сангачалы-Дуванный-море). За последнее время разработана эстакада принципиально новой конструкции, которая состоит из крупных блоков, собираемых на берегу и сооружаемых с помощью плавучих средств в море. Внедрение такого конструктивного решения позволило распространить эстакадный метод благоустройства морских месторождений при глубине воды до 45 м. Кроме этого, в зависимости от конкретных условий залежи, применяются и другие виды организации нефтепромыслового хозяйства в море. Так, например, месторождения банок Дарвина, Южная, Бахар эксплуатируются с отдельных морских оснований. На некоторых месторождениях комбинируются несколько методов: намывание дамбы и эстакада (Песчаный-море) и намывные дамбы — металлические островки — эстакада (Сангачалы—Дуванный-море).

Стали создаваться новые технические средства ведения буровых работ на глубинах моря до 60 м со стационарных платформ. Уже приобретен опыт строительства стационарных платформ при глубине моря 84 м (на структуре им. 28 Апреля), что позволяет надеяться на успешное освоение в ближайшее время и больших глубин моря.

В настоящее время построены и широко применяются плавучие буровые установки самоподъемного типа (ПБУ), позволяющие вести в открытом море бурение структурно-поисковых и разведочных скважин глубиной до 6500 м при слое воды до 70 м.

Сроки темпы разработки нефтегазовых месторождений в море обусловлены ограниченным временем службы гидротехнических сооружений. Последнее обстоятельство диктует необходимость максимального сокращения времени на извлечение запасов нефти и газа. Для этого при подготовке проекта разработки нефтяных месторождений, предусматривается максимальное количество базисных объектов, подлежащих самостоятельному разбурированию. Кроме того, в связи с тем что гидротехнические сооружения стоят дорого, вопрос сокращения капиталовложений — определяющий при выборе рациональной системы разбурирования морских нефтяных месторождений.

Для экономии металла разбурирование залежей в основном осуществляется наклонно-направленным способом (кустовое бурение). Число скважин, пробуренных с одного куста, в зависимости от количества эксплуатационных объектов и расстояния между скважинами, колеблется от 3 до 32. Необходимо отметить, что экономичность применения кустового бурения при разработке морских нефтяных месторождений повышается по мере увеличения глубины моря. Применение кустового бурения имеет еще одно весьма важное преимущество — при создании кустовых оснований на большое количество скважин значительно повышается прочность и устойчивость сооружения против воздействия волн и ветра.

Технический прогресс в производстве глубокого разведочного бурения

позволил значительно увеличить глубину поисково-разведочных скважин. Средняя глубина разведочных скважин в недавнее время составляла 5300 м. Более 60% скважин, начинаемых бурением, имеют глубину более 5000 м. Нефть уже добывается с глубины 5300 м на площади Сангачалы-море и о. Булла. С еще больших глубин добывается природный газ. Рекордные глубины залегающих продуктивных пластов установлены на месторождении Булла-море, где на одной из скважин газоконденсатная продукция идет с отметок 5900 м. В настоящее время возникла необходимость массового бурения поисково-разведочных скважин глубиной 5500—7000 м. Практика сверхглубокого бурения как в нашей стране, так и за рубежом показывает, что значительные затраты при таком бурении быстро окупаются за счет их высокой продуктивности рациональной системы разработки залежей.

Один из основных факторов, способствующих сокращению сроков разработки морских нефтяных месторождений, — это метод поддержания пластового давления. В настоящее время все морские месторождения разрабатываются с применением искусственного воздействия на залежи, осуществляемого различными разновидностями внутриконтурного с сочетанием законтурного заводнения. Для того чтобы показать масштабы этого мероприятия, достаточно пример Нефтяных Камней, где с начала разработки, при отборе 126 млн. т нефти, в пласты закачено 190 млн. м³ воды. Суммарный эффект от этого за 30 лет разработки составил более 60 млн. т нефти. По отдельным горизонтам подобный эффект составляет 53—90%.

Поисково-разведочные работы до 1970 г. проводились в основном только в пределах азербайджанской части моря. Начиная с 1970 г. наряду с разведкой и разработкой месторождений Каспийского моря в прибрежных зонах Азербайджана успешно развертывается работа в районе Туркменского побережья, ведутся поисково-разведочные работы в прибрежных частях акваторий Дагестана и Казахстана. В пределах Каспийского бассейна наиболее доказана перспективность нефтегазоносных областей Апшеронского и Бакинского архипелагов и Апшероно-Прибалханской зоны поднятий. Потенциальные возможности этих областей очень высоки, объектами поисков и разведки служат отложения продуктивной и красной глины толщ среднего плиоцена.

На основании анализа имеющейся геологической информации и научно обоснованного прогнозирования потенциально нефтегазоносными в других частях Каспия могут быть миоцен-олигоценый и мезозойский комплексы отложений. На Каспийском море всеми видами геолого-геофизических работ выявлено более 170 структур. За вычетом находящихся в разведке и разработке перспективны 147 структур. Основное число выявленных структур сосредоточено на акватории моря с глубинами до 30 м и свыше 100 м.

В течение последнего десятилетия на шельфе Южного Каспия открыт ряд новых месторождений нефти и газа: Бахар и банка Жданова (1968 г.), банка ЛАМ и Инче-море (в 1972 г.), Булла-море и банка Ливанова-восточная (в 1973 г.), им. Баринова и Южная-2 (в 1976 г.), Гарасу (в 1974 г.), им. 28 Апреля (в 1979 г.). Особо следует отметить результат открытия месторождения им. 28 Апреля. В последние годы на Каспийском море выявлялись преимущественно газовые скопления.

Южный Каспий характеризуется высокой перспективностью добычи нефти и газа и поэтому основные объемы всех видов поисково-разведочных и эксплуатационных работ сосредоточены на площадях этой части моря. Районы Северного и Среднего Каспия по сравнению с Южным изучены слабо.

Зона, к которой относится акватория казахской части Каспия, характеризуется благоприятными условиями для скопления и сохранения залежей в мезозойском комплексе отложений. В южной части этой зоны выявлен ряд перспективных структур на нефть и газ. С этими структурами и связываются первоочередные задачи их ввода в разведку. В ближайшее время в Южно-Казакском шельфе намечается большой объем детальных и геофизических работ и проведение параметрического бурения для выявления и подготовки под глубокую разведку новых локальных поднятий. На акватории Дагестанского шельфа намечается продолжение основных структурных элементов суши и связанных с ними залежей нефти и газа, что обуславливает необходимость развернуть здесь поисково-разведочные работы. Перспективны здесь в основном отложения мезозойского возраста (в 1972 г. открыто нефтегазовое месторождение Инче-море).

Нефтегазоносная зона в пределах Северного Каспия охватывает мелководную часть моря и оценивается как перспективно нефтегазоносная по юрско-меловым отложениям и особенно по пермо-триасовому подсолевому комплексу, но геолого-геофизическая изученность этой области весьма слабая. Геофизические исследования, проводимые здесь в незначительных объемах, позволили выделить ряд приподнятых зон в основном по юрско-меловым отложениям. Для практического подтверждения перспектив нефтегазоносности здесь необходима постановка детальных комплексных геолого-геофизических и поисково-разведочных работ. Ведение работ затрудняет мелководье, периодическая ледовая обстановка, рыбные промыслы и объявление этого района заповедной зоной Каспия.

Учитывая, что структуры мелководной акватории Каспийского моря (до 30 м) по размерам незначительны, рассредоточены по всему Каспию и в основном тяготеют к северной его части, целесообразно в ближайшие годы разведывать глубоководные структуры им. Каверочкина, Шахово-море, им. 40-летия Азербайджана, им. 26 бакинских комиссаров, Промежуточная Апшеронского архипелага. Эти структуры высокоперспективны по продуктивной толще и по потенциальным возможностям оцениваются выше, чем месторождения Нефтяные Камни и Бахар, так как размеры этих складок превышают размеры последних и расположены в зоне формирования фации продуктивной толщи. Ввод этих площадей в разведку позволил бы нам открыть крупные нефтегазовые месторождения.

Многие из перечисленных перспективных структур находятся на глубине 100—300 м и пока не освоены. Как было отмечено ранее, в 1977 г. начато бурение на структуре им. 28 Апреля при глубине моря 84 м, кроме того, начато бурение скважин и на площади банки Андреева при глубине моря 70 м. В ближайшие годы количество разведываемых площадей на глубоководной акватории значительно увеличится.

Намечается строительство буровых судов и установок как полупогруженных, так и плавучих самоподъемного типа, которые обеспечат ведение на Каспии геологоразведочных работ на больших глубинах и тем самым резко сократят использование отдельных металлических островков для поисково-разведочного бурения. Намечается оснащение нефтепромыслового флота новыми судами различного назначения, в том числе крановыми судами грузоподъемностью до 2500 т.

Предусматривается также увеличение объемов геологоразведочных работ, эксплуатационного бурения, строительства и обустройства нефтепромыслов.

А.А. Геодекян, Ю.М. Берлин, В.Л. Пиляк, В.Я. Троцюк

НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ И ВОЗМОЖНЫЕ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕГО КАСПИЯ

Открытия месторождений нефти и газа во многих акваториях мира убедительно доказали, что шельфовые области морей и океанов — это крупный резерв для поисков этих ископаемых. Освоение нефтегазовых ресурсов подводных недр стало важной хозяйственно-экономической проблемой нашего времени.

В комплексной оценке перспектив нефтегазоносности морских и сухопутных регионов большая роль принадлежит исследованию процессов нефтегазообразования. Изучение генезиса нефти и газа особенно последних лет позволило значительно конкретизировать условия, при которых происходит генерация основной массы нефтяных углеводородов (УВ), и создать новые методы оценки перспектив, основанные на анализе истории и количественных расчетах масштабов нефтегазообразования.

С этих позиций были исследованы недра Среднего Каспия, где в строении осадочного чехла участвует ряд литолого-стратиграфических комплексов, обладающих значительным нефтегазоматеринским потенциалом. В частности, изучались отложения майкопской серии, кумский горизонт, апт-альбская и байос-батская толщи.

В результате исследований необходимо было выяснить:

1) палеогеографическую обстановку региона во время накопления интересующих нас отложений, в том числе распределение на площади бассейна их мощности и литолого-фациальных зон;

2) содержание, тип рассеянного органического вещества (РОВ) и геохимические фации в этих отложениях в различных районах Среднекаспийского нефтегазоносного бассейна;

3) глубины погружения выделенных толщ на разных этапах геологической истории, палеотемпературы в них и стадии катагенеза рассеянного органического вещества на каждом этапе;

4) рассчитать масштабы генерации микронепти и УВ-газов в рассматриваемых отложениях на основных исторических этапах;

5) оценить условия аккумуляции и консервации нефти и газа.

В завершающем разделе исследований были поэтапно сопоставлены интенсивность основных очагов нефтегазообразования и морфоструктурная эволюция крупных тектонических элементов, определяющих направление миграции УВ, проанализировано изменение палеогеогеологической обстановки в водонапорных комплексах осадочного чехла, природные резервуары которых могли аккумулировать нефть и газ (Процессы нефтегазообразования..., 1978). Все это позволило предположить наличие зон нефтегазонакопления под дном Среднего Каспия и дать сравнительную оценку их перспектив. Такими зонами оказались положительные структурные элементы, смежные с очагами нефтегазогенерации: антиклинальные зоны, валы, своды, а также зоны выклинивания и возможного экранирования природных резервуаров комплекса вверх по восстанию пластов, к которым на основных этапах нефтегазообразования мигрировали подземные воды и углеводороды.

Расположение по площади основных очагов генерации углеводородов и зон вероятного нефтегазонакопления во всех рассматриваемых толщах оказалось в главных чертах сходным, в связи с чем общие выводы о срав-

нительной оценке перспектив одной из них могут быть распространены на весь осадочный чехол.

Распределение очагов нефте- и газообразования проиллюстрируем рассчитанными значениями генерации жидких углеводородов и УВ-газов в байос-батском комплексе отложений за среднемиоцен-четвертичное время (см. рисунок, вкл.) — важнейший этап в истории нефтегазообразования и нефтегазонакопления. В ряде региональных структур средняя интенсивность генерации жидких углеводородов за единицу времени достигала огромных значений: например, в Северо-Апшеронской впадине — $40 \cdot 10^3$ т/км² за миллион лет, что в 30–35 раз больше, чем в предшествующем олигоцен-раннемиоценовом этапе; в других же — сохранялась на том же уровне. Однако часть углеводородов предшествующих этапов генерации могла быть потеряна во время длительно протекавших процессов рассеяния или окисления инфильтрационными подземными водами, особенно в континентальном перерыве конца раннего миоцена. Скопления нефти и газа, образованные после раннего миоцена, надежно изолированы от гипергенного воздействия мощной майкопской покрывкой, а также элизионным гидродинамическим режимом, господствовавшим в водоносных комплексах осадочного чехла акватории в неоген-четвертичное время (Геодекян, Пиляк, 1978). Далее приводится обоснование возможных зон нефтегазонакопления на юго-западном, северном и восточном шельфах Среднего Каспия (см. рисунок).

В юго-западной части рассматриваемого региона и частично за его пределами, в Южно-Каспийском бассейне, выделяется Апшероно-Прибалханская зона нефтегазонакопления с установленной продуктивностью отложений среднего плиоцена. В эту зону входит группа локальных поднятий, которая в виде цепочки простирается от Апшеронского полуострова до п-ова Челекен. В полосе их распространения мезозойские отложения наибольшей мощности: здесь в юрское и меловое время находился геосинклинальный прогиб, в котором накопилась примерно 10-километровая толща преимущественно терригенных отложений. В байос-батском комплексе [при мощности глин и алевролитов в нем 1–4,5 км и среднем исходном к началу катагенеза содержании рассеянного органического вещества (РОВ) 2,0%] массы органических веществ (ОВ) на 1 км² площади составляли 50–250 млн. т, а суммарная за всю геологическую историю генерация углеводородов — более 10 млн. т/км² жидких и 30 млрд. м³/км² газообразных. Основной этап нефтегазообразования охватывал меловой и палеогеновый периоды. Величинами примерно того же порядка оценивается нефтегазообразование в майкопском комплексе отложений Апшероно-Прибалханской зоны, но в отличие от мезозойских отложений наибольшего размаха этот процесс достигал в неоген-четвертичное время. Не исключено, что нефтегазообразование соизмеримых размеров происходило и в отложениях неогенового возраста. Согласно исследованиям гидрогеологов, в прилегающих к Апшероно-Прибалханской зоне районах Западной Туркмении и Азербайджана основной формой миграции подземных вод и углеводородов является вертикальная — по разрывам (Колодий, 1969; Рачинский, 1970).

Высокие перспективы нефтегазоносности рассматриваемой части акватории подтверждаются нефтяными месторождениями в продуктивной толще на структурах Нефтяные Камни, острова Жилой, Артема, Гюргяньюморе и др., в красноцветной толще Западной Туркмении — Челекен, Котур-Тепе, Небитдаг, Кумдаг и др., а также в пределах третичной моноклинали на прилегающей части суши Азербайджана.

Геологические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа в Апшероно-Прибалханской зоне описывались многими исследова-

телями (Геодекян, 1968; Кругляков, 1978 и др.). Отметим только, что в результате выполненных расчетов рассматриваемая зона дополнительно генетически обосновывается: ее положение над очагом интенсивной генерации нефти и газа и преимущественно вертикальная их миграция позволяют весьма широко оценивать перспективы еще не разбуренных локальных поднятий.

К северо-западу от Апшероно-Прибалханской зоны выделяется Придагестанская зона нефтегазонакопления. У побережья Южного Дагестана, на крутом геосинклинальном борту Терско-Каспийского прогиба сейсмическими исследованиями установлена группа локальных поднятий, которая по ориентировке может рассматриваться как третья (после Западной и Восточной на прилегающей суше) антиклиналь Южного Дагестана (Геодекян и др., 1973; Лебедев и др., 1976). В этой зоне на площади Инчхе-море из чокракских отложений получены промышленные притоки нефти и газа. Благодаря расположению относительно крупных очагов генерации углеводородов в краевой части эпигерцинской платформы зона представляется перспективной на нефть и газ. Вместе с тем значительные глубины погружения мезозойских отложений могут быть причиной высокой литификации пород и ухудшения их экранирующих и коллекторских свойств. Поэтому в связи со слабой изученностью и сложностью геологического строения рассматриваемого участка акватории в настоящее время следует к действительной оценке его перспектив подходить осторожно.

На северном и восточном шельфе Среднего Каспия возможные зоны нефтегазонакопления могут быть связаны с Северо-Кулалинским валом, Тюб-Караганской и Беке-Башкудукской морскими зонами поднятий, Песчаномысско-Ракушечным сводом, системой поднятий в западной морской части Карабогасского свода и зоной выклинивания юрских отложений на его склоне (см. рисунок). Все перечисленные структурные элементы расположены по периферии обширной области нефтегазообразования во впадине Каспийского моря и занимают относительно приподнятое положение. То же соотношение наблюдалось и в прошлые исторические этапы, в связи с чем наиболее вероятно, что к этим структурным элементам в течение длительного времени было направлено движение подземных вод и миграция углеводородов. Согласно расчетам, размеры генерации жидких углеводородов в байос-батском комплексе отложений в прилегающих к указанному структурным элементам районах акватории изменяются с севера на юг за позднюрский-раннемиоценовый период от 50–100 до 200–500 тыс. т/км² в платформенной части и до 1–2 млн. т/км² в альпийском геосинклинальном прогибе; за среднемиоценовое четвертичное время в северных районах образовалось 50–100 тыс. т/км² жидких УВ, в южных — 200–300 тыс. т/км². Аналогичным образом возрастает и генерация газобразных углеводородов: на севере за позднюрский-раннемиоценовый период геологической истории — 0,5–1 млрд. м³/км², за среднемиоценовое-четвертичное время — 0,1–0,5 млрд. м³/км², на юге соответственно 1,0–5 млрд. м³/км² и 0,5–1 млрд. м³/км². Сравнение этих значений с рассчитанными величинами удельной генерации углеводородов на нефтегазосборных площадях для Терско-Сунженской и Жетыбай-Узеньской зон нефтегазонакопления, а также сравнение времени основных этапов генерации свидетельствуют о более благоприятных условиях питания углеводородных ловушек на структурных элементах акватории.

Палеогеологические обстановки в среднеюрском водоносном комплексе на площади моря с точки зрения сохранения скоплений нефти и газа от окисления в целом превосходили те же обстановки на прилегающих участках суши (Геодекян, Пилияк, 1978). Оценка геологических предпосы-

лок, необходимых для формирования месторождений нефти и газа, дает основание утверждать, что коллекторы, покрышки и ловушки разного рода на рассматриваемых структурных элементах имеются.

К наименее изученным из них относится Северо-Кулалинский вал. По данным электроразведки, кровля пермо-триаса на его своде залегает на глубине 200 м (Лебедев и др., 1976). Исходя из этого, можно предположить выклинивание на склонах вала большинства юрских, меловых и кайнозойских природных резервуаров и рассматривать указанные зоны выклинивания на южном склоне (куда направлено движение подземных вод и миграция углеводородов) в качестве перспективного объекта для поисков скоплений нефти и газа. Есть также основание думать, что на своде вала на элизионных этапах гидрогеологической истории происходила разгрузка подземных вод среднеюрского водоносного комплекса, способствовавшая миграции углеводородов в сторону вала и формированию залежей на локальных поднятиях, расположенных в непосредственной близости от зоны разгрузки. Более определенная оценка перспектив нефтегазоносности указанного района акватории может быть сделана после дальнейшего изучения его геологического строения и получения фактических данных в результате бурения первых морских опорных скважин.

Морские Тюб-Караганская и Беке-Башкудукская зоны поднятий служат продолжением в акватории сухопутных положительных структурных элементов того же названия. Первая из них на суше известна небольшими скоплениями полуокисленной нефти в нижнемеловых отложениях на площадях Тюбеджик и Кусайник. По общему мнению специалистов, изучавших формирование этих скоплений, они — вторичные и образовались путем вертикального перетока нефти из юрских отложений. Причина разрушенности залежей и незначительных их размеров состоит в отсутствии здесь хороших покрышек в меловых и палеогеновых отложениях. В сторону моря мощность глинистых комплексов юрского, мелового и палеогенового возраста увеличивается и улучшаются условия для сохранения залежей. На локальных поднятиях Аташское и Баутинское в акватории продуктивными могут быть как меловые, так и юрские отложения.

В сухопутной части Беке-Башкудукского вала небольшие залежи газа в верхнеюрских отложениях открыты на месторождениях Эспелисай и Дунга; кроме того, в последнем известны залежи нефти в аптских отложениях. В акватории эти же, а также средне- и нижнеюрские отложения могут быть продуктивными на Южно-Караганском, Сауринском и других поднятиях.

Морские локальные поднятия на Песчаномысско-Ракушечном своде представляют особый интерес, поскольку миграция углеводородов к этому своду происходила с нескольких сторон: с запада — из прогиба краевой части платформы, юга — из впадины Казахского залива и, возможно, с северо-запада и юго-востока — из Сегендыкского и Жазгурилинского прогибов. Во всех перечисленных отрицательных структурных элементах байос-батский комплекс испытывал устойчивое погружение и генерировал значительные количества жидких и газообразных углеводородов.

По геологическому строению осадочного чехла рассматриваемая часть акватории сходна с Жетыбай-Узеньской зоной нефтегазоаккумуляции, где в разрезе юрских отложений имеется до полутора десятка песчаных горизонтов, разделенных глинами, и примерно столько же в нижнемеловых. Покрышками служат глинисто-мергельные толщи келловея, оксфорда и киммериджа, верхнего мела, палеоцена—эоцена и глины майкопской серии отложений. В сухопутной части свода при бурении скважин на площадях Мыс Песчаный и Жага из юрских отложений наблюдались нефтега-

зонакопления. Промышленных скоплений нефти и газа здесь не обнаружено из-за отсутствия локальных поднятий с достаточной для образования ловушки амплитудой. В морской части свода такие поднятия выявлены. Залежи нефти и газа могут быть связаны с ловушками в своде этих поднятий, а также с возможным экранированием коллекторов поверхностью разрыва, ограничивающему Песчаномысско-Ракушечный блок с юга. Можно предположить, что этот разрыв ограничивал поступление углеводородов к поднятиям, расположенным на южном склоне указанного блока. В рассматриваемом районе акватории кровля продуктивной юрской толщи залегает на глубине 1400–1700 м, а глубина моря не превышает 100 м. Таким образом, по комплексу показателей Песчаномысско-Ракушечный свод представляется наиболее перспективным для поисков нефти и газа на восточном шельфе Среднего Каспия.

В западной части Карабогазского свода по данным непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) установлено несколько локальных поднятий, с которыми могут быть связаны залежи газа. Этот свод, подобно Ставропольскому и Центральнокаракумскому, валу Карпинского и другим крупным положительным тектоническим элементам, в геологической истории устойчиво испытывал относительное воздымание. Эмпирически выявлено, что на таких элементах ("суббассейнах 2-го рода"; по Моделевскому, 1972) преобладают чисто газовые скопления (Условия формирования..., 1967; Моделевский, 1972).

Карабогазский свод с трех сторон окружен очагами интенсивного нефтегазообразования в байос-батском комплексе отложений (см. рисунок. 1). Есть основания предполагать, что в зоне выклинивания этих отложений на склоне свода в элизионные этапы гидрогеологической истории из них происходил переток сильно газонасыщенных подземных вод в меловой водоносный комплекс, по которому они двигались к районам выхода меловых отложений на поверхность. Учитывая значительный перепад пластовых давлений между юрскими отложениями в пределах смежных очагов нефтегазообразования и меловыми отложениями на своде, а также длительность и постоянство указанных соотношений, можно предположить, что в западной части Карабогазского свода в меловых природных резервуарах давление насыщения подземных вод газом превышало пластовое, и в свободное состояние выделялось большое количество УВ-газа. Последний мог образовать залежи в альб-сеноманских песчаниках под глинистыми мергелями верхнего мела-эоцена и глинами майкопской серии отложений, составляющими здесь одну мощную покрывку. Платформенный характер локальных поднятий — их относительно небольшие амплитуды при значительной площади, наряду с большой мощностью покрывки — должны способствовать консервации залежей. В качестве перспективного на газ объекта рекомендуется наибольшее из известных — Западно-Каршинское поднятие. Глубина предполагаемого продуктивного горизонта на этом поднятии оценивается примерно в 750–800 м, глубина моря здесь менее 100 м.

В зоне выклинивания юрских отложений на западном склоне Карабогазского свода могли быть сформированы ловушки комбинированного структурно-литологического типа. В настоящее время детали строения рассматриваемой зоны и ее точное положение в плане не известны. Однако эти вопросы представляют большой практический интерес из-за того, что эта зона длительный период геологической истории находилась по соседству с мощнейшими очагами нефтегазообразования, причем наиболее вероятное направление миграции углеводородов происходило от указанных очагов в Карабогазскому своду геологического поднятия. Есть веские основания предполагать, что все ловушки в полосе выклинивания юрских

отложений заполнены нефтью и газом, в связи с чем ее можно выделить как возможную зону нефтегазоаккумуляции (см. рисунок).

Подводя итоги сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности различных частей акватории Среднего Каспия, следует еще раз подчеркнуть, что крупные положительные структурные элементы — региональные ловушки для нефти и газа — находились здесь в более благоприятных, чем на обрамлении, условиях в смысле питания углеводородов. Эти элементы ближе расположены к очагам генерации, а масштабы нефтегазообразования в последних значительно превосходили размеры генерации на обрамлении Среднего Каспия. Сравнение комплекса геологических факторов, характеризующих условия генерации, аккумуляции и консервации углеводородов в акватории, с аналогичными условиями на прилегающей суше, где известны многочисленными богатыми месторождения, позволяет прогнозировать открытие под дном моря значительных скоплений нефти и газа.

Л и т е р а т у р а

- Геодакян А.А. Геолого-геохимические особенности нефтегазообразования в Южно-Каспийской впадине. М.: Недра, 1968, 150 с.
- Геодакян А.А., Несмеянов Д.В., Петровская Л.И. и др. О перспективно-нефтегазоносных поднятиях прибрежной зоны Южного Дагестана. Нефтегаз. геология. и геофизика., 1973, № 1, с. 7—10.
- Геодакян А.А., Пилик В.Л. Гидрогеологическая обстановка в мезозойских нефтегазоносных комплексах региона Каспийского моря. — В кн.: Процессы нефтегазообразования в акватории Каспийского моря. М.: Наука, 1978, с. 116—130.
- Колодий В.В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1969. 146 с.
- Кругляков В.В. Методика геохимических поисков месторождений нефти и газа в море и опыт ее применения при оценке перспектив нефтегазоносности Туркменского шельфа Каспия. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. М., 1978.
- Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Кулакова Л.С. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976. 152 с.
- Моделевский М.Ш. Некоторые количественные закономерности размещения скоплений нефти и газа в недрах. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1972. Процессы нефтегазообразования в акватории Каспийского моря. М.: Наука, 1978. 142 с.
- Рачинский М.З. К проблеме гидрохимической инверсии в плиоцене Апшеронской нефтегазоносной области. — Геология нефти и газа, 1970, № 10, с. 31—35.
- Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1967. 296 с.

УДК 550.8. (262.81)

К.М. Керимов

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОН С АНОМАЛЬНО ВЫСОКИМИ ПЛАСТОВЫМИ ДАВЛЕНИЯМИ

Выделением интервалов и зон с аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД) в разрезах глубоких скважин занимаются многие исследователи (Аникиев, 1971; Лимбергер, 1972; Александров, 1973; Касумов и др., 1973; Юсуф-заде и др., 1976; Добрынин, Серебряков, 1978). Эти авторы при исследованиях в основном исходят из результатов обработки комплекса различных промыслово-геофизических материалов, включающих также радиоактивный каротаж. Но приведенный комплекс исследований, как правило, выполняется лишь в продуктивной части

разреза, а остальная же часть вскрытой толщи зачастую исследуется только методом стандартного каротажа. С помощью этого метода в разрезах скважин оцениваются величины удельных электрических сопротивлений глинистых пластов и устанавливаются особенности их изменения с глубиной.

При этом многие из исследователей считают, что отклонения величин уплотнения (ρ_n) глин от нормального уплотнения в сторону занижения значений обуславливаются исключительно появлением в разрезе интервалов и зон с аномально высокими значениями поровых давлений (Лимбергер, 1972; Александров, 1973; Добрынин, Серебряков, 1978).

Однако же выполненные нами исследования указали на то, что такой подход к выделению и изучению в разрезах скважин зон и интервалов с аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД) нельзя считать безупречным, а в ряде случаев он даже ошибочен. Объясняется это прежде всего тем, что на изменения значений ρ_n глин с глубиной, кроме факторов уплотнения, а также наличия интервалов с АВПД, существенно влияют и другие факторы, некоторые из них иногда имеют гораздо большее значение (Керимов, 1975).

С другой стороны, изучение разрезов скважин по большинству нефтяных месторождений Азербайджана и Западной Туркмении комплексом микрометрических исследований свидетельствует о том, что интервалы разреза, характеризуемые по данным кажущегося удельного сопротивления (КС) и постоянного сопротивления (ПС) как "глинистые", не всегда таковы. Эти интервалы зачастую представляются сложной неоднородной средой с частым переслаиванием песчано-глинистых пород различных мощностей и фракционного состава. Следовательно, в определении особенностей изменения ρ_n глин с глубиной существенную роль должен сыграть характер насыщенности поровыми растворами весьма тонких прослоев относительно проницаемых пород. Из-за этого наиболее надежным параметром, способным охарактеризовать интервалы с АВПД, оказалось относительное сопротивление, т.е. коэффициент пористости (K_{Π}) так называемых "глинистых" пластов.

Физической предпосылкой к выделению в разрезах скважин интервалов и зон с аномально высокими пластовыми давлениями по параметру K_{Π} послужило существование линейной зависимости между логарифмом пористости глин и глубиной их залегания (в условиях нормального уплотнения этих отложений по разрезу), а также функциональной или статистической связи между некоторыми геофизическими параметрами этих отложений (удельным электрическим сопротивлением, скоростью распространения акустических волн и др.) и их пористостью.

Исходя из совместного рассмотрения данных лабораторных исследований кернов и результатов интерпретации материалов промысловой геофизики, можно заключить, что линия нормального уплотнения глин может быть достаточно надежно проведена по самому параметру K_{Π} , так как его изменение с глубиной (вне зоны аномально высоких пластовых давлений) в принципе должно полностью контролироваться законом нормального уплотнения. Участки нарушения этой закономерности совпадают с появлением в разрезе зон аномально высоких пластовых давлений, фиксируемых по комплексу геолого-промысловых и геофизических признаков (рис. 1). При этом для изучения коэффициентов пористости глин в разрезах скважин с успехом может быть использована зависимость $P = f(K_{\Pi})$ глин, где K_{Π} — коэффициент пористости глинистых пород, определенный на образцах пород при лабораторных исследованиях; P — параметр пористости, определенный по материалам электрического каротажа.

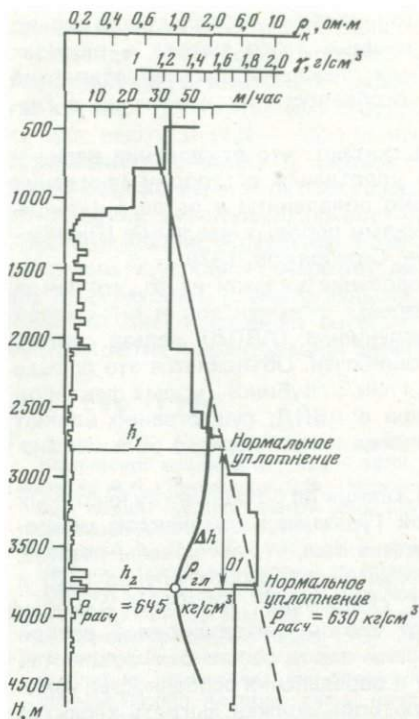
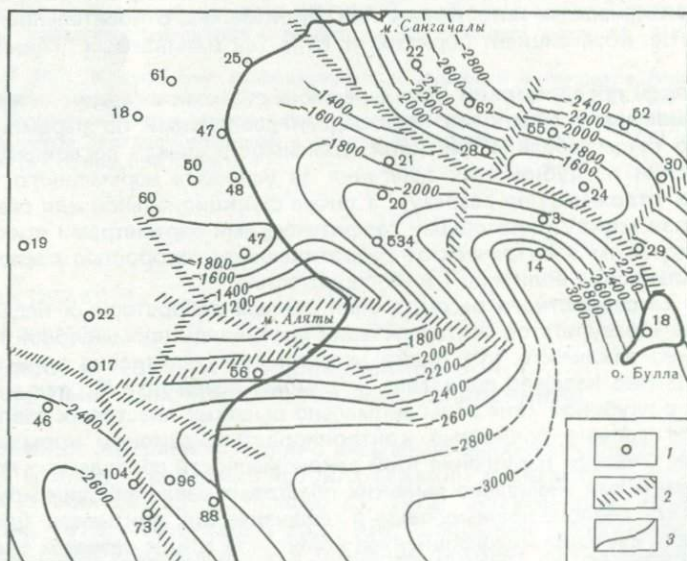


Рис. 1. График изменения скорости проходки скважины на пл. Дуванный-море, а также изменения величин уплотнения (ρ_r) глин и удельного веса бурового раствора в ее разрезе

Рис. 2. Схематическая карта изоглубин кровли интервала с аномально высоким поровым давлением (АВПД) на площадях в северо-западной части складчатой области Бакинского архипелага

1 — скважины глубокого бурения; 2 — зоны прохождения разрывных нарушений; 3 — линии равных глубин фиксации кровли АВПД, м



В приведенных зависимостях можно сразу же учесть влияние термобарических факторов на петрофизические и геофизические характеристики разреза. Это осуществляется с помощью обычных поправочных коэффициентов для глинистых пород, в том числе и для нефтяных месторождений Бакинского архипелага.

Для выполнения расчетов величин поровых давлений по предлагаемой методике необходимо знать следующие величины:

глубину залегания исследуемого пласта в метрах (H);

пористость глин на соответствующей глубине в условиях АВПД ($K_{п, а}$);

пористость этих же глин в предположении нормального состояния их порового давления ($K_{п, н}$); получается она путем экстраполяции кривой $K_{п} = f(H)$;

разность глубин при условии нормального хода кривой уплотнения в метрах (Δh);

значения коэффициентов пористости глин, определяемые по кривой $K_{п} = f(H)$ на соответствующих глубинах ($K_{п1}^H, K_{п2}^H$).

Такой подход к выделению и изучению зон аномально высоких пластовых давлений в разрезах глубоких скважин Южно-Каспийской впадины позволил установить определенную закономерность их распределения на структурах Бакинского архипелага. Одна из основных черт этой закономерности — большая площадная распространенность зоны аномально высоких пластовых давлений, пространственное положение которой меняется главным образом в зависимости от изменения структурных особенностей площади в пределах вскрытой части разреза. При этом наибольшее приближение к дневной поверхности верхней кромки этой зоны на площадях Бакинского архипелага отмечается в пределах сводовых частей складчатых структур. Здесь глубина вхождения в зону с аномально высокой внутрипоровой энергией фиксируется на уровне -1000 – (-1200) м. К погруженным частям складчатых структур кровля зоны аномально высоких пластовых давлений опускается значительно ниже и в осевых зонах прилегающих синклиналей она оценивается на уровнях около -3000 м (рис. 2).

Размах в изменениях глубины фиксации начала зоны АВПД на большинстве площадей Бакинского архипелага доходит до 1800 – 2000 м, что примерно соответствует изменениям пространственного положения геометрических элементов самих поднятий, но вовсе не гипсометрических положений отдельных стратиграфических границ.

Таким образом, для площадей Бакинского архипелага методика выделения и изучения зон и интервалов с аномально высокими пластовыми давлениями, основанная на выяснении особенностей изменения ρ_n глин с глубиной, не может считаться эффективной. Подход же к выделению этих зон и определению величин поровых давлений в разрезах скважин Бакинского архипелага, основанный на изучении особенностей изменения значений $K_{п}$ так называемых "глинистых" пластов, дает более результативные данные и позволяет определить основные закономерности распределения зон аномально высоких пластовых давлений по области.

Л и т е р а т у р а

- Александров Б.Л. Определение и прогнозирование аномально высоких пластовых давлений геофизическими методами. М.: ВНИИОЭНГ, 1973. 80 с.
- Аншиков К.А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л.: Недра. Ленингр. отделение, 1971. 167 с.
- Добрынин В.М., Серебряков В.А. Методы прогнозирования аномально высоких пластовых давлений. М.: Недра, 1978. 230 с.
- Касумов К.А., Александров Б.Л., Дергунов Э.Н. Определение аномально высоких

пластовых давлений по материалам промыслово-геофизических исследований. Баку: АзНИИНТИ, 1973, № 65, с. 7.

Керимов К.М. Глубинная структура и особенности тектонического развития Азербайджанской части Куринской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности (по материалам геофизических исследований): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Баку: Ин-т геологии АН АзССР, 1975. 45 с.

Лимбергер Ю.А. Оценка пластовых давлений в зонах АВПД по материалам геофизических исследований разрезов Прикаспийской впадины. — В кн.: Сборник материалов научно-технического совета по глубокому бурению. М.: Гостоптехиздат, 1972, вып. 18, с. 165—172.

Юсуб-заде Х.О., Касумов К.А., Александров Б.Л. и др. Изучение и прогнозирование АВПД по данным промысловой геофизики (на примере площади Булла-море). — Азерб. нефт. хоз-во, 1976, № 5, с. 1—8.

УДК 550.8 (262.81)

Г.М. Усанов, З.П. Едигарян, В.А. Горчилин

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕЛЕКЕНО-ЛИВАНОВСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ

Наличие месторождений нефти и газа на Челекенском полуострове (Небитдаг, Челекен) послужило основанием для поисково-разведочных работ на прилегающей части акватории Каспийского моря. Основные черты структурного плана этого участка шельфа были определены с помощью сейсмических методов (МОВ). Здесь была выявлена и околонтурена цепочка локальных поднятий, протягивающихся с юго-востока на северо-запад и образующих юго-восточную часть Апшероно-Прибалханской зоны поднятий — Челекено-Ливановскую зону. Была прослежена и система крупных продольных разрывов, приуроченных к осевой части этой зоны.

Челекено-Ливановская зона поднятий в тектоническом отношении представляет собой морское продолжение Центрально-Прибалханской зоны поднятий. С севера она отделяется от эпигерцинской платформы глубоким Кафальджа-Келькорским прогибом, а с юга примыкает к Туркменской структурной террасе. Рассматриваемые антиклинальные структуры, вытянутые вдоль оси зоны, имеют относительно симметричное строение и углы падения крыльев порядка 15—20°.

Приосевая часть зоны поднятий осложнена системой продольных и поперечных разрывных нарушений различного порядка, причем продольные разломы регионального характера и служат продолжением Главного Челекенского сброса.

В Челекено-Ливановской зоне в результате поисково-разведочных работ были открыты нефтегазоконденсатные месторождения: банки Жданова, Ливанова, Баринова, Причелекенский купол. Нефтегазоносность на площади банки Ливанова связана с низами красноцветной толщи среднего плиоцена. Месторождение было открыто скважиной № 6, при опробовании которой с интервала глубин 4103—4045 м был получен фонтанный приток газа и конденсата. В дальнейшем рядом пробуренных скважин подтверждена промышленная нефтегазоносность VIII горизонта нижней части красноцветной толщи. Кроме VIII горизонта, промышленная нефтегазоносность здесь связана как с вышележащими, так и с нижележащими горизонтами красноцветной толщи, а также с подстилающими красноцветную толщу отложениями.

Месторождение банки Баринаво было открыто в 1976 г. При опробовании скважины № 6 на глубинах 3024—2912 м из VII горизонта был получен промышленный приток газа и конденсата. Дальнейшие перспективы газодобычи здесь также связаны как с нижней частью красноцветной толщи, так и с подстилающими красноцветную толщу отложениями. Поисково-разведочное бурение проводилось и на площади банки Губкина.

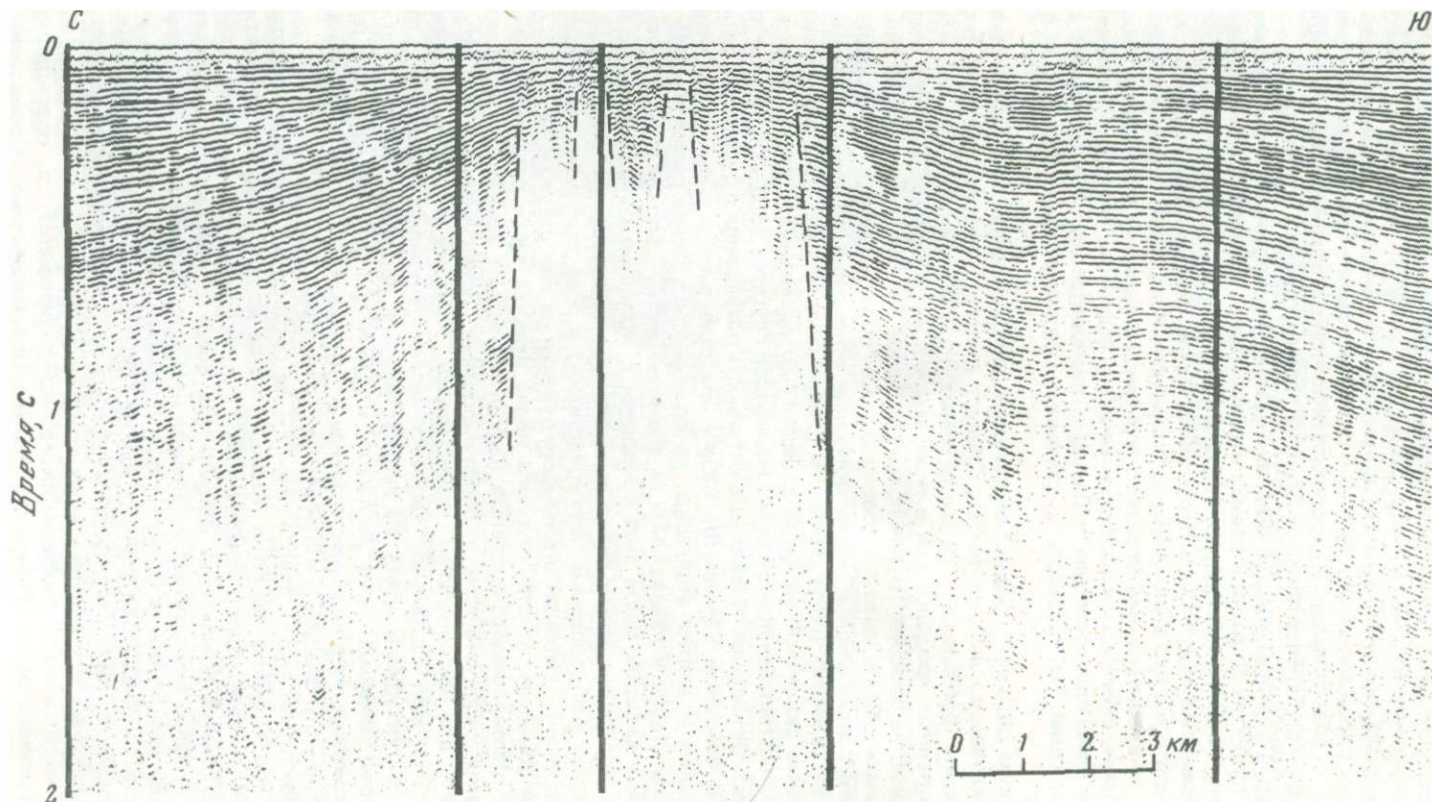
Однако эффективность поисково-разведочных работ в рассматриваемой зоне поднятий оказалась весьма неравномерной по отдельным площадям. Так, на востоке, на площади банок Ливанова—Баринаво из 9 законченных бурением скважин 6 дали продукцию, из них одна — промышленный приток нефти и газа, а остальные — конденсат и газ. Одна скважина, оказавшись вне области нефтегазоносного месторождения, дала приток воды. В разрезе скважины 4, расположенной в седловине между ундуляциями банки Ливанова-восточная и банкой Ливанова-центральная, объектов для опробования не оказалось и скважина ликвидирована (Лебедев и др., 1981).

Таким образом, продуктивность скважин в пределах рассматриваемого участка весьма высока (67%). Следует отметить, что все продуктивные скважины расположены в центральных присводовых блоках поднятий, ограниченных продольными и поперечными нарушениями. В то же время западнее, на соседней группе поднятий банки Губкина, занимающей гипсометрически более высокое положение и по общегеологическим критериям более перспективной в нефтегазоносном отношении, эффективность поисково-разведочных работ оказалась чрезвычайно низкой. Из 7 законченных бурением скважин 5 не были доведены до проектных отметок и лишь в одной был получен приток газа с небольшой глубины (365—375 м) из апшеронских отложений. Низкая эффективность разведочного бурения обусловлена в основном неполнотой наших представлений о сложном строении локальных поднятий этой зоны, которая разбита серией разломов различных масштабов и направлений на сложную систему блоков. Не все детали строения складок были зафиксированы с помощью сейсморазведки, поэтому ряд разведочных скважин, особенно на площади банок Губкина и Ливанова, были заложены непосредственно в зоне разломов, что и послужило причиной высокой аварийности бурения на этих структурах.

Для детализации структурного плана верхней части осадочного чехла и для трассирования разрывных нарушений весьма эффективным оказался метод геоакустического профилирования, применяемый в Институте ИГиРГИ для региональных исследований. Поэтому в последнее время было проведено детальное геоакустическое профилирование для уточнения структурного плана. На геоакустических профилях наиболее четко отражены приосевая зона разломов, которая проявляется как зона резкого сокращения длительности записи — “слепая зона”, и система сбросов в виде резкого смещения отражающих горизонтов.

Характерная черта “слепой зоны” — ее расширение с запада на восток (от 3 км в районе поднятия Промежуточное до 8 км западнее поднятия банки Губкина). Вдоль “слепой зоны” протягивается цепь грязевых вулканов. Грязевулканическая деятельность более активна в восточной части зоны, на запад она затухает, а западнее поднятия Промежуточное грязевые вулканы захоронены в четвертичных отложениях. Рост тектонической активности с запада на восток отражен на геоакустических профилях в виде расширения в том же направлении “слепых зон”, а также резкого возрастания амплитуды погружения южных крыльев складок.

По материалам геоакустического профилирования, в присводовой части площади банки Губкина выявлена сеть поперечных и продольных



Геоакустический профиль, секущий банку Губкина
Пунктиром показаны разрывные нарушения

разломов, разбивающих структуру на систему блоков. В ряде отдельных изолированных блоков могут сохраниться небольшие скопления углеводородов, о чем свидетельствует, как уже отмечалось, приток газа из апшеронских отложений.

В то же время на секущих геоакустических профилях прослеживается относительно спокойное залегание на крыльях структур, примыкающих к приосевой зоне дробления (см. рисунок). Причем южные крылья складок обращены в сторону погруженных участков Южно-Каспийской впадины, откуда могли мигрировать углеводороды и аккумулироваться в песчаных коллекторах. Наличие региональных продольных разломов вдоль южных крыльев может привести к образованию тектонически экранированных залежей, наподобие таких, которые обнаружены в Бакинском архипелаге (Сангачалы-море, Дуванный-море и др.). Выявленные с помощью метода геоакустического профилирования особенности строения площади банки Губкина позволяют конкретизировать дальнейшие направления разведочных работ и прогнозировать открытие тектонически экранированных залежей на крыльях структуры. Аналогичное строение характерно и для поднятий банки Ливанова. Здесь наряду с зоной дробления в сводовой части существенную роль в перераспределении залежей играют поперечные нарушения, создающие систему блоков. Эта система и обуславливает неравномерность нефтегазонасыщения базисных горизонтов и красочветных отложений среднего плиоцена по площади структуры.

Анализ материалов геоакустического профилирования показывает, что вдоль всей приосевой части Челекено-Ливановской зоны поднятий протягивается зона дробления, которая четко выделяется на геоакустических профилях в виде протяженных "слепых зон".

Сложность геологического строения Челекено-Ливановской зоны поднятий, блоковое строение локальных поднятий, разбитых серией продольных и поперечных разломов, резко снижают эффективность поисково-разведочных работ. Открытые залежи углеводородов приурочены здесь к отдельным изолированным блокам, поэтому для обоснованного проведения поисковых работ необходимо в первую очередь точное знание структурного плана участков в деталях. Для выявления особенностей структурного плана верхней части осадочного чехла в пределах локальных поднятий один из наиболее эффективных — это метод геоакустического профилирования.

Л и т е р а т у р а

Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Горчилин В.А. и др. Геоакустическое профилирование в комплексе разведочных работ на Каспийском море. — В кн.: Проблемы геологии и нефтегазонасыщенности впадин внутренних морей. М.: Наука, 1981, с. 70—74.

Г.Ю. Гасанов, Т.Б. Аскеров, А.И. Сулейманов, Н.А. Алиев

**НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ КАСПИЙСКОГО МОРЯ
И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В КОМПЛЕКСЕ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ
НА НЕФТЬ И ГАЗ**

Структурно-геоморфологические исследования, как один из методов поисков локальных структур, имеют огромное значение в практике нефтегазописковых работ и за последнее время применяются весьма успешно как в СССР, так и за рубежом. Основным источником информации служат данные о характерных особенностях рельефа земной поверхности и новейших отложений, что позволяет судить о глубинной тектонике района и выделить участки неотектонических поднятий и опусканий.

Опыт геолого-поисковых исследований морских участков показывает, что методы работы в море имеют свои специфические черты. Ведь толща воды — это не только среда, отделяющая нас от объекта исследования, она постоянно находится в определенном динамическом состоянии и влияет на этот объект, затрудняя его изучение. В морских структурно-геоморфологических исследованиях большая роль принадлежит анализу данных по батиметрии моря, конфигурации береговой полосы, расположению мысов и заливов, наличию островов и выходов коренных пород на дне моря (банок), изучению их литологии, исследованию грязевых вулканов и распространения полей брекчии, древних береговых линий и т.д.

Геологическое строение самой верхней части осадочного чехла изучается картировочным бурением, осуществляемым со специально оборудованных морских судов. Эти работы в пределах Каспийского моря ведутся начиная с 30-х годов. За это время закартированы участки западного шельфа Южного Каспия, отдельные структуры Дагестанского, Туркменского и Казахского секторов моря. В результате составлены геологические карты месторождений и разведочных площадей Бакинского, Апшеронского архипелагов, подводного проложения Прикаспийско-Кубинской области, изучены стратиграфия и литолого-фациальная характеристика плиоцен-четвертичных отложений, выявлены особенности геологического строения отдельных поднятий, протрассированы нарушения и разрывы, оконтурены поля грязевулканической брекчии и т.д. Наиболее детально изучены площади Бакинского архипелага, где помимо различных геологических аспектов, материалы картировочного бурения в совокупности с другими данными позволяют решать и задачу структурной геоморфологии.

Анализ результатов картировочного бурения и промерных работ показывают, что в образовании рельефа Южного Каспия главная роль принадлежит глубинной тектонике. Все выделенные антиклинальные зоны Бакинского архипелага в рельефе морского дна выражены в виде подводных возвышенностей, усеянных надводными и подводными камнями и мелководьями. Примером может служить центральная часть архипелага, где антиклинальная зона Хамамдаг—банка Корнилова-Павлова на дне моря выражена возвышенностью, протягивающейся с северо-запада на юго-восток более чем на 50 км. Отсюда как на северо-восток, так и на юго-запад в сторону смежных прогибов глубины моря резко увеличиваются (от 20—50 до 100 м и более). Рельеф дна здесь абразионно-скulptурного характера и обусловлен ростом структур. В результате литолого-фациального изучения донных отложений стало возможно составить грунтовую карту складчатых зон Бакинского архипелага, показывающую распределение осадков в зави-

симости от характера рельефа дна, структурно-тектонических особенностей региона и т.д.

Анализ составленной карты показал, что на сводах антиклинальных складок, размытых до плиоценовых отложений, из-за сильной пересеченности рельефа дна моря мощности современных осадков сильно варьируют. На выходах продуктивной толщи, подверженных наибольшему размытию, современные осадки образуют слои мощностью от 2 до 6 м. На контакте средне- и верхнеплиоценовых отложений благодаря залеганию в кровле продуктивной толщи пластов крепких песчаников, устойчивых против денудации и образующих в рельефе подводные гряды, мощность наносов сокращается до минимума (0—1 м). С перемещением на крылья величина наносов постепенно возрастает от 1 до 10 м, а иногда до 20—25 м. Изучая мощности современных осадков, можно судить о характере новейших тектонических движений; так, мощность наносного покрова на поднятиях о. Булла и Булла-море от свода к крыльям и периклиналям возрастает от 5 до 24 м, т.е. соответствует современному структурному плану. Это свидетельствует о том, что и в настоящее время указанные поднятия продолжают развиваться унаследованно.

Для Бакинского архипелага характерна также зависимость литолого-фациального состава современных отложений от рельефа дна, гидродинамики моря, структурных особенностей района. На сводах поднятий с абразионно-скульптурным рельефом часто встречаются различные литологические типы пород новейшего комплекса, а на погружениях наблюдается постепенная смена литофаций от песчано-глинистых разностей до глинистого ила.

Картировочным бурением установлено, что в сводовых частях резко выраженных и интенсивно развивающихся поднятий (о. Дуванный, Сангачалы-море, о. Булла, о. Гарасу и др.) развиты современные осадки, представленные песками с битой ракушкой, тогда как пониженные участки морского дна и погребенные структуры покрыты илистыми отложениями.

Особое место в Бакинском архипелаге занимает его южная часть — зона интенсивного современного прогибания, которая характеризуется накоплением наибольшей мощности новокаспийских осадков. На сводах локальных поднятий здесь фиксируются осадки мощностью 4—6 м, а в синклиналих до 100 м и более (район о. Сара-море).

Отмечая тесную связь геоморфологических особенностей дна моря с глубинным тектоническим строением, следует отметить, что формирование рельефа зависит от взаимного сочетания множества факторов, таких как гидродинамические условия, литологический состав слагающих дно отложений, степень обнаженности коренных пород в рельефе, развитие грязе-вулканической деятельности и многих других.

Более наглядно это проявляется в районе поднятия банки Борисова, геоморфологически представляющего собой три мелководных участка, вытянутых цепочкой в направлении с северо-запада на юго-восток. Более крупный из них приурочен к самой банке Борисова и оконтуривается 20- и 35-метровыми изобатами. Два других участка смещены к юго-западному крылу поднятия и оконтуриваются 25-метровой изобатой. Анализ мощностей донных осадков по материалам картировочного бурения показывает, что наименьшие мощности (0,2—0,4 м) песчано-ракушечниковых отложений современного Каспия приурочены к сводовой части структуры банки Борисова с глубинами моря 30—40 м, а наибольшие мощности (до 40 м и более) к участку центрального мелководья, где глубины моря колеблются от 21 до 25 м. Если бы геоморфология поднятия банки Борисова была обусловлена только тектоническим фактором, то мы наблюдали бы соответствие в плане своду структуры и мелководья и зоны наименьших мощностей

тей осадков. Фактически же получается, что участки мелководья смещены на юго-западное крыло. Анализ фактического материала позволяет предположить, что указанная зона мелководья и смещение ее со свода структуры на юго-западное крыло связаны, с одной стороны, с наличием продольного нарушения, а с другой — с гидродинамическими условиями площади, обусловившими перенос осадков господствующим морским течением со сводовой части структуры на юго-западное крыло. Разделению некогда единой зоны мелководья на три обособленных участка также способствовали, по-видимому, поперечные нарушения, зафиксированные картировочным бурением. Аналогичное "смещение" мелководья на юго-западное крыло наблюдается также на площади Хамамдаг-море.

Говоря о разрывных нарушениях, нельзя не отметить их важной роли в формировании рельефа дна и распределении осадков. В практике картировочного бурения при трассировании разрывных нарушений, осложняющих структуры, приходилось часто сталкиваться со связью разрывных нарушений и геоморфологии дна. Об этом могут свидетельствовать результаты бурения на подводном продолжении Прикаспийско-Кубинской области в районе м. Сарыгая Баши—Безыманный. При переходе с приподнятого блока на опущенный по нарушению наблюдалось резкое увеличение глубин моря от 12—13 до 15—16 м. Это объясняется, по-видимому, непрерывностью неотектонических процессов, обуславливающих периодические подвижки по плоскости нарушения, что приводит к образованию в рельефе уступообразной формы.

Не менее важную роль разрывные нарушения играют и в распределении литолого-фациального состава современных осадков. Особенно наглядно нам удалось это отметить в Туркменском секторе Южного Каспия в районе структур банок ЛАМ—Губкина.

Изучение литолого-фациального состава современных отложений показало, что песчаные осадки образуют на поверхности дна вытянутые протяженные тела, ограниченные глинистыми разностями. Сопоставление их с данными геологического строения площади по материалам глубокого разведочного бурения и сейсморазведки показало, что эти песчаные тела тесно взаимосвязаны с тектоникой площади и соответствуют в плане крупным региональным нарушениям. По-видимому, в зоне разрывов на поверхности образуются углубления в рельефе, которые по мере осадконакопления заполняются грубообломочным материалом. Этот факт приобретает важное значение при трассировании и выявлении региональных разломов. Согласно данным картировочного бурения и расположению песчаных тел, уже сейчас можно предположить наличие некоторых нарушений, не зафиксированных сейсморазведкой.

Как видно из изложенного, структурно-геоморфологический анализ данных картировочного бурения позволяет получить значительную информацию об особенностях геологического строения, геотектоническом развитии, неотектонических процессах, условиях современного осадконакопления и многих других важных вопросах, имеющих большое значение при проведении и планировании нефтегазописковых работ на шельфе. Вместе с тем опыт показывает, что наибольшую эффективность структурно-геоморфологические исследования имеют в комплексе с другими геологическими и геофизическими методами. Из них, на наш взгляд, следует отметить прежде всего аэрофотосъемку и геоэхолотирование. Такие комплексные исследования дают возможность получать более обоснованную и четкую картину рельефа дна и его связи с геологическим строением.

*С.И. Варуценко***СТРУКТУРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЛЬЕФА ДНА КАСПИЯ
ДЛЯ НУЖД НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ**

(район Западно-Прикарабогазской структурной террасы)

Современная техника в настоящее время позволяет нефтяникам Каспия планировать постановку буровых работ на больших глубинах. В связи с этим несомненный интерес может представлять выделяемая нами по батиметрическим картам четко выраженная в рельефе Западно-Прикарабогазская структурная терраса. Она расположена к северу от Апшеронского порога и к западу от Карабогазского свода в юго-восточной прибортовой части Среднекаспийского прогиба. С севера (от пролива Кара-Богаз-Гол) на юг (до Апшеронского порога) она простирается почти на 110 км, ее ширина — от 15 до 24 км. В рельефе терраса представлена субгоризонтальной поверхностью, примыкающей на востоке к подошве круглого уступа шельфа. На всем протяжении контакта между этими двумя крупными геоморфологическими образованиями прослеживается руслообразный желоб, ширина которого 1,0–3,5 км. Глубины моря в тальвеге 192–228 м; исключение составляет лишь 8-километровый участок на широте 40° 48', где они уменьшаются до 183–185 м. Врез этого желоба по отношению к поверхности террасы колеблется от 2–5 м в наиболее возвышенной его части до 15 м на севере и 38 м на юге.

Терраса представляет собой равнину, осложненную пятью очень пологими всхолмлениями с относительными высотами 5–8 м, имеющими в целом субмеридиональное простирание. На рисунке видно, что одно северное и три южных всхолмления имеют близкие в плане размеры: 15–20 км по длинной оси и 4–7 км по короткой. Резко отличается от них центральное поднятие. Его длина с севера на юг по изобате 190 м — 48 км при ширине в наиболее возвышенной части 15 км. Свод этого поднятия имеет довольно сложное очертание в плане. Здесь выделяются три слабо обособленных возвышенных участка: южный — субмеридионально вытянутый, в его пределах глубины моря составляют 174 м; центральный с широтно ориентированной вершинной поверхностью, где глубины моря в среднем составляют 172 м (это наиболее приподнятый участок террасы); наконец, на севере расположена еще одна возвышенная часть поднятия изоморфных очертаний, ограниченная 185-метровой изобатой.

Генезис форм рельефа, развитых на поверхности рассматриваемой структурной террасы, достоверно пока не известен и может быть выявлен только после проведения картировочного бурения и выполнения необходимого минимума аналитических работ. Тем не менее геоморфологические критерии и знание основных особенностей истории формирования рельефа Среднекаспийской впадины дают некоторые возможности проведения предварительных структурно-тектонических интерпретаций этого образования.

В последней сводке (Лебедев и др., 1976), касающейся геологического строения и нефтегазоносности этой части Каспия, показано, что здесь в ряде мест на глубинах около 200 м в рельефе склона шельфовой впадины выработаны бровки и поверхности (как они называют) "древнего шельфа". В частности, такое образование отмечено и в пределах рассматриваемой нами структурной террасы. Учитывая, что указанные геоморфологически однотипные бровки и поверхности развиты в различных районах впадины и на близких глубинах, можно полагать, что их формирование связано с достаточно длительно протекавшим процессом абразии в эпоху одной

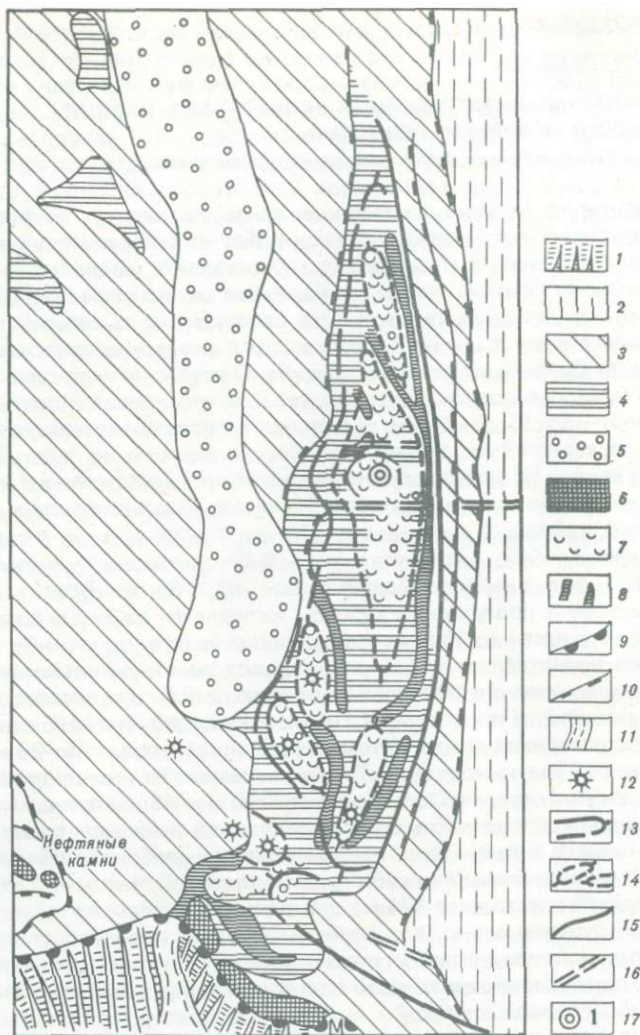


Схема геоморфологического строения Западно-Прикарабагзской структурной террасы

1 — материковый склон; 2 — шельфовые возвышенные плато; 3 — склон шельфовой впадины; 4 — структурно-предопределенные террасовидные поверхности; 5 — днище Среднекаспийской впадины; 6 — валообразные поднятия на шельфе, первично тектонические; 7 — аккумулятивные образования неустановленного происхождения, возможно, структурно-предопределенные формы облекания выступов коренных пород; 8 — ложбины — возможно реликты древних эрозионных форм или рытвин, образованные придонными течениями и мутьевыми потоками; 9 — бровка шельфа; 10 — уступы структурно-денудационные; 11 — долины, сформированные мутьевыми, суспензионными потоками и придонными течениями. Тектонические образования, предположительно установленные по анализу рельефа; 12 — участки возможного проявления грязевого вулканизма; 13 — контуры основных структурных элементов; 14 — контуры предполагаемых локальных поднятий; 15 — разрывные нарушения или зоны резких флексуорообразных перегибов осадочного чехла — региональные; 16 — разрывные нарушения второстепенные; 17 — предполагаемое место заложения скважины

из самых глубоких регрессий. О вероятном времени этой регрессии можно судить по погруженному под новейшими осадками древнему береговому уступу высотой в 18–130 м, который установлен бурением на юго-западном побережье Среднего Каспия (на участке от ст. Ялама до р-на Худата). С.А. Лукьянова и Л.Г. Никифоров (1970), по данным буровых работ и материалам спорово-пыльцевых анализов, пришли к выводу, что облекавшие этот абразионный уступ со стороны впадины осадки имеют раннебакинский возраст. Учитывая влияние позднейших тектонических движений, эти авторы посчитали, что выраженная в рельефе древняя береговая линия предбакинского водоема при формировании находилась на средних отметках от –150 до –180 м, что сопоставимо с абсолютными высотами в пределах рассматриваемой структурной террасы. Несколько более низкое (на 10–20 м) гипсометрическое положение этой террасы можно объяснить воздействием тектоники: фрагмент изученного бурением погребенного предбакинского абразионного уступа находится вблизи Кавказского орогена, а структурная терраса – у бровки новейшего крупного Среднекаспийского прогиба.

Таким образом, поверхность Западно-Прикарабагаской структурной террасы могла сформироваться на рубеже позднего апшерона и раннего баку, т.е. около 800–600 тыс. лет назад. С тех пор уровень Каспия никогда не падал настолько, чтобы обнажался интересующий нас участок “погруженного шельфа”. А это значит, что дальнейшие трансформации рельефа могли здесь происходить только в субаквальных условиях.

Интересно выяснить, какие эндогенные и экзогенные процессы вызвали формирование структурной террасы. Очевидно, первопричиной образования такой крупной субгоризонтальной площадки на данном участке склона шельфовой впадины послужили тектонические деформации. Они привели к выполаживанию склона, что облегчило в дальнейшем абразионную обработку предбакинским морем поверхности террасы. Каких-либо геофизических данных (бурение не проводилось) о том, что в пределах террасы развиты породы, литологически более податливые к разрушению, чем на соседних участках, нет, поэтому говорить о выработке здесь субгоризонтальной площадки за счет избирательной денудации нельзя. С другой стороны, формы рельефа, осложняющие поверхность террасы, свидетельствуют о достаточно активном проявлении в ее пределах экзогенных процессов. Верообразное в плане расположение понижений и разделяющих их пологих возвышений рельефа указывает скорее всего на то, что они сформировались под воздействием своеобразных процессов, характерных для дельт. На рисунке хорошо видно, что “вершина” этой гипотетической дельты (т.е. главный источник поступления вод и наносов) примыкает к северо-восточному склону Апшеронского порога. Остается неясным, однако, функционировала ли эта дельта только в период глубокой предбакинской регрессии, когда можно было ожидать перетока вод из Южного Каспия в Средний, или она образовалась в более позднее время и ее формирование шло только за счет придонных течений. Не исключены и оба варианта. Смещение описываемой дельты к востоку от места поступления наносов (со стороны Апшеронского порога) и примыкание ее к подножию Прикарабагасского борта впадины объясняется общей циркуляцией придонных течений в этом районе, которые следуют здесь с запада на восток, а затем к северу вдоль основания склона впадины. Это направление и фиксируется дельтой. На ее интересуют первопричины заложения ложбин и разделяющих их возвышенностей именно в тех местах, где они сейчас наблюдаются в пределах дельты.

Как правило, антиклинальные складки, особенно там, где не сказывается влияние волнений, прямо выражены в рельефе, а придонные течения, мутье-

вые потоки и т.п. нередко следуют вдоль тектонических ложбин или зон повышенной трещиноватости пород, подчеркивая линии разломов, крутые крылья флексур и т.д. В рассматриваемом районе к понижениям такого рода можно, видимо, отнести ложбину, примыкающую к тыловому шву Западно-Прикарабагаской террасы. Она вытянута вдоль Восточно-Каспийской флексуры (по терминологии Л.И. Лебедева и др., 1976) и наиболее крупная из расположенных здесь ложбин. Ее заложение вдоль подошвы уступа соответствует общему направлению господствующих в этом районе течений, направленных преимущественно от Апшеронского порога к северу и северо-востоку.

Остальные ложбины на поверхности Западно-Прикарабагаской структурной террасы выражены слабее, но их простираение также соответствует направлению течений. Можно предположить по аналогии с другими бассейнами, что здесь депрессии в рельефе отвечают прогибам, а разделяющие их участки дна — локальным поднятиям. Последние могут иметь в более глубоких этажах осадочного чехла несколько иные, чем на поверхности очертания в плане, так как структурно предопределенные формы рельефа дна в какой-то мере моделировались придонными экзогенными процессами. Например, у антиклиналей на поверхности могут размываться южные замыкания складок, обращенные в сторону Апшеронского порога (откуда следуют водные массы), или создаваться лопастные дельтовидные аккумулятивные образования к северу от ядра антиклиналей, т.е. со стороны обратной по отношению к тому же порогу, и т.д. Но тем не менее поиски локальных поднятий в этом районе геолого-геофизическими методами, видимо, следует сосредоточить в пределах описанных возвышенностей. В течение более, чем 500 тыс. лет рассматриваемая терраса пребывала на больших глубинах, где не проявлялась абразионно-аккумулятивная нивелирующая деятельность прибрежных вод. Мы полагаем, что это должно было способствовать прямому отражению локальных структур в рельефе.

Ранее упоминалось, что среди пяти выделенных поднятий (предполагаемых антиклиналей) наиболее крупное Центральное. Несколько к юго-востоку от его свода находится самая возвышенная часть желоба, ограничивающего структурную террасу с востока, врез которого вблизи свода Центрального поднятия на 5 м меньше, чем к югу и к северу от него. Это можно объяснить проявлением новейших тектонических движений положительного знака, так как поблизости на склоне впадины нет никаких источников поступления обломочного материала, который мог бы заполнить желоб именно в данном месте, сформировав эту относительно возвышенную перемычку. Субширотная ориентировка спрямленных элементов рельефа (при общем господстве субмеридиональных простираций геоморфологических образований, осложняющих поверхность террасы) дает некоторые основания прогнозировать наличие на глубине двух разрывных нарушений (см. рисунок) и расположенного между ними приподнятого тектонического блока. Следует заметить, что в рассматриваемом районе именно для участка этого блока характерны наибольшие глубины Каспия.

Таким образом, анализ строения современного рельефа и истории его развития позволяет предполагать, что к северо-востоку от Апшеронского порога на склоне Среднекаспийской впадины располагается крупное неотектоническое образование — тектонически предопределенная Западно-Прикарабагаская структурная терраса. Она ограничена с востока резким флексуорообразным перегибом в отложениях осадочного чехла (с возможными разрывными нарушениями) и осложнена пятью локальными поднятиями. Центральное, наиболее крупное из них, в сводовой части имеет несколько приподнятый тектонический блок, ограниченный с северо-севе-

ро-востока и юго-юго-запада разломами. В наиболее возвышенной части этого блока, где глубины моря наименьшие (172 м), предполагается после постановки соответствующих детальнейших геофизических работ заложить скважину на поиски нефти и газа (см. рисунок). Наличие мощной толщи осадков, выполняющих Среднекаспийскую впадину, и расположение указанной структуры непосредственно на ее борту говорят о возможной высокой перспективности этого района в нефтегазоносном отношении. Здесь могут быть обнаружены ловушки, как связанные с пликвативными дислокациями, так и неотектонически и литологически экранированные.

Л и т е р а т у р а

- Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Кулакова Л.С.* и др. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976. 152 с.
- Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г.* К вопросу о раннечетвертичной истории Каспийского бассейна. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1970, вып. 1, с. 47—49.
- Соловьев В.Ф., Кулакова Л.С., Лебедев Л.И.* и др. Основные черты рельефа и геологической структуры дна Среднего и Южного Каспия. — В кн.: Сб. материалов КЮГЭ. М.: Гостоптехиздат, 1962, вып. 7, с. 168—179.

УДК 551.482

*Е.Ф. Белевич***КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЯ И РАЗВИТИЕ АВАНДЕЛЬТЫ ВОЛГИ**

(к истории развития волжской авандельты)

Под авандельтой Волги принято понимать прибрежную акваторию, расположенную между морским краем дельты реки и первым небольшим свалом глубин в море. Большая часть современной авандельты — это древняя новокаспийская дельта Волги, поверхность которой сильно денудирована и перекрыта тонким слоем гетерогенных осадков (Белевич, 1965, 1969).

Гидрологический режим волжской авандельты обуславливается происходящими здесь гидродинамическими процессами, режимом водного и взвешенного стока Волги, колебаниями уровня Каспийского моря и другими факторами, в том числе, возможно, и современной тектоникой.

Известно, что последняя устойчивая регрессия Каспийского моря началась со второго десятилетия XIX в. (Крицкий и др., 1975), к 1977 г. уровень моря понизился почти на 4,0 м. Снижение уровня привело к изменению гидрогеологического режима и гидрографии авандельты, а также к изменению ее роли в биопродукционных процессах Северного Каспия. По характеру и интенсивности изменения уровня моря рассматриваемый почти 150-летний период можно подразделить на четыре этапа: 1809—1929 гг., когда при средней амплитуде колебания (± 17 см) уровень понизился на 2,5 м (в среднем на 2,7 см/год); 1930—1941 гг. — отмечалось быстрое от года к году снижение уровня (в среднем по 15,0 см); 1942—1970 гг. — наблюдалось незначительное понижение уровня (на 2,0 см/год) моря на фоне его колебания с амплитудой до ± 17 см; 1971—1977 гг. — непрерывное снижение уровня (8 см/год).

Первое, сравнительно реальное представление об авандельте Волги начала XIX в. дают карты Каспийского моря, составленные штурманом А.Е. Колдкимым на основе материалов съемок 1809—1814 гг. Как показывает анализ этой карты, дельта Волги в период съемки была сильно подтоплена. В прибрежной полосе авандельты отмечается много островов с буграми Бэра, в открытой части ее преобладали глубины до 3—6 м. Донные отложения были представлены в основном песком и песком с ракушей и лишь на больших глубинах — илами. Уровень Каспийского моря в этот период стоял на отметках $-23,4 \div -24,4$ м абс. (Аполлов, Федорова, 1956; Рычагов, 1977).

В 1877 г. была издана "Карта северо-западной части Каспийского моря от г. Астрахани до Чистого Банка". В основу ее были положены материалы гидрографических съемок 1872—1873 гг. Как видно из этой карты, в пределах авандельты Волги рельеф дна сильно сглажен, отмечаются лишь очень пологие подводные косы, небольшие отмели и бороздины. Глубины преимущественно 1—3-метровые; над Чистой Банкой указана глубина 0,6 м. Грунты — в основном ракушечный песок и лишь местами илы.

В 1919–1925 гг. большие изыскательские работы в устьевой области Волги проводили В.В. Валединский и Б.А. Аполлов (1928). Из составленной ими батиметрической карты авандельты видно, что большинство бугровых островов прилегло к суше, рельеф дна по-прежнему сильно сглажен. Глубины в открытой части авандельты 1,0–2,5 м; над Чистой Банкой показана глубина 0,9 м. По мнению авторов, наблюдавшиеся дрейфовые течения и волнение обуславливают пересортировку поступающего волжского аллювия, вынос его мелкозернистых компонентов за пределы авандельты и широкое распространение здесь песчаного грунта.

Из сказанного видно, что в течение первого этапа глубины авандельты уменьшились с 3,0–6,0 до 1,0–2,5 м, рельеф ее дна оставался сглаженным, преобладающими грунтами были песчано-ракушечные грунты. Средний объем годового стока Волги за период с 1881 по 1929 г. составлял 259 км³.

В течение второго, кратковременного (1930–1941 гг.) периода отмечалось сокращение объема волжского притока (до 208 км³) и резкое снижение уровня Каспия — на 188 см (Крицкий и др., 1975). Все это привело к изменению гидрографического облика и режима авандельты, при этом в отдельных ее зонах эти изменения происходили по-разному (Белевич, 1956). Так, прибрежная часть авандельты с бугровыми островами полностью присоединилась к суше, а вновь сформировавшаяся верхняя зона авандельты приобрела специфические черты строения, отличные от формировавшихся в XIX в. Под влиянием быстрого понижения базиса эрозии в этой зоне от устьев дельтовых протоков стали развиваться разные по длине (0,1–10 км) и неглубокие (5–80 см) эрозионные борозды или банчины, а вдоль них — прирусловые валы и приустьевые косы с островками на их вершине. Эти вновь образованные эрозионно-аккумулятивные формы привели к обособлению слабо проточных участков авандельты — култуков. Интенсивное развитие несвойственных авандельте прошлых лет (конец XIX в.) эрозионно-аккумулятивных процессов и форм позволило выделить верхнюю ее зону в самостоятельную, култучную зону.

В средней зоне авандельты (ширина 20–30 км) понижение уровня Каспия и базиса эрозии реки привело к углублению развитых здесь бороздин и появлению большого числа осушенных островов, сложенных в основном морскими осадками (первый тип авандельтовых островов). По данным наших съемок, в пределах этой зоны, получившей название "островной зоны", в основном преобладали песчано-ракушечные осадки. Только там, где они оказались размывы, дно авандельты было покрыто древними очень илистыми и уплотненными отложениями с растительными остатками, реже с карбонатными конкрециями. К концу этого периода в пределах култучной и островной зон стала быстро развиваться водная растительность (Ивлев, Мухаревская, 1965).

В пределах нижней зоны авандельты или зоны открытой авандельты (ширина 10–30 км) обмеление привело к образованию лишь двух крупных осушенных островов — Чистая Банка и Укатный.

В течение второго периода в средней части авандельты действовал один, а в западной — два судоходных канала.

Третий период (1942–1970 гг.) совпал со строительством на Волге и Каме крупных гидроэлектростанций, а в авандельте Волги — нескольких каналов-рыбоходов. Уровень Каспия в это время продолжал снижаться в среднем по 2 см в год. Это привело к обмелению авандельты, образованию небольшого количества новых островов и увеличению размеров (площади, высоты) старых. Площадь островов увеличивалась как за счет обсыхания окружающего их мелководья, так и в результате слияния с соседними островами. Кроме того, если в 1930-х годах острова авандельты, распо-

лагаясь группами, отделялись один от другого мелководными, но широкими (до нескольких сотен метров) проливами, то уже в 1940-х годах эти проливы превратились в узкие (в несколько десятков метров) ерики с четкими бортами. Некоторые из них со временем превратились в старицы и быстро обсохли, в настоящее время прослеживаются в рельефе новых осушенных островов. Другие ерики сохранились до наших дней. Морфологически они оказались сходными с протоками надводной части дельты, но отличаются от них генезисом и большой изменчивостью направления течений, обусловленной в основном режимом сгонно-нагонных ветров. Растением-пионером на осушенных островах оказался рогоз. По мере своего отнositельного возвышения над уровнем моря острова быстро зарастали тростником, а их внутренние участки — разнотравьем. В дальнейшем появилась ива. Межостровные пространства вначале зарастали валлиснерией, роголистником, рдестами, элодеей и др., позднее — ежеголовником, нимфейником, чилимом, куртинами тростника и рогоза и др. (Червякова, 1965; Живогляд, 1970).

Обмеление авандельты и ее сильное зарастание затруднили миграцию рыб и работу рыболовецкого флота. В связи с этим в авандельте от нижних участков дельтовых протоков по отдельным бороздинам были сооружены 6 больших каналов и от них 11 коротких каналов (Винников, Власов, 1968). Рефулирование грунта при прокладке каналов и при их ремонтных чистках привело к образованию приканальных островов (второй тип авандельтовых островов), которые зарастали в основном ежеголовником, тростником и ивой. В 1950-х годах для улучшения условия лова рыбы в авандельте началось устройство прокосов — прямолинейных водных путей — путем выкашивания растительности плавающими косилками.

Осушенные острова и каналы с их сравнительно быстрым течением и намывными островами и отчасти прокосы разделили авандельту на более или менее обособленные участки с разной проточностью, что затруднило формирование в пределах островной зоны единого дрейфового течения и потока наносов.

Пышно развивающаяся растительность способствовала образованию илистых наносов, устойчивое накопление которых наблюдалось лишь в волновой тени за островами и косами. Илистые наносы накапливались и в каналах, в которых своевременно не проводились дночерпательные работы. На незащищенных межостровных пространствах авандельты продолжалось взмучивание грунта волнением и вынос его (или только мелкозернистых его компонентов) течением (Белевич, 1969).

В конце 1950-х годов в островной зоне начались процессы эрозии отдельных мелей, расположенных между островами. Впервые этот процесс на поздней стадии его развития был обнаружен нами в 1961 г. на осередке, перегородившем Створинскую бороздину в группе Каралатских островов (Белевич, 1965). Заросший рогозом осередок был прорезан несколькими длинными (несколько десятков метров) и глубокими (до 1,3 м) эрозионными бороздами. По бортам этих бороздин было отмечено образование удлиненных островов (третий тип авандельтовых островов), которые оказались сложенными вымытыми из бороздин грунтами и очень сходными с прибанчинными островами култучной зоны.

Зона открытой авандельты зарастала водной растительностью в той же последовательности, что и островная зона, но процесс зарастания был значительно медленнее. В этой зоне продолжалось образование осушенных островов. Так, у внешнего края западной части открытой авандельты в конце третьего периода образовались три узких валообразных острова барового типа (четвертый тип авандельтовых островов), сложенных в основ-

ном ракушечным детритом. В этой зоне по-прежнему наблюдалось единое дрейфовое течение и транспортировка наносов (Скриптунов, 1958). Донные осадки были представлены алевроитом и песком с примесью ракушечного детрита. Эрозионные процессы здесь развивались в основном около осушенных островов; здесь формировались небольшие борозды, генетически связанные со стоком подпружиненных ветром нагонных вод. Вне островов эрозионные процессы находились лишь в начальной стадии.

Зарегулирование Волги привело к запаздыванию начала половодий и некоторому сокращению их высоты, уменьшению поступления наносов, увеличению объема зимних расходов воды. Первый из этих факторов не внес существенных изменений в развитие авандельты, хотя повлиял на протекающие здесь биологические процессы; второй в какой-то мере уменьшил скорость обмеления авандельты; влияние последнего фактора остается пока не изученным.

На протяжении четвертого этапа уровень Каспия, неуклонно снижаясь опустился на 65 см и в 1977 г. достиг наинизшей за последние 140 лет отметки — 29,02 м абс. За этот период значительно увеличилось зарастание открытой авандельты, а в островной зоне местами исчезли заросли ежеголовника.

В средней части западной половины авандельты, на небольшом расстоянии от ее внешнего края, образовался ряд валообразных возвышений общей протяженностью около 60 км. Генетически эти возвышения, по-видимому, связаны с древним баром, ныне частично разрушенным и перекрытым молодыми осадками (песком с прослойками серой глины).

На четвертом этапе в связи с продолжением понижения базиса эрозии и интенсивным зарастанием авандельты в ней усилилось одновременное развитие аккумулятивных и эрозионных процессов. Увеличилось отложение илистых осадков под влиянием подпруживающего действия краевых и новых осушенных островов и зарослей растительности. В куртинах тростника и рогоза образовались грунтовые неплотные холмики высотой в 10—20 см, а в ветровой тени некоторых куртин формировались миниатюрные косы. Около куртин и между ними часто образовывались эрозионные бороздки в результате увеличения скорости течения и уменьшения проточности в самой куртине. Во внешней зоне авандельты отмечались валообразные заросшие тростником возвышения и группы небольших островков, лишенные надводной растительности. Были обнаружены также конусовидные микрокочки (высотой 12—15 см и диаметром в основании до 30 см), образованные, по-видимому, за счет процессов эрозии уплотнившихся грунтов.

Новый тип грунта в авандельте был впервые обнаружен Г.А. Кривоносовым (1977 г.) между о. Укатный и Обжоровским каналом — в районе с многочисленными небольшими (1—10 м X 2—35 м) вытянутыми по течению островками и массовым развитием погруженной водной растительности. Грунт был представлен светло-серым мягким илом с микроскопическими остатками растений и карбонатов растительного и химического происхождения. Образование карбонатов в авандельте известно давно, но накопление их в грунте до сих пор не наблюдалось, поскольку карбонаты легко взмучиваются и выносятся даже слабым течением (Белевич, 1969).

О роли тектоники в развитии современной авандельты р. Волги данных мало. Возможно, что в быстром осушении восточного участка авандельты (залив Синее Морцо) известную роль сыграло и поднятие прилегающего к дельте района Прикаспийской низменности (Лилиенберг и др., 1972).

Таким образом, развитие авандельты с начала XIX в. протекает на фоне регрессий Каспия. До 30-х годов XX в. она была относительно глубокой,

в ней, кроме речного стокового течения, развивались морское волнение и единые для всей авандельты дрейфовые течения разных направлений. С последними была связана отмывка илистого волжского аллювия и распределение песчаной его составляющей по равнинному дну авандельты.

Падение уровня Каспия привело к обмелению авандельты и сильному ее зарастанию, образованию многочисленных осушенных островов, а также обусловило необходимость сооружения каналов и проведение прокосов. Все это уменьшило воздействие моря на дельту. Так, единые дрейфовые течения и транспортировка наносов сохранились только в открытой зоне дельты. Обмеление и зарастание авандельты усилили накопление илистых осадков и локальное эрозионное воздействие течений на дно. При стоянии уровня Каспия на отметке -29 м абс. наметилось частичное обособление авандельты от моря и усилилась ее дифференциация на хорошо проточные и недостаточно проточные районы.

Литература

- Аполлов Б.А., Федорова Е.И. Исследование колебаний уровня Каспийского моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1956, т. 15, с. 72—229.
- Белевич Е.Ф. Строение береговой полосы дельты Волги. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1956, т. 68, с. 37—53.
- Белевич Е.Ф. Геоморфологическая характеристика авандельты р. Волги. — Тр. Астраханского заповедника, 1965, вып. 10, с. 81—103.
- Белевич Е.Ф. Об осадкообразовании в авандельте Волги. — Океанология, 1969, № 16, с. 1007—1016.
- Валединский В.В., Аполлов Б.А. Дельта р. Волги. Тифлис, 1928. 650 с. (Тр. Отд-ния портов и управления внутренних водных путей; Т. 1. Вып. 5).
- Винников Г.Ю., Власов Н.А. Каналы Северного Каспия. Астрахань: Ниж.-Волж. кн. изд-во, 1968. 90 с.
- Живогляд А.Ф. Сезонная динамика растительности Астраханского заповедника. — Тр. Астраханского заповедника, 1970, т. 13, с. 143—167.
- Ивлев В.С., Мухаревская М.И. Гидрохимическая характеристика и особенности распределения планктона авандельты р. Волги. — Тр. Астраханского заповедника, 1965, вып. 10, с. 105—156.
- Крицкий С.Н., Коренистов Д.В., Раткович Д.Я. Колебания уровня Каспийского моря. М.: Наука, 1975. 157 с.
- Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. — Геоморфология, 1972, № 1, с. 3—17.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1977. 62 с.
- Скриптунов Н.А. Гидрология предустьевое взморья Волги. М.: Гидрометеиздат, 1958. 143 с.
- Червякова Г.Ф. Растительность авандельты р. Волги. — Тр. Астраханского заповедника, 1965, вып. 10, с. 157—176.

Г. В. Русаков

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В АВАНДЕЛЬТЕ ВОЛГИ

Многолетняя тенденция понижения уровня Каспийского моря, зарегулирование стока Волги, рыбохозяйственная и сельскохозяйственная мелиорация обусловили значительную перестройку протекающих в авандельте геоморфологических процессов (Белевич, Русаков, 1980).

С учетом геолого-геоморфологического строения и характера современных геоморфологических процессов в авандельте Волги выделяют четыре зоны: култучную (переходная полоса от надводной части дельты к подводной), островную, зону собственно авандельты и зону морского подхода к ней (Белевич, 1963).

Култучная зона — это полоса мелководных, вытянутых в сторону моря узких заливов, отделенных друг от друга цепочками островов и подводными косами и валами. Характерная особенность култучной зоны авандельты — аккумуляция в ее пределах основной части поступающих во время половодья волжских наносов. По данным исследований¹, донные осадки зоны представлены в основном илстыми и илесто-алевритовыми отложениями. Подстилаются они суглинистыми, илстыми и песчаными осадками, которые не свойственны современным условиям осадконакопления. В устьях протоков при обмелении образуются новые осушные острова, приустьевые косы и прирусловые валы. Все это способствует выдвиганию русла протоков в пределы островной зоны авандельты. Новые прирусловые острова и подводные косы, как правило, сложены алевритом и тонкозернистым песком. Поверхность островов в течение первых 2–3 лет быстро зарастает тростником, рогозом и побегами кустарниковой ивы (Русаков и др., 1980). В протоках нередко наблюдается блокирование их русла подводными косами, что приводит к повышению гидродинамической активности водного потока и способствует формированию так называемых "ям" и размыву вновь образованных островов и кос. Последний процесс особенно усиливается в период высоких весенних половодий. Так, в протоке Правая Мартышка, у выхода к Ракушечной косе, во время весеннего половодья 1979 г. был размыв остров, уже поросший тростником. В настоящее время на месте бывшего острова глубины достигают 5 м.

В нижней части култучной зоны (на "раскатах") отмечается образование в основном подводных аккумулятивных форм рельефа: прирусловых кос, валов и россыпей островков (мелей). Эта часть култучной зоны также сильно зарастает различными гидрофитами.

В култучной зоне происходят первые стадии развития всех основных форм рельефа надводной дельты (дельтовых рек, островов, ильменей, банчин и т.д.) (Белевич, 1956).

В островной зоне авандельты геоморфологические процессы связаны преимущественно с понижением уровня Каспия. Здесь также отмечается образование новых осушных островов (Зелененький, Баровые острова). Площади ранее существовавших островов значительно увеличились за счет обсыхания окружающих их мелководий и присоединения одного острова (или группы островов) к другому. Так, острова Малый и Большой Зюйдев ныне представляют единый остров Зюйдев, два острова Галкины — остров Галкин, крупный осушной остров образовали острова Баткачный, Лихачев,

¹ Исследования относятся к периоду пониженного уровня Каспия. (1977 г.) — *Прим. ред.*

Нижний и др. Рельеф этих островов неровный, осложнен руслами бывших ериков и прежними прирусловыми валами.

Почвенные разрезы, заложенные на островах Зюйдев и Макаркин, вскрыли наличие в верхних слоях перегнойно-илистых отложений (мощностью 5–10 см). Ниже залегают тонкозернистые пески светло-серого цвета с включениями битой ракуши и растительных остатков. Мощность этого слоя 49–52 см. Рельеф дна межостровных пространств рассматриваемой зоны слабоволнистый. Здесь широко развиты относительно более глубокие (1–1,6 м), вытянутые в сторону моря понижения — бороздины (Гандуринская, Каменская и др.). Донные осадки здесь представлены в верхней части (0–10 см) илом черного цвета, слегка опесчаненным, с включениями обломков раковин; ниже залегают светло-серый алеврит с обломками ракушки (мощность слоя 10 см) и далее тонкозернистый песок светлого цвета. В пределах менее заросших участков межостровных пространств отложения представлены илистым алевритом с включениями обломков и целых створок раковин пресноводных и солоноватоводных моллюсков (мощность слоя 10 см), ниже (10–26 см) тонкозернистым песком и далее (26–48 см) темно-серым вязким илом. Эти участки подвергаются воздействию ветрового волнения и течений, что способствует переотложению современных наносов.

Акватория зоны открытой авандельты (зона собственно авандельты) и зона морского подхода к ней, по данным Е.Ф. Белевич (1963), оконтурена с севера островной зоной, а с юга — 2-метровой изобатой.

Рельеф дна этой зоны пологоволнистый, частично осложнен немногочисленными островами (Чистая Банка, Укатный и др.), осередками (Барский, Сетной, Новинский и др.), подводными косами и мелями (мель Якунчик), а также ложбинообразными понижениями, являющимися продолжением бороздин островной зоны. Глубины в таких понижениях в период межени 1–1,8 м. По ложбинообразным понижениям в настоящее время прорыты рыбоходные каналы, по которым проходит основная часть волжского стока в море. По каналам и прокосам в зарослей растительности осуществляется также и вынос речного аллювия в открытую авандельту.

Устройство рыбоходных каналов и прокосов в значительной степени изменило рельеф авандельты. При рефулировании грунта вдоль бровки каналов образовалась цепочка искусственных островков, которые постепенно зарастали тростником, рогозом и ивой. Зарастание приканальных бровок и островков способствует их закреплению и сводит до минимума отложение в руслах каналов наносов, поступающих с открытой акватории авандельты. Незащищенные же русла каналов служат, как правило, ловушками для речных наносов.

Отложения зоны открытой авандельты представлены в основном илистым алевритом (мощностью до 20 см), а ниже тонкозернистым песком (мощностью 14 см). Наиболее мелководная часть зоны открытой авандельты (20–70 см) зарастает надводной и подводной растительностью. Вдоль внешнего края авандельты Волги в результате осушения подводных кос и осередков (Леонтьев, 1957) начали образовываться осушные острова. Так, в западной части авандельты в 1970-х годах сформировалась группа (из 11 островов) небольших Баровых островов. Возвышенные участки островов ныне заняты зарослями тростника, отдельными кустами ивы, тамариска. В восточной части дельты (в 5 км к северо-западу от о. Укатный) также образовались новые осушные острова (около 10). Эти острова сложены в основном аллювиальными отложениями с включениями обломков раковин и растительных остатков. Генезис образования этих островов пока недостаточно ясен (вероятно, фитогенный). У свала

глубин, при его обмелении образовались сложенные ракушечным детритом валообразные острова (о. Морской Очиркин и др.). Начало их образования относится к 1930-м годам и связано с поперечным перемещением ракушечного материала ветровыми течениями (Белевич, 1963). Формирование новых осушных островов типа Баровых и других в условиях пониженного уровня Каспия будет способствовать отделению открытой зоны авандельты от моря.

Литература

- Белевич Е.Ф. Районирование дельты Волги. — Тр. Астраханского гос. заповедника, 1963, вып. 8, с. 401—402.
- Белевич Е.Ф. Стрoение береговой полосы дельты Волги. — Тр. ИГ АН СССР, 1956, т. 68, вып. 15, с. 37—53.
- Белевич Е.Ф. Новые острова Северного Каспия. — Природа, 1963, № 9, с. 95—96.
- Белевич Е.Ф., Русаков Г.В. Роль антропогенного фактора в формировании дельты Волги. — В кн.: Гидрология южных морей СССР. М.: Гидрометеиздат, 1980, вып. 2, с. 60—69.
- Леонтьев О.К. О происхождении некоторых островов в северной части Каспийского моря. — Тр. Океаногр. комис., 1957, т. 2, с. 147—158.
- Русаков Г.В., Живогляд А.Ф., Москаленко А.В. Влияние изменений гидрологического режима на растительность низовья дельты Волги. — Вод. ресурсы, 1980, № 4, с. 178—182.

УДК 551.351

Х.А. Велиев

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА И МОРФОЛОГИЯ ШАХОВОЙ КОСЫ

Шахова коса расположена на юго-восточной оконечности Апшеронского полуострова. Ширина ее колеблется в пределах 500—1000 м, длина — 12 км.

Береговая линия Апшеронского полуострова от м. Гюргян до дамбы, соединяющей о. Артема с Апшеронским полуостровом, тянется на юго-восток, а затем получает меридиональное направление. В структурно-геологическом отношении участок побережья от дамбы до о. Лебяжий Камень соответствует юго-западному крылу главной брахиантиклинальной складки о. Артема, а южнее берег расположен в пределах синклинального прогиба, отделяющего антиклинорий Апшеронского архипелага от Центрально-Апшеронского. В соответствии с особенностями геологического строения побережья на отрезке берега между Апшеронской дамбой и м. Гюргян отмечаются частые выходы коренных пород, представленных апшеронскими известняками-ракушняками, падающими на юго-запад. Их поверхность осложнена ячеистыми микроформами. На подводном склоне известняки перекрыты маломощным слоем песка и ракуши. К югу от м. Гюргян выходы коренных пород исчезают, начинается береговая аккумулятивная форма — Шахова коса.

К югу от Апшеронской дамбы берег полуострова отмельный, песчаный. Ветровая осушка со стороны суши окаймлена каменной грядой. Ширина осушки увеличивается в южном направлении и в 6 км южнее материкового конца дамбы достигает 500 м, тогда как в 1958—1960 гг. ширина ее была здесь всего 300—350 м.

К востоку от м. Гюргян расположена подводная аккумулятивная форма, сложенная песком и ракушей и протягивающаяся с севера на юг в виде вала. Мыс Гюргян в геоморфологическом отношении представляет собой

две ступени новокаспийских террас, расположенных на высотах 5–6 и 10 м. Молодая терраса (нижняя) — аккумулятивная, а более ранняя (10 м) выработана в моноклинально залегающих апшеронских детритусовых известняках. Со стороны моря террасы окаймлены каменной осушкой шириной 150 м. Строение береговой полосы указывает на преобладание здесь в поздне-новокаспийское время аккумулятивных процессов. Сейчас береговая аккумуляция незначительна, разрастание террасы-осушки за последние годы связано в основном с падением уровня моря и в незначительной степени — с выбросом рыхлого материала с подводного склона. Ослабление аккумулятивного процесса связано с постройкой Апшеронской дамбы, которая полностью преградила путь наносам, поступавшим до ее сооружения с севера — с абразионного участка берега у м. Шоулан.

Необычно высокое положение новокаспийских и дагестанских террас (их высота на 4–5 м больше других) указывает на продолжающийся рост брахиантиклинальной складки, на крыле которой расположен м. Гюргян.

К югу от м. Гюргян берег плоский, песчаный. С 1929 г. он медленно нарастал. Терраса 1929 г. отделена от линии уреза узкой полосой осушки (Леонтьев и др., 1968), интенсивно нарастающей за последние 10 лет (1967–1978 гг.). Нарастание этого участка берега в основном связано с падением уровня моря, но немаловажное значение имеет также поступление материала при волнениях южных направлений. Этот материал заполняет входящий угол у м. Гюргян.

Далее к югу тянется Шахова коса, поперечное строение которой у маяка выглядит следующим образом. С запада коса окаймлена плоской осушкой шириной около 100 м, сложенной темно-серыми, мелкозернистыми, заиленными песками. Затем расположено собственно тело косы, которое представлено здесь сильно перевеянными береговыми валами с разделяющими их межваловыми понижениями и рассеянными котловинами выдувания. Еще восточнее расположена обширная лагуна длиной около 3,0–3,5 км и шириной 250–350 м. С морской стороны лагуна окаймлена свежим песчаным валом (баром). Первоначально этот вал был нами обследован в 1967 г. (Леонтьев и др., 1968). За прошедшие 10 лет изменился рельеф вала. Исчезли все роговообразные выступы, осложняющие его с внутренней стороны. Северным окончанием вал причленился к берегу и полностью отделил лагуну от моря.

Корневую часть косы образует аккумулятивная новокаспийская терраса, выраженная в виде 6–7 высоких песчано-ракушечных, сильно перевеянных валов. На западном берегу косы эти валы срезаются более молодой серией валов, с восточной стороны к ним примыкает еще одна генерация валов. В 500 м к северу от Шахова мыса (т.е. окончания косы) восточный берег косы сильно абрадируется.

Дистальное окончание Шаховой косы имеет вид узкого выступа шириной менее 25 м. Морфологические признаки дают основание заключить, что современная оконечность косы не имеет генетической связи с ее древней — новокаспийской генерацией. Южная часть Шаховой косы наращивается за счет материала, поступающего со дна моря, с восточной стороны, путем причленения серий береговых валов, образующихся в результате перемещения песчано-ракушечного материала со дна к берегу. Таким образом, эта часть косы генетически представляет собой береговой бар.

У дистального окончания косы на дне имеется серия широтно вытянутых подводных валов. С востока они ограничиваются подводной грядой из ракушечного известняка, имеющей юго-западное простирание. С западной стороны дистальное окончание не наращивается.

Современная динамика наносов может быть прослежена по данным, полученным у северо-западного берега Шаховой косы, между селением Зыря и Шаховым мысом. Исследования проводились нами в 1962–1964 гг. и в 1973 г. В 1962 г. напротив с. Зыря были построены три намывные дамбы. В последующие годы морские окончания этих дамб были сильно размыты. Продукты размыва первой дамбы (западной) перемещаются в основном в западном направлении и аккумуляруются у ее окончания в виде косы лопатообразной формы. Между второй и третьей дамбами в 1962–1963 гг. навстречу друг другу росли аккумулятивные выступы. Ко времени последнего посещения этого района (1978 г.) эти выступы превратились в сплошную перемычку в виде вала, отделяющего узкую лагуну от сохранившегося между дамбами остатка залива. Длина этой аккумулятивной формы около 470 м, ширина 65 м, высота 0,5 м. Таким образом, за 1962–1978 гг. здесь накопилось более 16 тыс. м³ песчаных наносов. Строительство Зырянских дамб изменило и направление береговой линии: к востоку от третьей (восточной) дамбы образовался угол заполнения, где шла активная аккумуляция наносов. В результате пристань, которая в 1962 г. находилась на этом участке (напротив с. Зыря) и где глубина моря была более 2 м, к 1978 г. полностью заполнилась наносами и находится сейчас на суше в 200 м от берега.

К востоку от бывшей пристани наблюдается дефицит наносов, в результате чего здесь на участке около 500 м интенсивно размывается аккумулятивный берег. Еще восточнее прослеживается обширная аккумулятивная поверхность, которая резко расширяется к корневой части Шаховой косы.

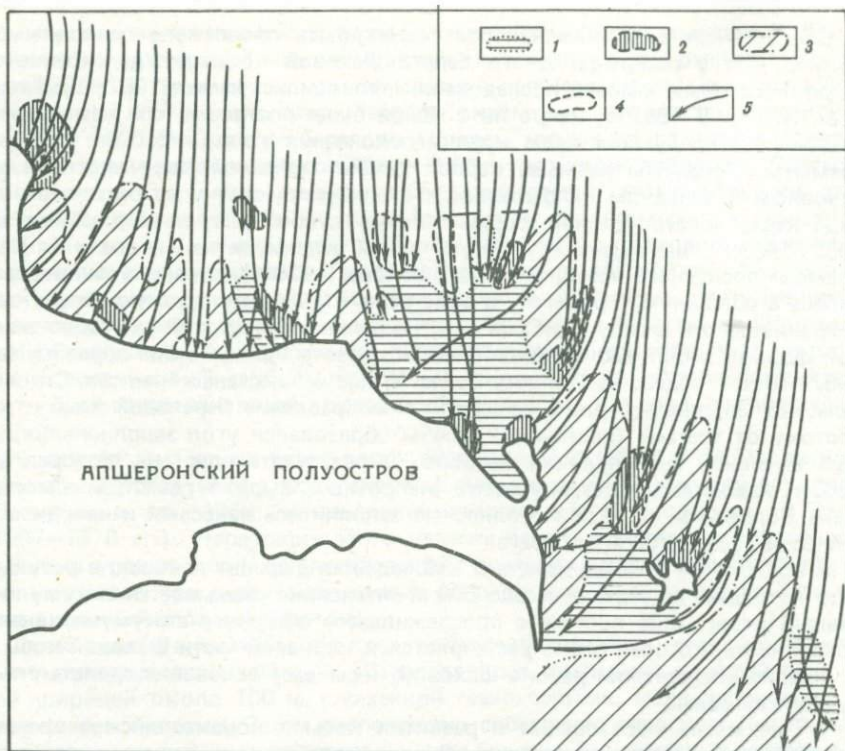
Анализ морфологии района Шаховой косы дает основание сделать следующие выводы:

1) механизм образования и развития косы в новокаспийское время и на современном этапе различен. В новокаспийское время коса развивалась за счет материала, движущегося вдоль берегов двумя встречными потоками — с севера на юг и с запада на восток. В результате образовалась коса-стрелка; 2) на современном этапе Шахова коса развивается за счет поперечного перемещения наносов с восточной стороны.

Для уточнения этих процессов нами в 1967 г. проанализированы гидрометеорологические данные (ГМС банки Дарвина, о. Жилой и с. Зыря) и по методу А.М. Жданова (1951) и Г.В. Матушевского (1960) составлена энергетическая роза волнения, а в 1978 г. вычерчен план рефракции волнения по этим же районам (Катагошин, 1977).

При обработке материалов выяснилось, что энергетическая равнодействующая волнового режима (с учетом всех направлений) на банке Дарвина имеет азимут 5°, а угол между береговой линией и равнодействующей на участке от Апшеронской дамбы до м. Гюргян составляет 35°; таким образом, здесь должно преобладать продольное перемещение наносов в южном направлении. К югу от м. Гюргян береговая линия тянется с севера на юг, угол между равнодействующей и береговой линией равен 5–6°. Значит, по сравнению с первым участком здесь должны господствовать процессы аккумуляции, поскольку при таком угле подхода в зоне мелководья растягивается путь волн и рассеивается их энергия.

Для полного уточнения этого предположения нами составлен план рефракции для волнения северного направления, которое является берегоформирующим в районе Шаховой косы (см. рисунок). Повторяемость волнения северного направления составляет 40%, а суммарная мощность, рассчитанная для ГМС банки Дарвина по методу А.М. Жданова и Г.В. Матушевского, равна 77039 энергетическим единицам (Велиев, 1963). При северных волнениях наиболее интенсивно должен размываться участок



План рефракции морского волнения на акватории Апшеронского п-ова (для северных направлений волнения)

1 — зона пересечения лучей; 2 — зона преобразования вдольбереговой составляющей потока волновой энергии; 3 — зона преобладания поперечных составляющих потока волновой энергии; 4 — нормальная зона рефракции волн; 5 — лучи волн

материкового берега Апшеронского полуострова к югу от м. Амбуранский, а также северные и северо-восточные берега о. Артема и подводный береговой склон к северу и востоку от о. Артема между глубинами 5–30 м. Здесь угол между лучами волнений и изобатами колеблется в пределах $30-50^\circ$. Рыхлый материал при этом перемещается в южном направлении и в основном аккумулируется на участке Апшеронского залива (севернее одноименной дамбы), на Змеиной косе (окончание о. Артема) и частично на подводном склоне южнее м. Гюргян.

Между островами Артема и Жилой интенсивность перемещения материала несколько возрастает за счет сгущения линий средних высот волн. На участке к югу от м. Гюргян линии средних высот волн, наоборот, растягиваются, уменьшается сила волнения и происходит аккумуляция наносов. Материал при этом накапливается главным образом на подводном склоне. Это подтверждается и составленным планом рефракции волнения, на котором хорошо выделяются участки с преобладанием аккумулятивного процесса ($0-30^\circ$), процесса максимального увеличения продольного перемещения наносов ($30-50^\circ$), а также поперечные составляющие потоков волновой энергии ($50-90^\circ$).

На восточном берегу Апшеронского полуострова и Шаховой косы важная роль в процессах переноса наносов принадлежит северо-восточным

волнениям. Повторяемость их 11%, а мощность уступает лишь северным волнениям и составляет 8758 энергетических единиц (на банке Дарвина) (Велиев, 1963). В плане рефракции лучи северо-восточных волнений на восточном берегу Апшеронского полуострова, островов Артема и Жилой составляют с береговой линией угол $30-50^\circ$; только на самой южной оконечности Шаховой косы угол между берегом и лучами волнения становится менее 30° . Таким образом, при северо-восточных волнениях происходит интенсивный продольный перенос материала в южном направлении и его аккумуляция у дистального окончания Шаховой косы.

По-видимому, в формировании широтно расположенных подводных песчаных гряд на южной оконечности Шаховой косы, а также меридионально ориентированных подводных и надводных гряд (баров) с восточной стороны Шаховой косы определенную роль играют северо-восточные волнения. В образовании широтных гряд немаловажное значение имеют также волновые течения, господствующее направление которых в районе Шаховой косы — с севера на юг. На участке между островами Артема и Жилой в перемещении песчаных наносов роль волновых течений возрастает, так как мелководность и грядовой характер рельефа дна моря осложняют связанные с ними гидродинамические процессы. Кроме того, как уже указывалось, именно здесь наблюдается сгущение линий средних высот волн, при котором должна увеличиваться и скорость течений. Последняя ослабляется у южной оконечности Шаховой косы, в связи с чем здесь интенсивно аккумулируются наносы.

Некоторые морфологические индикаторы — меридионально расположенные надводные и подводные песчаные гряды — свидетельствуют о частичном перемещении наносов на север. Для подтверждения этого проанализировано волнение от юго-западного направления, повторяемость которого так же, как и северо-восточного, составляет 11%. Однако суммарная мощность его намного уступает суммарной мощности волнений северо-восточного направления: соответственно 2605 против 8758 энергетических единиц. Но в современной динамике Шаховой косы, особенно для восточного ее берега, волнения юго-восточного направления относятся к числу доминирующих, так как под воздействием многочисленных подводных гряд волнения северо-восточного направления неоднократно деформируются и их воздействие на берег ослабевает.

Составленный план рефракции для юго-восточных волнений подтверждает сказанное ранее. К югу от о. Жилой на подводном склоне угол между лучами волнений и изобатами (30, 20 и 10 м) составляет $60-90^\circ$, т.е. здесь преобладают поперечные энергетические составляющие. Исключением является южная оконечность Шаховой косы, где в узкой береговой полосе угол между берегом и лучами волнений меняется от 30 до 50° . Именно на последнем участке преобладают размыв берега и продольное перемещение материала на север, в результате чего формируются подводные и надводные валы.

Повторяемость волнений северо-западного направления составляет 11%. Эти волнения в формировании изученного отрезка берега непосредственно не участвуют, однако они значительно влияют на подводный склон.

Анализ особенностей строения Шаховой косы, а также гидрометеорологических факторов позволяет судить о механизме образования и развития косы. В раннюю стадию новокаспийской трансгрессии под воздействием часто повторяющихся сильных северных волнений вдоль восточного берега Апшеронского полуострова установился поток наносов; песчано-ракушечный материал откладывался южнее м. Гюргян и образовал восточную ветвь косы-стрелки. Происхождение западной ветви обуслов-

лено вдольбереговым потоком наносов, протянувшимся с запада на восток вдоль южного берега Апшеронского полуострова (Леонтьев и др., 1968). Аккумулятивные формы южного берега полуострова и современная динамика берега это подтверждают. Об этом же свидетельствует энергетическая равнодействующая, построенная для ГМС о. Песчаный и с. Зыря, а также планы рефракции волнения по этим участкам (см. рисунок). Анализ энергетических равнодействующих показывает, что здесь преобладает поперечное перемещение наносов с некоторой тенденцией итогового их движения на восток.

Еще в 1970 г. к югу от Шаховой косы находился одноименный о. Шахов, отделявшийся от нее проливом. Присоединение острова к косе, вероятно, произошло в результате снижения уровня моря, что способствовало активизации роста островного бара за счет усиления выброса обломочного материала волнами со дна к урезу.

Продолжавшееся падение уровня моря заметно снизило воздействие северных волнений на берег, замедлился процесс аккумуляции в северной части Шаховой косы и тем самым усилилась роль волнений восточных румбов (восточных, северо-восточных, юго-восточных), обуславливающих образование баров в южной части Шаховой косы. Как уже отмечалось, рыхлый материал сначала поступает со дна к урезу, а затем перемещается вдоль береговой линии в основном на север. На каждом बारे в 1967 г. имелось несколько генераций береговых валов, изогнутых в сторону берега, к мелководью. По данным В.В. Шаркова (1964), эти бары в 1957–1958 гг. были меридионального простирания и значительно меньших размеров. К 1978 г. их северные окончания полностью причленились к берегу, все роговидные выступы, соответствующие разновозрастным генерациям валов, исчезли. Это говорит о том, что за последние годы повысилось значение волнений восточных румбов.

Таким образом, можно уверенно сказать, что на современном этапе основной поставщик рыхлого материала в береговую зону — подводный склон, перестройка профиля которого связана с продолжительным падением уровня моря.

Отметим также, что составление планов рефракции волнения дает возможность получить более надежную динамическую схему развития берега, причем хорошо выявляются участки размыва и аккумуляции, а также направление перемещения рыхлого материала.

Л и т е р а т у р а

- Велиев Х.А.* Основные факторы и закономерности динамики берегов Апшеронского и Кобыстанского побережья Каспийского моря: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Баку, 1963.
- Жданов А.М.* Определение мощности потока береговых наносов непосредственными наблюдениями. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 2, с. 81–90.
- Катагощин О.Д.* Исследование динамики береговой зоны моря с помощью планов рефракции морских волн: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1977. 28 с.
- Леонтьев О.К., Мякокин В.С., Велиев Х.А.* Морфология и динамика Шаховой косы. — Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геогр., 1968, № 2, с. 74–79.
- Матушевский Г.В.* Опыт использования материалов стандартных наблюдений для составления специализированной характеристики режима волнения в прибрежной зоне. — Тр. ГОИН, 1960, вып. 54, с. 67–79.
- Шарков В.В.* Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М.; Л.: Наука, 1964. 429 с.

Б.Г. Векилов

**ОСНОВНЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА**

На территории Азербайджана антропогеновые отложения широко распространены, имеют большую мощность, различаются условиями образования, нередко характеризуются складчатостью и представлены всеми стратиграфическими подразделениями, палеонтологически богато охарактеризованными. Антропогеновые отложения широко развиты на территории Кура-Араксинской низменности, ее бортах, в акватории Бакинского архипелага, передовых прогибах Большого Кавказа, Горного Талыша, на склонах Малого Кавказа, в пределах Апшеронского полуострова и Кобыстана. Они принимают участие в геологическом строении дна прилегающей акватории Каспийского моря.

Морские отложения антропогена широко развиты в восточной части Азербайджана и на дне прилегающей акватории. Они представлены прибрежными, мелководными и относительно глубоководными осадками терригенного и карбонатного составов. Мощность их местами достигает 2000 м и более.

Континентальные фации отложений антропогена широко распространены в центральной, западной и северо-восточной частях Азербайджана и выражены почти всеми их генетическими типами (Пашалы, Векилов, 1967). Отложения антропогена образуют здесь обширные равнинные области, слагают различные аллювиальные, пролювиально-делювиально-аллювиальные, аллювиально-флювиогляциальные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и грязевулканические аккумулятивные образования; ими сложены морские и речные террасы, развитые на различных гипсометрических уровнях (от -26 до 300-400 м абс. высоты); они участвуют в строении отдельных выраженных в рельефе структур.

Анализ эволюционного развития морской малакофауны плиоцена и плейстоцена Азербайджана с учетом особенностей литологического состава пород и тектонического развития территории на рубеже этих периодов позволил обосновать проведение нижней границы антропогена по кровле апшеронского яруса (Векилов, 1969; Пашалы и др., 1977). По генетическим и морфологическим особенностям плейстоценовая конхилиофауна значительно отличается от апшеронской, она современного облика, тогда как конхилиофауна апшеронского века типично позднеогеновая. Именно эти особенности фауны моллюсков позволили определить стратиграфическое положение нижней границы антропогена на уровне подошвы бакинских отложений с учетом наличия в ряде районов тюркянских слоев. Этот рубеж совпадает с магнитостратиграфической границей Матюяма-Брюнес, имеющей абсолютный возраст 0,7 млн. лет.

О возможности проведения нижней границы антропогена по кровле апшеронского яруса также свидетельствуют особенности геотектонического развития территории Азербайджана на границе неогена и антропогена, обусловившего в ряде разрезов явно выраженные перерывы и несогласия. О том же свидетельствуют особенности литологического состава антропогеновых отложений, в частности, пирокластических пород. По составу эти породы в апшеронских отложениях ближе к поздне- и среднелиоценовым вулканическим пеплам, чем к антропогеновым (Пашалы и др., 1977).

На территории Азербайджана так же, как и всюду в пределах акватории

Каспийского моря, в составе антропогенной системы выделяются нижнеантропогенные (нижний плейстоцен), среднеантропогенные (средний плейстоцен), верхнеантропогенные (верхний плейстоцен) и современные отложения (голоцен), которые по развитию конхилиофауны антропогена с учетом литофациальных и тектонических особенностей отложений расчленяются нами на отдельные горизонты и слои (Векилов, Федоров, 1970; Векилов, 1976).

Нижнеантропогенные отложения (нижний плейстоцен) расчленяются на тюркянские слои, бакинский горизонт (с ниже- и верхнебакинскими слоями) и мингечаурские-урунджикские слои.

Среднеантропогенная толща (средний плейстоцен), представленная отложениями хазарского горизонта, подразделяется на нижнехазарские-гюргянские и верхнехазарские-карачухурские слои.

Верхнеантропогенные отложения (верхний плейстоцен), к которым относятся отложения хвалынского горизонта, расчленяются на ниже- и верхнехвалыньские слои.

Современные отложения (голоцен), в составе которых рассматриваются отложения новокаспийского горизонта, подразделяются на ниже- и верхневокаспийские слои (см. таблицу).

Проведенные исследования причин, обусловивших трансгрессии и регрессии антропогенного Каспия, и анализ существующих мнений по данному вопросу показали, что главными природными факторами, с которыми связано возникновение и развитие трансгрессий и регрессий замкнутых или полузамкнутых палеобассейнов, к которым относится и солонатоводный Каспий, были существенные изменения климатических условий и проявлявшиеся в период антропогена тектонические движения (Векилов, 1976).

Трансгрессии Каспия в антропогене приурочивались главным образом к эпохам похолодания и увлажнения климата, когда при общей его гумидизации уменьшалось испарение с поверхности всего бассейна и увеличивался сток пресных вод из области суши во впадину Палеокаспия, т.е. сток превышал испарение; в результате уровень вод в бассейне поднимался и при общем постепенном погружении восточной части территории Азербайджана происходила трансгрессия. Такие трансгрессии происходили в раннем плейстоцене — в первой половине раннебакинского, начале позднебакинского и мингечаурского времен, в среднем плейстоцене — в первой половине раннехазарского (гюргянского) и начале позднехазарского (карачухурского) времени, в позднем плейстоцене — в первой половине раннехвалыньского и начале позднехвалыньского времени, в голоцене — в первой половине новокаспийского времени¹. При этом установлено, что в плейстоцене бакинская, хазарская и хвалыньская трансгрессии Палеокаспия происходили синхронно ледниковым эпохам (Федоров, 1957).

Регрессии Каспия в антропогене, наоборот, приурочивались к периодам потепления климата и его иссушения, когда при общей его аридизации уменьшался приток пресных вод в Каспийское море и увеличивалось испарение с поверхности моря, т.е. испарение превышало приток. В результате снижался уровень моря и при общем тектоническом поднятии окружающей его территории происходила регрессия, как это было к концу позднебакинского, мингечаурского, гюргянского, карачухурского, раннехвалыньского и позднехвалыньского времен.

При этом в эпоху трансгрессий происходило опреснение палеобассейна, особенно его прибрежно-мелководной части, появление и распространение

¹ В голоцене известен ряд трансгрессивных фаз Каспия, связанных с изменениями климатических условий, в том числе и в самое новейшее время (например, в конце XVIII — начале XIX в.). — *Примеч. ред.*

Стратиграфия антропогенных морских отложений Азербайджана и прилегающей акватории Каспия

Единая шкала		Горизонты, слои		Руководящие комплексы морской моллюсковой фауны
Система	Основные подразделения			
Антропогенная	Современные отложения (голоцен)	Новокаспийский горизонт	Верхненовокаспийские (загульбинские) слои	<i>Mytilaster lineatus</i> (Gmel.), <i>Cardium edule</i> Linne и др., а также <i>Balanus improvisus</i> Darwin, <i>Balanus Eeburneus</i> Gould
			Нижненовокаспийские (джоратские) слои	<i>Cardium edule</i> Linne, <i>Cedule magna</i> Golub, <i>Didacna trigonoides</i> (Pall.), <i>D. crassa</i> (Eichw.), <i>D. baeri</i> (Grimm), <i>D. pyramidata</i> (Grimm)
	Верхнеантропогенные отложения (верхний плейстоцен)	Хвалынский горизонт	Верхнехвалыньские (шиховские) слои	<i>Didacna praetrigonoides</i> Nal. et Anis, <i>D. trigonoides</i> (Pall.)
			Нижнехвалыньские (атачайские) слои	<i>Didacna parallella</i> Bog., <i>D. cristata</i> Bog., <i>D. praetrigonoides</i> Nal. et Anis
	Среднеантропогенные отложения (средний плейстоцен)	Хазарский горизонт	Верхнехазарские (карачухурские) слои	<i>Didacna surachanica</i> Andrus, <i>D. nalivkini</i> Wass., <i>D. delenda</i> Bog.
			Нижнехазарские (гюрганские) слои	<i>Didacna subpyramidata</i> Prav., <i>D. palasi</i> Prav., <i>D. paleotrigonoides</i> Fed., <i>D. nalivkini</i> Wass., <i>D. delenda</i> Bog., <i>D. kovalevskii</i> Bog., <i>D. vulgaris</i> Andrus., <i>D. charamica</i> Fed., <i>D. Hospes</i> (Bog.) Vekil., <i>D. mischovdagica</i> Vekil., <i>D. kürovdagika</i> Vekil., <i>D. gürganica</i> Vekil., <i>D. trigonula</i> (Dasch.) Vekil., <i>D. schirvanica</i> Vekil. et Asad., <i>D. lindieyi</i> (Dasch.) Fed.
Нижнеантропогенные отложения (нижний плейстоцен)	Мингечаурские слои			<i>Didacna eulachia</i> (Bog.) Fed., <i>D. mingetschaurica</i> Vekil., <i>D. colossea</i> Vekil., <i>D. pravoslavlevi</i> Fed., <i>D. lindieyi</i> (Dasch.) Fed.
		Бакинский горизонт	Верхнебакинские слои	<i>Didacna rubis</i> Nal., <i>D. rubis catillus</i> Nal., <i>D. rubis varia</i> Nal., <i>D. carditoides</i> Andrus., <i>D. berbi</i> Fed., <i>D. alibajramlinica</i> Vekil., <i>D. eulachia</i> (Bog.) Fed., <i>D. pravoslavlevi</i> Fed.
			Нижнебакинские слои	<i>Didacna parvula</i> Nal., <i>D. catillus</i> (Eichw.) и переходные между ними формы, <i>D. catillus</i> var. <i>transcaspica</i> Neveesk., <i>D. catillus</i> var. <i>planissima</i> Nal.

Единая шкала		Горизонты, слои	Руководящие комплексы морской моллюсковой фауны
Система	Основные подразделения		
		Тюркянские слои	Представители Lymnaeidae, Meianopsidae, Dreissenidae, Hydrobiidae, Ostracoda и растительные остатки
Неогеновая	Верхний плиоцен	Апшеронский ярус	<i>Apscheronia propiqa</i> (Eichw.), <i>Parapscheronia raricostata</i> (Sjoegr), <i>Didacnomya caucasica</i> (Andrus.), <i>Didacnomya nalivkini</i> Sult., <i>Hyrcania pluricostata</i> (Sinz.), <i>H. (Chazazidacna) davitaschvili</i> Sult., <i>Monodacna kabristanica</i> Andrus., <i>Pseudocatillus bakuanus</i> (Andrus.), <i>Lymnaea (Radix) lessonae</i> Andrus.

в нем новых видов слабосоленоватоводной и пресноводной фаун двустворчатых и брюхоногих моллюсков и остракод, а позднее — возникновение и расселение солоноватоводной конхилиофауны, адаптация эвригалинных форм в палеобассейне и дальнейшее их развитие. В период регрессии происходило общее осолонение палеобассейна, полное или частичное вымирание ранее существовавшей фауны, адаптация и дальнейшее развитие эвригалинных моллюсков, способных переносить также значительное осолонение вод палеобассейна.

Изучение собранного и монографически исследованного богатого палеонтологического материала показало, что конхилиофауна, характеризующая антропогеновые отложения Азербайджана, в основном состоит из многочисленных солоноватоводных, пресноводных и эвригалинных элементов ряда семейств двух классов типа Mollusca: Pelecypoda—Cardiidae, Dreissenidae, Mytilidae, Cyrenidae, Uhionidae, Gastropoda—Micromelaniidae, Neritidae, Hydrobiidae, Lymnaeidae, Planorbidae, Viviparidae, Pyrgylidae (Векилов, 1969), а также представителей класса Crustacea типа Arthropoda: Balanidae (п/кл. Maxillopoda отряд Cirripedia), Darwinulidae, Cytheridae, Cyprididae (п/кл. Ostracoda, отряд Podocopida).

Общий перечень выявленной антропогеновой морской конхилиофауны Каспийского региона насчитывает свыше 140 видов и подвидов Pelecypoda, Gastropoda, Crustacea, принадлежащих представителям 28 родов, 14 семейств, объединяемых 6 отрядами 3 классов, входящих в состав 3 типов. Микрофауна (Ostracoda) насчитывает более 120 видов, 25 родов, объединяемых в 3 семейства отряда Podocopida класса Crustacea.

Исследования антропогеновой и плиоценовой морской конхилиофауны показали, что основной состав конхилиофауны антропогена области Каспия генетически связан с апшеронской и акчагыльской фаунами. Имеются все основания считать, что апшеронские *Didacnomya* и *Hyrcania* — это предки каспийских антропогеновых дидакн, имеющих руководящее значение для стратиграфического расчленения антропогена области Каспия, и потому нет необходимости искать предков каспийских антропогеновых дидакн вне этой области.

В целом же по происхождению морская конхилиофауна антропогена неоднородна и складывается в основном из многочисленных, изменившихся в процессе эволюции и перерождения представителей фауны каспийского

типа — *Didacna*, *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*, *Theodoxus*, *Ninnia*, *Micromelania*, *Clessiniola*, *Caspia*, *Caspiella*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Pyrgula*, *Zagrabica* и др., из обитателей пресноводных озер и рек, впадающих в Каспий, и др., а также из некоторых недавних, современных переселенцев в Каспийский бассейн из Черного и Средиземного морей — *Cardium edule*, *Mytilaster lineatus*, *Abra ovata*, *Balanus improvisus*, *Balanus eburneus* (Векилов, 1964, 1976).

Наиболее отличительная особенность антропогеновой конхилиофауны, существовавшей и развивавшейся в специфических условиях замкнутых или полузамкнутых солоноватоводных палеобассейнов, является чрезвычайная изменчивость, плоскоребристость и равностворчатость раковин всех представителей рода *Didacna* Eichwald. Установлено, что все антропогеновые дидакны Азербайджана и большинство мелких морских гастропод — это эндемики Каспийской области. Изучение морфологических особенностей раковин морской конхилиофауны антропогена, а также результаты исследований среды обитания этой фауны показали, что подавляющее большинство ее представителей — это прибрежные и мелководные формы.

Анализ результатов палеонтолого-стратиграфических исследований позднелиценских и антропогеновых отложений показал, что зарождение представителей молодой, качественно новой фауны происходило в недрах предшествующего, относительно древнего водоема, в среде изменившихся бионических условий, при почти полном вымирании характерной для того времени фауны. Так было на закате позднего плейстоцена, когда в недрах Апшеронского палеобассейна закладывалась основа более молодой, качественно новой фауны плейстоцена.

Уже в начале раннего плейстоцена, в тюркянском палеобассейне с бедно представленной фауной, состоящей из некоторых представителей переродившейся в плейстоценовую фауну апшеронских двустворчатых и брюхоногих моллюсков и ряда собственно тюркянских форм, была заложена основа новой, более молодой, раннебакинской конхилиофауны. Она дала затем начало позднебакинской конхилиофауне, а в позднебакинском палеобассейне возникли представители более молодой, мингечаурской фауны, широко распространившейся в палеобассейне в связи с развитием мингечаурской трансгрессии. Так было в конце раннего плейстоцена, когда в условиях мингечаурского палеобассейна зародилась основа новой, более молодой, хазарской конхилиофауны, широко распространившейся в пределах палеобассейна так же, как и ее предшественницы, в связи с развитием новой, гюрджанской трансгрессии.

То же самое произошло и в конце среднего плейстоцена, когда в изменившейся среде карачухурского палеобассейна возникли зачатки последующей, более молодой, хвалынской конхилиофауны. В конце позднего плейстоцена в условиях позднехвалынского палеобассейна зародились зачатки более молодой, новокаспийской конхилиофауны.

Антропогеновые отложения Азербайджана охарактеризованы представителями трех общезвестных фаунистических комплексов позвоночных животных, а также остатками флоры: дуздагского раннеплейстоценового—тираспольского, азыхского среднеплейстоценового—хазарского, бинагадинского позднелиценского—хвалынского комплексов фауны.

В мингечаурских слоях Дуздага обнаружены обломки черепа и зубы слона.

Хазарская фауна, установленная в Азыхском местонахождении, состоит из представителей млекопитающих (хищные, насекомоядные, парнокопытные, непарнокопытные, грызуны и др.), пресмыкающихся (греческая

Черепаша) и земноводных (зеленая жаба). Наряду с останками позвоночных животных в Азыхской пещерной древнепалеолитической стоянке, как известно, была обнаружена нижняя челюсть ископаемого человека неандертальского типа (древнейшего палеантропа) — азыхантропа (Гусейнов и др., 1976).

В бинагадинском местонахождении обнаружено значительное количество костей позвоночных животных, принадлежащих крупным травоядным животным, хищникам, грызунам, птицам. В составе бинагадинской фауны сохранились некоторые элементы хазарского комплекса фауны млекопитающих (гигантский олень, пещерный лев, пещерная гиена, носорог Мерка и др.) (Джафаров, 1961).

Остатки ископаемой флоры были выявлены на Апшеронском полуострове (Гора Бакинского яруса, Бинагадинское местонахождение) и на северо-восточных склонах предгорий юго-восточной части Кавказа (Сиазанское местонахождение).

В бакинских отложениях Апшерона выявлены остатки травянистых растений, кустарниковой и древесной растительности.

Сиазанская флора гюргянского возраста характеризуется остатками древесной и кустарниковой растительности (Мусеибов и др., 1967)².

В составе бинагадинской хвалынской флоры превалирует кустарниковая растительность с элементами древесных растений.

Рассмотренный палеонтологический материал — остатки позвоночных животных и ископаемая флора — наряду с богатой морской конхилиофауной способствует сопоставлению далеко расположенных один от другого морских и континентальных отложений антропогена, установлению его нижней границы, восстановлению палеогеографической и климатической обстановки отдельных периодов плейстоцена в Азербайджане.

Л и т е р а т у р а

- Векилов Б.Г.* О составе, общем характере и основных этапах развития антропогеновой морской конхилиофауны Восточного Азербайджана. — Изв. АН АЗССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1964, № 3, с. 59—65.
- Векилов Б.Г.* Антропогеновые отложения северо-восточного Азербайджана. Баку: Элм, 1969. 265 с.
- Векилов Б.Г., Федоров П.В.* Четвертичные морские отложения Азербайджана и их место в стратиграфии плейстоцена Понто-Каспийской области. — Докл. АН АЗССР, 1970, № 3, с. 57—60.
- Векилов Б.Г.* Эволюция Каспийского бассейна и его моллюсковых обитателей в плейстоцене-голоцене. — В кн.: Материалы Советско-американского симпозиума по природно-климатическим изменениям в плейстоцене—голоцене. Баку: Элм, 1976, с. 18—27.
- Гусейнов М.И., Рустамов Д.Н., Гаджиев Д.В.* Археологические памятники Азербайджана и их взаимосвязь с климатическими изменениями. — В кн.: Материалы Советско-американского симпозиума по природно-климатическим изменениям в плейстоцене—голоцене. Баку: Элм, 1976, с. 43—48.
- Джафаров Р.Д.* Четвертичная фауна Бинагадов. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1961. 50 с.
- Мусеибов М.А., Векилов Б.Г., Велиев Х.А.* и др. О новом местонахождении четвертичной флоры и фауны в Северо-Восточном Азербайджане. — Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1967, № 3, с. 70—71.
- Пашалы Н.В., Векилов Б.Г.* Пирокластические породы молассовой формации антропогена Азербайджана. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 4, с. 56—66.
- Пашалы Н.В., Мамедов А.В., Векилов Б.Г.* К вопросу о нижней границе антропогена по материалам Азербайджанской ССР. — В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977, с. 106—112.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957, вып. 10. 298 с.

² Детальное описание сиазанской флоры дано также в работах Т.А. Абрамовой (1974). — *Примеч. ред.*

**НЕКОТОРЫЕ ПРОЦЕССЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В СЕВЕРНОМ КАСПИИ,
СВЯЗАННЫЕ С ЗАРЕГУЛИРОВАНИЕМ СТОКА РЕК**

Жизнь бентальных биоценозов, играющих важную роль в пищевом рационе ценных промысловых рыб, тесно связана с изменением состава и распределения донных осадков.

Зарегулирование р. Волги повлекло за собой сокращение ее жидкого, твердого и биогенного стока, а также увеличение во взвесах реки процентного отношения содержания пелита и силта и уменьшение объемов крупного алеврита (наши съемки в Северном Каспии, 1968 и 1973 гг.). Уменьшение жидкого стока Волги привело к обмелению приустьевого взморья и обильному его зарастанию надводной и подводной растительностью. Так, по сравнению с 1963 г., площадь, занятая растительностью, в 1971 г. увеличилась более чем в два раза и составила 3950 км² (Егоров, Зубрилкин, 1972). Бурно развившаяся в приустьевом взморье растительность задерживает здесь определенное количество взвешенных наносов и тем самым исключает их поступление в море.

В табл. 1 приводятся данные о твердом стоке рек Волги, Урала и Терека до и после зарегулирования, заимствованные из работ Н.И. Винецкой (1952), С.В. Бруевича (1962), Л.А. Барсуковой (1971) и др.

Из табл. 1 видно, что в результате зарегулирования твердый сток Волги сократился почти в 2 раза. Объем взвешенных наносов Терека сократился незначительно, а Урала — остался без изменения. Суммарный твердый сток рек, впадающих в Северный Каспий, уменьшился на 8,9 млн. т, или более чем на 25%.

По данным Г.В. Лопатина (1948), за естественный период водности твердый сток Волги (у Волгограда) составляет 25,7 млн. т, Урала — 4,1, Терека — 25,8 млн. т; суммарный сток в Северный Каспий — 55,6 млн. т. С.С. Байдин и др. (1956) считают, что объем взвешенных наносов, поступающих в дельту Волги, а по-видимому, и в море, в 1,5–2,0 раза меньше, чем у Волгограда. Уменьшение твердого стока можно объяснить осаждением части наносов в водохранилищах, в Волго-Ахтубинской пойме и в дельте Волги. Приведенные в табл. 1 данные о твердом стоке Волги представлены по наблюдениям у г. Астрахани и представляют более достоверную величину привноса взвешенных веществ в Каспийское море.

Основное количество взвешенных наносов поступает в море во время половодья. В естественный период на половодье приходилось 87% (Байдин и др., 1956), а после зарегулирования — 73% твердого стока. Это уменьшение твердого стока в половодье, по нашему мнению, произошло за счет сокращения продолжительности и объема половодья в результате зарегулирования и аккумуляции в водохранилищах. В связи с зарегулированием рек изменился и механический состав взвешенных наносов.

Как видно из табл. 2, после зарегулирования Волги во взвеси увеличилось содержание пелита и силта и сократилось количество крупного алеврита. Более грубый и хуже сортированный материал выносится Уралом и Терекком. Мы не располагаем данными об изменении механического состава взвешенного материала рек Урала и Терека после их зарегулирования, но, по-видимому, и этими реками стали выноситься более тонкие наносы.

Средний механический состав преобладающего типа донных осадков на Северном Каспии (пылеватого песка) значительно изменился. В зарегулированный период (1968–1973 гг.) в пылеватом песке увеличилось содер-

Таблица 1

Средний годовой сток взвешенных наносов в Северный Каспий, млн. т

Условия	Река			Суммарный сток
	Волга	Урал	Терек	
Естественные	15,6	2,8	16,2	34,6
После зарегулирования	8,3	2,8	14,6	25,7

Таблица 2

Механический состав взвешенных наносов рек в половодье, %

Река	Размер фракции, мм, содержание, %						Ма	По данным авторов
	1,0—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01		
Волга (естественный период)	0,0	0,0	0,0	26,4	29,6	44,0	0,01	Л.А.Барсукова, 1971
Волга (после зарегулирования)	0,0	0,2	1,7	16,6	32,1	49,4	0,008	Справочник..., 1971
Урал (1954—1956 гг.)	3,5	11,1	12,0	17,2	27,6	28,6	0,02	Справочник..., 1971
Терек (1940—1962 гг.)	14,1	14,3	7,7	9,6	35,6	18,7	0,022	"

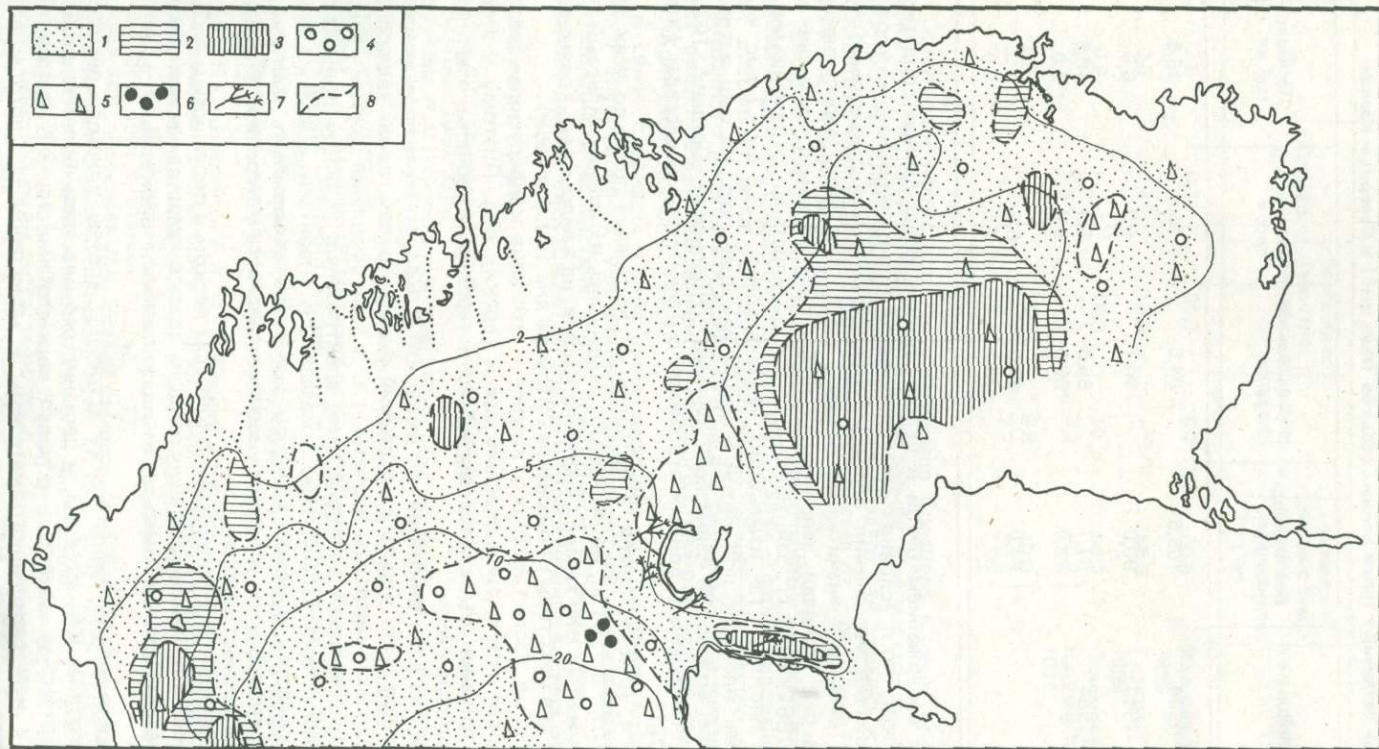
Таблица 3

Средний механический состав пылеватого песка в Северном Каспии, %

Годы	Размер фракции, мм, содержание, %					Ма	S ₀
	1,0	1,0—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	>0,01		
1948—1950	6,0	9,4	81,4	1,6	1,6	0,051	1,33
1961	11,1	13,6	72,2	1,5	1,6	0,055	1,37
1968	9,8	16,7	68,8	2,9	1,8	0,055	1,50
1973	10,8	17,4	67,7	2,4	1,7	0,056	1,66

жение всех фракций (табл. 3), за исключением крупного алеврита, и несколько ухудшилась сортированность плаща осадков, что, по-видимому, можно объяснить сокращением стока рек, некоторой стабилизацией уровня Каспия и увеличением в отложениях ракуши. Как предполагают О.К. Леонтьев и А.И. Халилов (1965), в результате выработки нового профиля равновесия уменьшилась активность воздействия водных масс на донные осадки.

Исследования М.В. Кленовой и Л.А. Ястребовой (1956), А.С. Пахомовой (1956), М.П. Гудкова и Т.И. Горшковой (1959) показали прогрессирующее преобладание в составе донных осадков пылеватого песка с тем



Донные отложения Северного Каспия (1973 г.)

1 — пылеватый песок; 2 — илестый песок; 3 — песчаный ил; 4 — целая ракуша; 5 — битая ракуша; 6 — оолитовый песок; 7 — водоросли; 8 — границы ареалов распространения осадков

Таблица 4

Площади различных типов донных осадков (тыс. км²) в Северном Каспии

Годы исследования	Вся площадь	Исследованная площадь	Илистый песок	Песчанистый ил
1932—1934	105,6	94,5	16,5	16,6
1948—1950	90,0	70,1	6,3	6,8
1953—1954	87,7	85,0	6,9	10,8
1961	83,8	69,0	9,8	5,0
1968	84,0	69,0	6,8	6,9
1973	82,1	73,7	7,1	8,0

или иным содержанием битой и целой ракушки. Наши данные свидетельствуют о том, что в условиях зарегулирования рек и стабилизации уровня моря тенденция увеличения площадей под песчаными и сокращения под илистыми осадками значительно ослабла (табл. 4). После зарегулирования стока рек площади, заполненные пылеватым песком с примесью ракушки, в 1961—1973 гг. занимали 48,0—50,9, а илистыми отложениями — 14,2—15,8 тыс. км², т.е. изменялись незначительно. С 3,5 до 7,7 тыс. км² увеличились площади под битой и целой ракушкой, что, на наш взгляд, объясняется возросшей биомассой бентоса (Яблонская, Осадчих, 1973) в связи с обогащением донных отложений органическим веществом (Хрипунов, 1976).

В 1973 г. илистый песок и песчаный ил встречены почти во всех тех районах, что и в 1961 г., но несколько изменились их ареалы. Илистый песок обнаружен на юго-западе Северного Каспия, на взморье рек, Уральской бороздине и в некоторых понижениях рельефа дна (см. рисунок).

Юго-западная часть Северного Каспия — это зона конвергенции западной волжской струи, среднекаспийских и терских вод. Поэтому в этом районе интенсивно отлагаются волжские и терские материалы, главным образом илистый песок.

Обращает на себя внимание тот факт, что в предустьевом пространстве Волги большая часть илистых отложений распространена вдоль свала глубин, в пределах 4-метровой изобаты, т.е. в зоне смешения пресных и соленых вод, в которой под действием электролитов морской воды происходит коагуляция взвеси. Как отмечает О.К. Леонтьев (1963), в предустьевых областях привнос илистого материала может быть настолько значителен, что волны не успевают уносить отсюда весь материал и взмученные частицы оседают здесь же.

Дно Уральской бороздины занято илистым песком и песчанистым илом. По сравнению с окружающим мелководьем здесь в халистатической области преобладает циклональная и антициклональная циркуляция водных масс.

В Мангышлакском заливе также встречены ареалы илистого песка и песчанистого ила. Как правило, у песчанистого ила здесь более широкий гранулометрический спектр и худшая сортированность, что связано с примесью в нем раковинного материала и характером местного волнового отмыва.

Ил	Глинистый ил	Всего илистых отложений	Ракуша	Пылеватый песок с тем или иным содержанием ракушки	Источник
2,5	0,1	35,7	8,2	50,6	Кленова, Ястребова, 1956
0,3	0,4	13,8	—	56,3	Гудков, Горшкова, 1959
0,9	—	18,6	10,7	55,7	Пахомова, 1956
1,0	—	15,8	3,5	49,7	Катунин, Хрипунов, 1971
0,5	—	14,2	6,8	48,0	
—	—	15,1	7,7	50,9	

Оолитовый песок встречен на границе Среднего Каспия, к северо-востоку от о. Кулалы, в Мангышлакском заливе, к югу и северу от Кулалинской банки. Оолитовый песок в основном здесь как примесь к ракушке и пылеватому песку, и его содержание колеблется от 2 до 20% и только южнее Кулалинской банки достигает 75%.

Твердый сток рек все еще имеет первостепенное значение в процессах седиментации на Северном Каспии, но в связи с зарегулированием стока рек возрастает роль эолового материала. Общее количество материала, принесенного ветром и отложенного на дне северной части Каспия, составляет около 60% от современного твердого стока рек Волги, Урала и Терека (Хрипунов, Ковалев, 1978).

В связи с вводом в действие в вершине дельты Волги вододелителя и его эксплуатацией, увеличением в перспективе безвозвратного водопотребления и вследствие этого понижением уровня моря в Северном Каспии в дальнейшем изменится состав и распределение донных отложений.

Литература

- Байдин С.С., Линберг Ф.Н., Самойлов И.В. Гидрология дельты Волги. Л.: Гидрометеоздат, 1956. 331 с.
- Барсукова Л.А. Многолетний биогенный сток р. Волги у г. Астрахани. — Тр. КаспНИРХ, 1971, т. 26, с. 42—43.
- Бруевич С.В. Химия волжского стока в Каспийское море. — Гидрохим. материалы, 1962, т. 15, с. 27—39.
- Винецкая Н.И. Влияние гидростроительства на биогенный сток Волги и гидрохимический режим Северного Каспия. — Тр. Касп. бассейнового фил. ВНИРО, 1952, т. 12, с. 251—258.
- Гудков М.П., Горшкова Т.И. Изменение содержания органического вещества в осадках Северного Каспия в связи с падением его уровня. — Тр. ВНИРО, 1959, т. 38, с. 88—105.
- Егоров И.Г., Зубрилкин Е.И. О тенденциях и распределении водной растительности на устьевом взморье Волги. — В кн.: Биологические ресурсы Каспийского моря. Астрахань: Волга, 1972, с. 71—72.
- Катунин Д.Н., Хрипунов И.А. Динамика грунтового стока северной части Каспийского моря. — Изв. ВГО, 1971, т. 103, вып. 5, с. 469—473.
- Кленова М.В., Ястребова Л.А. Осадки северной части Каспийского моря. — В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 242—271.
- Леонтьев О.К. Краткий курс морской геологии. М.: Изд-во МГУ, 1963. 464 с.
- Леонтьев О.К., Халилов А.И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1965. 208 с.
- Лопатин Г.В. Твердый сток в Каспийское море. — Тр. ГГИ, 1948, вып. 4, с. 23—29.

- Пахомова А.С. Изменение грунтов Северного Каспия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11, с. 61—76.
- Справочник основных гидрологических характеристик морей и устьев рек СССР. Ростов н/Д, 1971, ч. 1, т. 2, вып. 1. 551 с.
- Хрипунов И.А. Органическое вещество донных отложений Северного Каспия. — В кн.: Рыбохозяйственные исследования КаспНИРХ в 1974 году. Волгоград; Ниж-Волж.кн. изд-во, 1976, с. 12—13.
- Хрипунов И.А., Ковалев В.В. Эоловая аккумуляция на Северном Каспии. — Тр. ВНИРО, 1978, т. 131, с. 14—19.
- Яблонская Е.А., Осадчих В.Ф. Изменение кормовой базы бентосоядных рыб Северного Каспия. — Тр. ВНИРО, 1973, т. 80, с. 48—72.

УДК 551.35.06 (262.81)

А.А. Свиточ, Т.А. Янина

О ВРЕМЕНИ ХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЯ (по данным абсолютного датирования)

В плейстоценовой истории Каспия хвалынская трансгрессия была крупнейшей. В пик трансгрессии воды Каспия, поднимавшиеся до абсолютных отметок $+48 \div +50$ м, глубоко проникали по долине Волги, заливали весь Северный Прикаспий, Куринскую низменность, достигали чинков Устюрта. Регрессия моря, проходившая стадийно, с длительными задержками и непродолжительными поднятиями уровня, хорошо выражается в геоморфологических формах и осадках, охарактеризованных комплексом морских моллюсков с господством разнообразных дидакн.

В настоящее время многие исследователи (Федоров, 1957, 1978; Леонтьев, 1968; Рычагов, 1977; и др.) выделяют две хвалынские трансгрессии — ранне- и позднихвалынскую, осадки которых разделены толщиной континентальных енотаевских образований. Однако, если понимать под трансгрессиями длительные эпохи повышения уровня моря (десятки и сотни тысяч лет и более), то в позднплейстоценовой истории Каспия следует выделить не две, а одну хвалынскую трансгрессию, а позднихвалынское море нужно считать одной из положительных фаз (стадий) регрессирующего раннехвалынского бассейна. На это указывают особенности геоморфологического строения хвалынских террас, представляющих лестницу последовательно понижающихся аккумулятивных, либо аккумулятивно-абразионных форм, которые в отличие от более древних террас четко выражены и имеют хорошую сохранность. Этому не противоречит и состав ископаемых моллюсков, встречающихся в нижне- и верхнехвалынских отложениях. Например, в Северном Прикаспии это один комплекс моллюсков дидакн с преобладанием *Didacna protracta* Eichw. и *D. trigonoides* Pall. Для западного и восточного побережий состав моллюсков из раннехвалынских террас разнообразнее (*D. parallella* Bog., *D. umbonata* Evers., *D. subcatillus* Andrus. и др.), а в осадках позднихвалынских террас доминируют *D. praetrigonoides* Nal. et Anis.

Существует некоторое расхождение относительно определения времени и продолжительности хвалынской трансгрессии Каспия. На основании положения хвалынских осадков в общем разрезе плейстоцена каспийской области, а также данных термолюминесцентного (ТЛ) датирования некоторые исследователи (Федоров, 1957; Леонтьев, 1968; Геохронология СССР, 1974; Рычагов, 1977; и др.) возраст максимуму хвалынской трансгрессии относят к началу, либо к середине позднего плейстоцена. В последнее время, в связи с массовыми абсолютными датировками хвалынских отложе-

ний, появилось мнение о существенно более молодом возрасте трансгрессии (Каплин и др., 1971; Свиточ, Парунин, 1973; Квасов, 1975; Свиточ, 1976). Уже первые радиоуглеродные датировки по растительным остаткам из нижнехвалынских отложений Нижнего Поволжья (Чердынцев и др., 1966, 1969) дали возраст $12\,500 \pm 140$ (ГИН-60) и $14\,000 \pm 250$ (ГИН-187). В дальнейшем близкие значения (от 20 до 11 тыс. лет) получены в результате радиоуглеродного анализа по карбонату раковин хвалынских моллюсков Северного Прикаспия, Дагестана и Азербайджана (Каплин и др., 1972). На молодой возраст хвалынской трансгрессии указывают и материалы урано-иониевого датирования (Арсланов и др., 1978). Таким образом, многочисленные радиоуглеродные и урано-иониевые датировки (см. таблицу) свидетельствуют об относительно молодом возрасте хвалынской трансгрессии (20—11 тыс. лет), ее небольшой продолжительности (10—12 тыс. лет) и частичном совпадении с окончанием валдайского оледенения севера Русской равнины (Чеботарева, Макарычева, 1974).

Существующие в настоящее время критерии оценки данных абсолютного датирования указывают на достаточную надежность радиоуглеродных дат и не позволяют согласиться с мнением об их омоложенном характере. О высокой степени достоверности определения возраста хвалынской трансгрессии Каспия говорят следующие факты: 1) даты получены разными методами "абсолютного" датирования (радиоуглеродным, урано-иониевым); 2) определения велись в различных лабораториях (МГУ, ГИН, ЛГУ) по материалам, собранным разными исследователями; 3) материалом для датирования служили карбонат раковин моллюсков и растительные остатки; 4) полученный возраст образцов не предельный для возможности радиоуглеродного анализа, а близок к оптимальному интервалу датирования; 5) анализировались образцы из различных районов Каспийского побережья (Северный Прикаспий, Нижняя Волга, Дагестан, Азербайджан).

О более позднем возрасте хвалынской трансгрессии косвенно свидетельствуют и некоторые геолого-геоморфологические данные — практическая недеформированность хвалынской береговой линии и малая мощность отложений относительно геоморфологических уровней и осадков более древних и продолжительных по времени эпох существования бакинского и хазарского морей. Анализ мощностей хвалынских образований показывает, что они, как правило, не выходят за первый десяток метров, в то время как мощность отложений хазарского и особенно бакинского морей на порядок выше. Естественно предположить и аналогичное соотношение по длительности накопления осадков в водах хвалынского и более древних морей.

Береговая линия максимума хвалынской трансгрессии в пределах всех побережий Каспия в разных структурных условиях располагается примерно на одних и тех же высотах — около $+48 \pm +50$ м (Федоров, 1957; и др.). Правда, Г.И. Рычаговым (1977) в пределах дагестанского побережья Каспия отмечаются перепады высоты террасы хвалынского возраста до 15 м. Однако эти отклонения приурочены к локальным структурам, а в целом береговая линия хвалынского моря и в пределах современного побережья Дагестана располагается примерно на тех же высотах, что в Северном и Южном Прикаспии.

Если же в основу хронологии хвалынской эпохи положить данные ТЛ анализа, то необходимо объяснить, почему за последние 50—70 тыс. лет хвалынские береговые линии в областях активных тектонических поднятий (восточное побережье Кавказа) и интенсивных опусканий (Северный Прикаспий) сколько-нибудь заметнее изменились. Трудно предположить прекращение в это время тектонической активности в районах с длитель-

Абсолютные датировки хвалынских отложений

Шкала абсолютного времени	С ¹⁴ -метод				Урано-иониевый метод				ТЛ-метод			
	датировка	индекс	район	возраст	датировка	индекс	район	возраст	датировка	индекс	район	возраст
7000	7530 ± 160	Мо-458										
8000	8650 ± 170	ЛУ-147	Северный Прикаспий	h v ₁								
9000	9700 ± 190	МГУ-95	Дагестан	h v ₂	9 600 ± 300	ЛУ-425	Дагестан	h v ₁				
10 000					10 650 ± 300	ЛУ-425	"	h v ₁				
11 000	11 000 ± 250	МГУ-24	Северный Прикаспий	h v ₁								
	11 180 ± 180	ЛУ-425		h v ₁								
	11 300 ± 400	МГУ-130	Азербайджан	h v ₁								
	11 600 ± 140	МГУ-98	Дагестан	h v ₁								
	11 600 ± 100	ЛУ-426	"	h v ₁								
12 000	12 150 ± 200	МГУ-ИОАН-38	"	h v ₁								
	12 200 ± 240	МГУ-ИОАН-34	"	h v ₂								
	12 330 ± 240	ЛУ-423	Азербайджан	h v ₂								
	12 350 ± 190	Мо-460	"	h v ₂								
	12 480 ± 150	ЛУ-193	"	h v ₂								
	12 500 ± 140	ГИН-66	"	h v ₁	12 500 ± 300	ЛУ-426	"	h v ₁				
	12 600 ± 240	МГУ-19	Северный Прикаспий	h v ₁	12 700 ± 450	ЛУ-426	"	h v ₁				
	12 720 ± 400	ЛУ-424	Дагестан	h v ₂								
	12 800 ± 200	МГУ-ИОАН-39	Азербайджан	h v ₂								
13 000	13 100 ± 300	МГУ-25	Северный Прикаспий	h v ₁								
	13 110 ± 490	ЛУ-424	Дагестан	h v ₂								
	13 140 ± 150	ЛУ-192	Азербайджан	h v ₂	13 350 ± 440	ЛУ-424	"	h v ₂				
	13 200 ± 250	ЛУ-192	Азербайджан	h v ₂	13 800 ± 440	ЛУ-424	"	h v ₂				
	13 660 ± 100	ЛГ-93	Северный Прикаспий	h v ₁	13 900 ± 3200	ЛУ-192	Азербайджан	h v ₂				
14 000	14 030 ± 250	ГИН-187	"	h v ₁								
	14 400 ± 230	Мо-457	Азербайджан	h v ₂	14 400 ± 400	ЛУ-423	"	h v ₂				
	14 600 ± 210	ЛУ-460	"	h v ₂								
	14 700 ± 130	ЛГ-179	Северный Прикаспий	h v ₂								
15 000	15 020 ± 140	ЛГ-118	Азербайджан	h v ₂								
	15 100 ± 300	МГУ-ИОАН-33	Дагестан	h v ₂								
	15 300 ± 370	ЛГ-73	Азербайджан	h v ₂								
	15 500 ± 350	МГУ-97	Дагестан	h v ₂	15 700 ± 5300	ЛУ-193	"	h v ₂				
	15 800 ± 1320	МГУ-218	Северный Прикаспий	h v ₁								
16 000					16 000 ± 3000	ЛУ-192	"	h v ₂				
					16 500 ± 710	ЛУ-460	"	h v ₂	16 300 ± 2100	МГУ-КТЛ-Д-161		h v ₂
17 000					17 760 ± 520	ЛУ-460	"	h v ₂				
18 000	18 460 ± 220	МГУ-22	"	h v ₁					18 500 ± 2600	МГУ-КТЛ-Д-163		h v ₂
.....												
22 000					22 000 ± 4500	ЛУ-193	"	h v ₂				
.....												
38 000									38 000 ± 4200	МГУ-КТЛ-Д-164		h v ₂

ным и унаследованным характером тектонического режима. Даже при оценке скорости тектонических движений очень "скромными" значениями — 0,3—0,4 мм/год (Федоров, 1957) и при отнесении хвалынской трансгрессии к первой половине позднего плейстоцена деформация хвалынских террас достигала бы около 20 м (Свиточ, 1976), чего на самом деле не было.

О молодом возрасте хвалынской трансгрессии свидетельствуют и археологические данные — обнаружение памятников каспийской культуры в пределах береговой линии максимальной стадии хвалынского моря (Квасов, 1975).

Следовательно, можно сделать вывод, что, по имеющемуся фактическому материалу, более обоснованным на сегодня представляется мнение об относительно молодом возрасте хвалынской трансгрессии Каспия, протекавшей в самом конце позднего плейстоцена.

Л и т е р а т у р а

- Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К. и др. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря по данным радиоуглеродного и ураниоиевого метода датирования. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48, с. 39—48.
- Геохронология СССР. М.: Недра, 1974. Т. III, 359 с.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Парунин О.Б. и др. Абсолютный возраст позднплейстоценовых отложений Каспийского моря по данным радиоуглеродного метода. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971, с. 300—301.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Парунин О.Б. и др. К вопросу о времени хвалынской трансгрессии Каспия (по данным радиоуглеродного анализа раковин моллюсков). — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1972, т. 206, № 6, с. 1413—1416.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Леонтьев О.К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четвертичном периоде. — В кн.: Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 106—140.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1977. 62 с.
- Свиточ А.А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 178—197.
- Свиточ А.А., Парунин О.Б. Темпы смены комплексов древнекаспийских моллюсков по данным радиоуглеродного анализа. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1973, № 4, с. 121—123.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — Тр. ГИН, 1957, вып. 10. 298 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. — Тр. ГИН, 1978, вып. 310. 166 с.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А., Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 215 с.
- Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В. и др. Данные радиоуглеродной лаборатории Геологического института АН СССР: Верхний плейстоцен. М.: Наука, 1966, с. 270—276.
- Чердынцев В.В., Завельский Ф.С., Кинд Н.В. и др. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36, с. 172—193.

З.Б. Тагиев, Л.И. Андреев, А.Н. Касумова, З.А. Иманова

ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ АКУСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ ГЕОМОРФОЛОГИИ ШЕЛЬФОВЫХ ЗОН КАСПИЙСКОГО МОРЯ

При комплексном освоении шельфовых зон важное значение имеет изучение строения верхней части геологического разреза донных отложений. Подробная информация о рельефе дна, характере и мощности наносов, выходах и элементах залегания коренных пород может быть получена с помощью сейсмических, электроразведочных и гравимагнитных исследований. Кроме них, на наш взгляд, эффективен и акустический метод, отличающийся высокой производительностью, наглядностью получаемой в процессе съемки информации, не требующей существенной дополнительной обработки, простотой приемов дешифрирования первичных материалов.

Эффективность высокочастотного геолокатирувания иллюстрируют результаты геоакустических съемок, выполненных на двух различных по геологическому строению участках Бакинского архипелага: на площадях Шахово-море и Булла-море. Работы выполнялись методом непрерывного профилирования с помощью специальной аппаратуры — лабораторного макета акустической станции. По ходу съемки регистрируются последовательно уровень (урез воды), рельеф дна (глубина) и поддонные отложения на глубину до 20—60 м.

Запись на эзограммах несколько сжата по горизонтали из-за большой разности вертикального и горизонтального масштабов записи. В зависимости от принятой шкалы глубин (0—40 или 0—200 м) вертикальный масштаб записи составляет 1 : 200 или 1 : 1000. Горизонтальный масштаб зависит от скорости движения судна и при 6—8 км/ч составляет 1 : 3000 ÷ 4000.

В зависимости от характера грунта (пески, ил, глина, скальные породы, грязевулканическая брекчия) изменяется и глубина просвечивания поддонных отложений. Наиболее благоприятно прохождение акустических волн в глубь рыхлых глинистых или илистых осадков. Обычно это современные донные отложения, при которых на рабочих частотах 9800 Гц глубина просвечивания составляет 40—60 м. Примерно такая же величина получена на площади Булла-море и на северном участке площади Шахово-море: это позволяет утверждать, что здесь широко развиты осадки значительной мощности.

На участках, где плотные скальные породы выходят на поверхность дна (средняя полоса площади Шахово-море), глубина просвечивания не превышает 10—15 м.

На эзограммах четко регистрируются элементы залегания коренных пород, зоны и характер нарушений, выходящих как на поверхность дна, так и перекрытых современными отложениями.

Поднятие Шахово-море представляет собой крупную брахиантиклиналь, выявленную сейсморазведкой в 1954 г. Простирается складки близко к меридиональному. Складка несколько асимметрична. Углы падения составляют 8—10° на юго-западном крыле и 10—15° на северо-восточном. Асимметрия характерна и для осевой части складки; юго-восточная периклиналь более крутая. По геоморфологическим особенностям поднятие отличается от других складок Апшероно-Джейранкечемской подзоны: свод складки пологий, обширный и характеризуется сложными сейсмогеологическими условиями. На схематических структурных картах по подошвам акчагыла и верхнего отдела продуктивной толщи (ПТ) на схемах

разрывных нарушений на этих уровнях вдоль свода отмечаются две зоны продольных разрывных нарушений (восточная и западная), делящие свод на отдельные блоки.

Эти зоны на сейсмических профилях определяются по хаотичному залеганию отражающих площадок, уменьшению глубин при исследовании. Как установлено по данным сейсморазведки, амплитуда разрывов составляет 100—200 м. Геоакустическая съемка, проведенная на своде поднятия Шахово-море по серии меридиональных профилей, в целом подтверждает картину строения свода поднятия Шахово-море, вместе с тем существенно дополняя и детализируя ее (см. рисунок). В результате комплексного анализа данных сейсморазведки и геоакустики удалось выявить в верхних частях разреза плиоцен-четвертичных отложений серию разрывов различной ориентации в присводовой части поднятия. Основными признаками для выделения этих разрывов, по данным геоакустики, послужили уступы и впадины в рельефе морского дна и гребневидные протяженные возвышенности морского дна с желобообразными понижениями между ними.

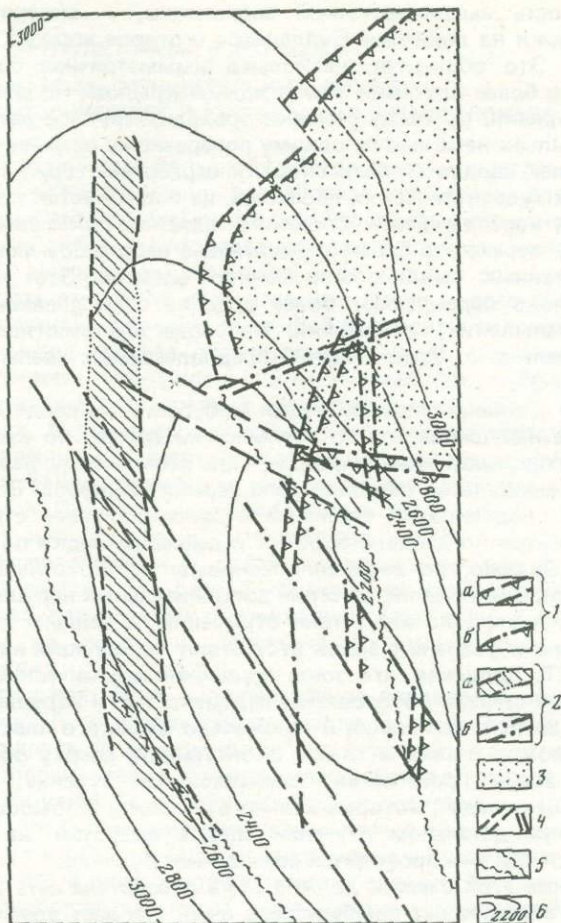
Как правило, материалы, полученные методом отраженных волн (МОВ), в пределах исследуемых зон очень сложны.

По совокупности указанных признаков в западной присводовой части складки прослежено продольное нарушение большой протяженности, проявляющееся в рельефе дна в виде довольно широкого тальвега-желоба. Этот тальвег очерчивается согласным изгибом серии изобат с одновременным резким сгущением их, которое соответствует бортам линейных понижений. При сопоставлении наших материалов с данными МОВ по подошве акчагыла и низам верхнего отдела ПТ установлено, что зона, выделяемая методом геоакустики, смещается несколько к западу. Это служит указанием о наклоне плоскости сбрасывателя этого разрыва в восточно-северо-восточном направлении.

В восточной присводовой части поднятия Шахово-море, по данным геоакустики, выявляется серия разрывов по зонам резкого сгущения изобат (уступам). По характеру сейсмического материала проведенная здесь резко выраженная зона нарушений по подошве акчагыла и низам верхнего отдела ПТ может быть также прослежена вверх — до поверхности дна моря.

Таким образом, можно говорить о том, что и восточная зона разрывов, выявленная по уступам в рельефе дна, подтверждается данными сейсморазведки. К востоку от этой серии разрывов зафиксирована крупная воронка проседания, точнее лишь западная ее часть. Не исключено, что она связана с крупным грязевым вулканом. Центральная часть этого проседания (кратер?) фиксируется расположением отражающих площадок на сейсмопрофиле 1020—58 г. (ГК 110—140), а также уменьшением глубин исследования в интервале профиля между указанными пикетами. Восточная система разрывов как бы окаймляет эту воронку проседания. Анализ сейсморазведочных и геоакустических данных позволяет высказать суждение о том, что дизъюнктивная тектоника этой площади, по всей вероятности, намного сложнее, чем это представлялось ранее. Возможно, здесь имеется серия и более мелких нарушений как продольного, так и поперечного направлений.

Поднятие Шахово-море весьма перспективно для поисков залежей нефти и газа и нуждается в проведении дальнейших детальных сейсморазведочных работ методом общей глубинной точки (МОГТ). Геоакустические исследования также следует продолжить на этой площади по широтной системе профилей с охватом значительно большей площади, чем



Площадь Шахово-море. Схема разрывных нарушений по данным геоакустических исследований и сопоставления с результатами сейсморазведки

Зоны предполагаемых разрывных нарушений, геоморфологически выраженные в рельефе морского дна в виде: 1 — протяженных уступов морского дна (жирной линией обозначена верхняя кромка, тонкой — нижняя); 2 — пары протяженных параллельных гребневидных выступов морского дна с желобообразным понижением между ними: а — разрывные нарушения, отображенные в данных сейсморазведки, б — не отображенные в данных сейсморазведки; 3 — предполагаемая область поражения грязевым вулканизмом с воронкой проседания; 4 — зоны различных нарушений, установленные по данным сейсморазведки; 5 — зона сложного сейсмического материала по данным методов отраженных волн (МОВ) и общей глубинной точки (МОГТ); 6 — изогипсы условного сейсмического горизонта (УСГ) по подошве акагыла

это было сделано ранее, для того чтобы протрассировать разрывные нарушения по дну моря и самой верхней части осадочного разреза на север и юг от свода и окончательно выяснить вопрос о природе области проседания к северо-востоку от свода складки. Выполненными исследованиями очерчена лишь западная часть ее.

Другой характерный пример, иллюстрирующий достаточно высокую

эффективность высокочастотной геолокации, — материалы геоакустической съемки на поднятии Булла-море, которое хорошо изучено сейсморазведкой. Это обширная, несколько асимметричная брахиантиклиналь с несколько более крупным юго-западным крылом. По данным сейсморазведки и бурения, по своду складки проходит крупное разрывное нарушение, на крыльях намечено по одному поперечному разрывному нарушению.

В пределах сводовой части складки отработана серия субпараллельных поперечных геоакустических профилей, на большинстве которых получена однотипная картина. Геоакустические профили показывают, что складка Булла-море перекрыта слоем относительно небольшой мощности почти не дислоцированных рыхлых современных осадков. Этот слой несогласно трансгрессивно перекрывает более древние слои древнекаспийских (вероятно, хвалынских) отложений. На своде это несогласие проявляется наиболее рельефно. Углы падения предполагаемых хвалынских слоев составляют $2-3^\circ$.

Если по данным сейсморазведки и бурения на своде намечается одно продольное нарушение, то по хвалынским слоям, по крайней мере, три разрыва продольной ориентировки. При этом между разрывами вторым и третьим выявляется широкая зона перемятых пород. Все это указывает на то, что свод складки Булла-море более сложного строения, чем это устанавливается по данным бурения и сейсморазведки по слоям среднего плиоцена. Видимо, по верхнеплиоценовым и четвертичным отложениям вверх по разрыву появляется серия дополнительных нарушений.

В дальнейшем зона отсутствия отражений по данным геолокации будет сопоставлена и увязана с зоной отсутствия корреляции на временных разрезах МОГТ. Допуская, что зоны ухудшения сейсмической информации в значительной степени обусловлены перемятостью и нарушением глинистых толщ за счет нагнетания и аномально высокого пластового давления (АВПД), можно полнее и точнее оконтуривать сверху объемы пород, пораженные этими процессами, осложняющими бурение. Разумеется, это одна из многих задач, которые можно выполнять с помощью методов геоакустики при детальном изучении сводов поднятий, на которых будет проводиться или уже проводится разведочное бурение.

В процессе этой съемки должна быть отработана сеть геоакустических профилей, образующих ромбовидные ячеи, что даст возможность определить истинные элементы залегания слоев.

Проведенные опытно-методические и производственные геоакустические исследования на различных участках Апшеронского и Бакинского архипелагов подтверждают реальную возможность и необходимость широкого использования акустического метода для детальных геоморфологических исследований шельфовых зон Каспийского моря.

Рассматривая приведенные ранее результаты геоакустических съемок в совокупности с данными сейсморазведки и среднечастотной сейсмоакустики, можно утверждать, что условием дальнейшего повышения эффективности геолого-геофизических исследований на морских акваториях служит непрерывный комплекс низкочастотных сейсмических, среднечастотных сейсмоакустических и высокочастотных геоакустических методов разведки. Каждый из этих методов, дополняя друг друга, позволяет в итоге получить более достоверную и детальную информацию о геологическом строении на всю достижимую глубину исследуемой площади, начиная от поверхности дна.

А.Г. Зинченко, А.Н. Ласточкин, В.М. Омелин

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ОТЛИЧИТЕЛЬНЫХ ЛИНИЙ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Слабая террасированность большинства шельфовых пространств, в том числе шельфа Каспийского моря, потребовала разработки специального метода выделения и анализа элементов рельефа с целью его относительной датировки, оценки знака и интенсивности рельефообразующих тектонических движений, прогноза антиклинальных структур в осадочной толще. К таким элементам относятся отличительные линии — осевые линии зон экстремальных значений уклонов и перегибов подводных склонов.

Обосновывая метод анализа отличительных линий (Ласточкин, 1977, 1978), следует указать, что уклоны поверхностей аккумулятивно-абразионного выравнивания согласованно меняются с глубиной на значительных пространствах. В пределах каждой из закономерно чередующихся с глубиной и выдержанных на десятки и сотни километров зон значения уклонов могут существенно различаться как на разных глубинах, так и вдоль подводных склонов. При этом они всегда остаются меньше (в относительно пологой зоне) или больше (в относительно крутой зоне) уклонов в выше или ниже расположенных по склону сопряженных с нею зон. Эта особенность отличает систему зон разной крутизны от лестницы классически выраженных террас, для которых обычно характерны равные или близкие значения уклонов на каждой из составляющих эту лестницу площадок террас и разделяющих их уступов.

Другая отличительная черта — неоднозначное проявление разделяющих эти зоны перегибов. В то время как площадки и уступы террас четко отделяются друг от друга по линиям выпуклых и вогнутых перегибов склона (бровкам и тыловым швам), границы между зонами относительно больших и меньших уклонов на нетеррасированной поверхности трудно провести однозначно. На батиметрической карте можно видеть, где примерно меняется заложение изобат, но так как это изменение происходит постепенно, зафиксировать его в виде одной уверенно проведенной линейной границы не удастся. Как показывает опыт, чаще всего визуально вообще невозможно наметить даже примерное положение подобных границ на батиметрической карте. На эхограммах галсов, ориентированных по нормали к основному направлению изобат, это положение определяется более уверенно, но опять-таки чаще всего не в виде точки перегиба, а в виде разграничивающих зоны выпуклых и вогнутых отрезков попережного профиля.

Наряду с рассмотренными различиями у комплекса четко выраженных террас и совокупности зон разной крутизны имеется одна очень важная общая черта — первичное горизонтальное положение тех и других элементов рельефа. Горизонтальное положение морских террас и составляющих их элементов (площадок, бровок, тыловых швов) в момент их образования ни у кого не вызывает сомнений и справедливо связывается с повсеместной приуроченностью в эту эпоху уровня моря к соответствующей глубине или высоте. О горизонтальном первичном положении выделяемых нами зон разной крутизны свидетельствует их современное субпараллельное положение относительно изобат на наклонных поверхностях. Особенно ярко это выражено у маркирующих и разделяющих эти зоны отличительных линий первого и второго родов, которые отклоняются от основного направления изобат только на участках их положительных и отрицательных тектонических деформаций.

Эта общая черта свидетельствует о том, что как террасированность склона, так и чередования на нем зон разной крутизны без явно выраженных перегибов определяется одним и тем же фактором — осцилляционным характером эвстатических перемещений уровня моря. Это обуславливает разную продолжительность стояния уровня моря на определенных современных глубинах (высотах) и отсюда — различный суммарный выравнивающий эффект аккумулятивно-абразионных процессов в стадии выполаживания (Ласточкин, 1978).

В эпоху относительной стабилизации уровня, имевшей место на фоне его подъема в последнюю трансгрессию, происходило выполаживание склона. При достаточной длительности этой эпохи аккумулятивно-абразионные процессы приводили к наиболее полному и равномерному выполаживанию поверхности, расположенной в зоне волнового воздействия того времени. В результате сформировалась субгоризонтальная площадка морской террасы. Последующий подъем уровня моря определил минимальное выполаживание выше расположенной зоны и четкую границу между только что образованным уступом и площадкой террасы — ее тыловой шов. В последующую эпоху замедления трансгрессии формируется выше расположенный террасовый уровень со своей бровкой и тыловым швом.

Однако чаще всего в эпохи относительной стабилизации уровня не происходило существенного и равномерного волнового выполаживания подводной поверхности. Аккумулятивно-абразионные процессы, несмотря на интенсивность и продолжительность, не могут полностью устранить различия в уклонах поверхности, унаследованные от предшествующей эпохи ее субазрального развития. Вместе с тем на каждом поперечном профиле склона (на значительном протяжении) эпоха относительной стабилизации фиксируется более выположенной зоной, чем соседние выше и ниже расположенные. Степень этой выположенности определяется литологическими особенностями рельефообразующих пород, тектоническими движениями и гидродинамической обстановкой.

Принципиальная генетическая общность, единый механизм формирования как классически выраженных террас, так и простого чередования на склоне зон разной крутизны позволяют рассматривать те и другие в качестве субаквальных элементов рельефа одного типа и использовать их при относительных датировках и синхронизации подводных поверхностей, а также при оценке их тектонических деформаций. До сих пор не установлен тот предел, за которым террасы теряют свой классический облик, "расплываются" на склоне и утрачивают право называться террасами. Чаще всего в практике как морских, так и наземных исследований выделяются террасы, в пределах которых площадки и уступы слабо различаются по уклонам, а границы между ними почти не прослеживаются и проводятся условно. Такое стремление разделить земную поверхность на составляющие ее грани рельефа даже там, где они плохо выражены, естественно, так как это единственный путь геоморфологического картографирования подобных районов и одно из направлений их морфоструктурного анализа. Однако это стремление должно быть методически подкреплено возможностью однозначной фиксации границ этих граней.

Метод отличительных линий позволяет решить данную задачу не только в тех редких районах или на тех глубинах, где "на глаз" видно, что подводная поверхность осложнена чередующимися зонами разной крутизны, но и там, где эти зоны визуально не могут быть обнаружены и тем более точно зафиксированы на всех видах гидрографических материалов. Этим расширяется реализация возможностей, которые обеспечиваются единым планетарно согласованным ходом колебаний уровня Мирового океана

(или отдельного замкнутого бассейна типа Каспийского моря) и горизонтальностью создаваемых при этом элементов рельефа для относительных датировок и синхронизации подводных поверхностей (Марков, 1974), а также для оценки знака и интенсивности тектонических движений.

Отличительные линии первого рода выделяются на картах уклонов или градиентов батиметрической поверхности в результате плановой корреляции зон с относительно пониженными и повышенными значениями уклонов, ориентированных параллельно основному направлению изобат. Если зона, более выположенная относительно соседних выше или ниже расположенных зон, образовалась в эпоху относительной стабилизации (или замедления подъема) уровня моря, то ее осевая линия или линия плановой корреляции минимальных (в данной зоне) уклонов отражает положение уровня, занимавшееся им наиболее длительное время в данную эпоху. Именно на этой глубине (или в этом узком диапазоне глубин) поверхность данной зоны была подвергнута наиболее продолжительной аккумулятивно-абразионной переработке и произошло наибольшее выполаживание. И наоборот, линия плановой корреляции максимальных уклонов в зоне относительно большей крутизны фиксирует наиболее кратковременное стояние уровня на фоне его ускоренного подъема.

Таким образом, анализ отличительных линий в разных районах шельфа СССР свидетельствует о том, что в выделяемых зонах разной крутизны уклоны меняются не только вдоль склона, но и поперек его. На каждом поперечном профиле в пределах каждой данной зоны они характеризуются экстремальными (минимальными — в зонах повышенных уклонов и максимальными — в зонах относительно низких уклонов) значениями. Точки с этими значениями обычно хорошо коррелируются в плане и расположены на линиях, субпараллельных основному направлению изобат. Данное обстоятельство приводит к выводу об одновременности и первичной горизонтальности каждой из этих линий на всем протяжении и позволяет использовать их при выявлении тектонических деформаций.

Отличительные линии второго рода выделяются в качестве линий плановой корреляции экстремальных значений градиентов изогradientной поверхности (Гзовский, 1971) или второй производной изменения глубин по линиям наибольшего свала глубин на подводных склонах. Морфологически зоны повышенных значений второй производной отражают перегибы подводных склонов, разделяющих грани рельефа с разной крутизной. Линии, коррелирующие ее максимальные значения, фиксируют линии выпуклых и вогнутых перегибов. Эти перегибы отражают смену этапов соответственно ускоренного развития трансгрессии на ее замедление и, наоборот, относительной стабилизации на резкий подъем уровня моря. Разделяющие зоны перегибов линии (постоянных уклонов) с минимальными значениями второй производной в изменении глубин маркируют такие глубины, на которых динамика эвстатического процесса меньше изменялась. На этих глубинах повышение уровня моря происходило со скоростью, более постоянной, чем в других диапазонах глубин.

Фиксации отличительных линий предшествует довольно длительный этап составления карт градиентов батиметрической и изогradientной поверхностей. Расчеты и наиболее трудоемкие построения, необходимые при применении метода отличительных линий, осуществляют с помощью ЭВМ. Основные преимущества использования вычислительной техники — это не только быстрое действие и резкое снижение объема технических операций, но и возможность применения этого метода на больших площадях поверхности дна в широком интервале глубин.

Указанная задача решалась при помощи комплекса обработки графи-

ческой информации, созданного во ВНИГРИ на базе ЭВМ "Минск-32". Кроме ЭВМ, комплекс включает кодирующее устройство планшетного типа "Шифратор-2" и графопостроитель "Атлас-2" с соответствующим программным обеспечением ввода, вывода и обработки графической информации (Омелин и др., 1978). Планшет "Шифратор-2" обеспечивает кодирование в полуавтоматическом режиме и вывод на перфолену для последующего ввода в ЭВМ условных координат отметок глубин, считываемых с фрагментов навигационных карт размерами до 600x800 мм, с точностью считывания координат $\pm 0,2$ мм. Графопостроитель "Атлас-2" по данным, выводимым из ЭВМ, обеспечивает построение батиметрической карты и карт градиентов батиметрической и изогradientной поверхностей. Максимальный размер поля вывода составляет 600x580 мм, аппаратные погрешности графических построений составляют $\pm 0,5$ мм.

В качестве эталонного участка выбран склон полуострова Мангышлак на Каспийском море. Этот выбор определяется морфологической простотой района, возможностью контроля полученных результатов материалами детальных работ (эхолотирования и геоакустического профилирования) ИГиРГИ (Лебедев и др., 1975) и нашими данными, полученными при ручном счете и построении карт градиентов батиметрической и изогradientной поверхностей. Район характеризуется выровненным аккумулятивно-абразионным рельефом подводного склона, почти полным отсутствием рыхлых отложений и выходами дочетвертичных пород в прибрежной зоне. С увеличением глубины мощность наносов, представленных разнозернистыми терригенно-ракушечно-оолитовыми песками, возрастает. Подводная поверхность в южной части района, а также на севере, имеет четкий перегиб бровки шельфа; в центральной части бровка шельфа менее четкая. Осложняющие формы прибрежной и субаэральной морфоскульптуры редки и сконцентрированы в основном в прибрежной зоне, за исключением террасовидных площадок на глубинах 29, 50 и 70 м.

Исходным материалом послужили крупномасштабные навигационные карты с отметками глубин, проставленными через 1,5 (до глубин 50 м) и 2,0 см (ниже глубин 50 м) в направлении наибольшего свала глубин и через 1,5–2,5 см – в направлении склона. Эта нерегулярная сеть отметок глубин, введенная при помощи "Шифратора-2" в ЭВМ, послужила основой для создания в машине регулярной сети (матричной модели), являющейся стандартной формой представления цифровой модели автоматической системы обработки информации во ВНИГРИ и основой для построения картографических документов на выходе. Чем плотнее сетка отметок глубин на навигационной карте, тем точнее осуществляется линейная интерполяция исходных значений.

С помощью "Шифратора-2" производится измерение считываемых координат относительно системы координат планшета. При вводе в ЭВМ эти координаты пересчитываются в координационную систему навигационной карты. Контроль осуществляется путем вывода их на графопостроитель в форме исходного документа. Вывод может быть осуществлен в системе координат "Шифратора-2" или в координатах навигационной карты.

Батиметрическая карта эталонного участка составлена на основании разработанной программы обработки двумерных функций UNIT-1¹ (язык программирования: ФОРТРАН-IV). Данная программа предназначена для построения регулярной сети значений функций двух переменных методом сплайн-интерполяции по произвольной совокупности точек наблюдений. Она вводит исходные данные и вычисляет значение функции с помощью сплайнов, которые строятся способом последовательных приближений.

¹ Программа UNIT-1, 2 разработана В.Е. Зверевым (ВНИГРИ).

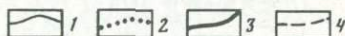
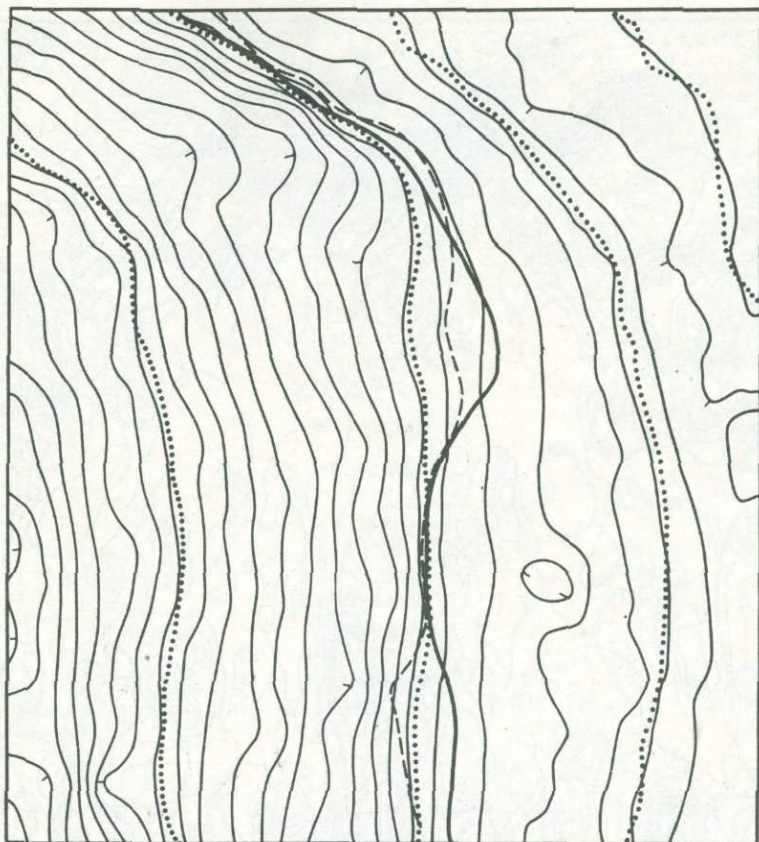


Рис. 1. Батиметрическая карта района м. Песчаного на Каспийском море, полученная с графопостроителя "Атлас-2"

Изобаты: 1 — полученные в результате линейной интерпретации на ЭВМ "Минск-32"; 2 — отрисованные на навигационной карте. Бровка шельфа: 3 — выделенная по данным эхолотирования и геоакустического профилирования ИГиРГИ; 4 — установленная в качестве линии выпуклого перегиба по методу отличительных линий

На эталонном участке зафиксирована хорошая сходимость рисовки изобат 20, 50, 100 и 200 м с их положениями на навигационной карте, где они проведены по значительно большему числу отметок, сосредоточенных на исходном планшете промера. Такая проверка показала (рис. 1) небольшой уровень "шума", возникший в результате аппаратных погрешностей и перевода нерегулярной сети отметок в матричную модель.

Градиенты батиметрической и изоградиентной поверхностей считались по программе UNIT-2, которая по значениям функции в узлах регулярной сети вычисляет значения градиентов этой функции по формуле $|\text{grad}Z| = \sqrt{(dz/dx)^2 + (dz/dy)^2}$. Градиенты рассчитываются в предположении, что функция в пределах ячейки сетки линейна. Вычисленные значения градиентов увеличены в 100 раз против действительных для повышения наглядности картографического изображения.

Карты градиентов батиметрической и изоградиентной (рис. 2) поверх-

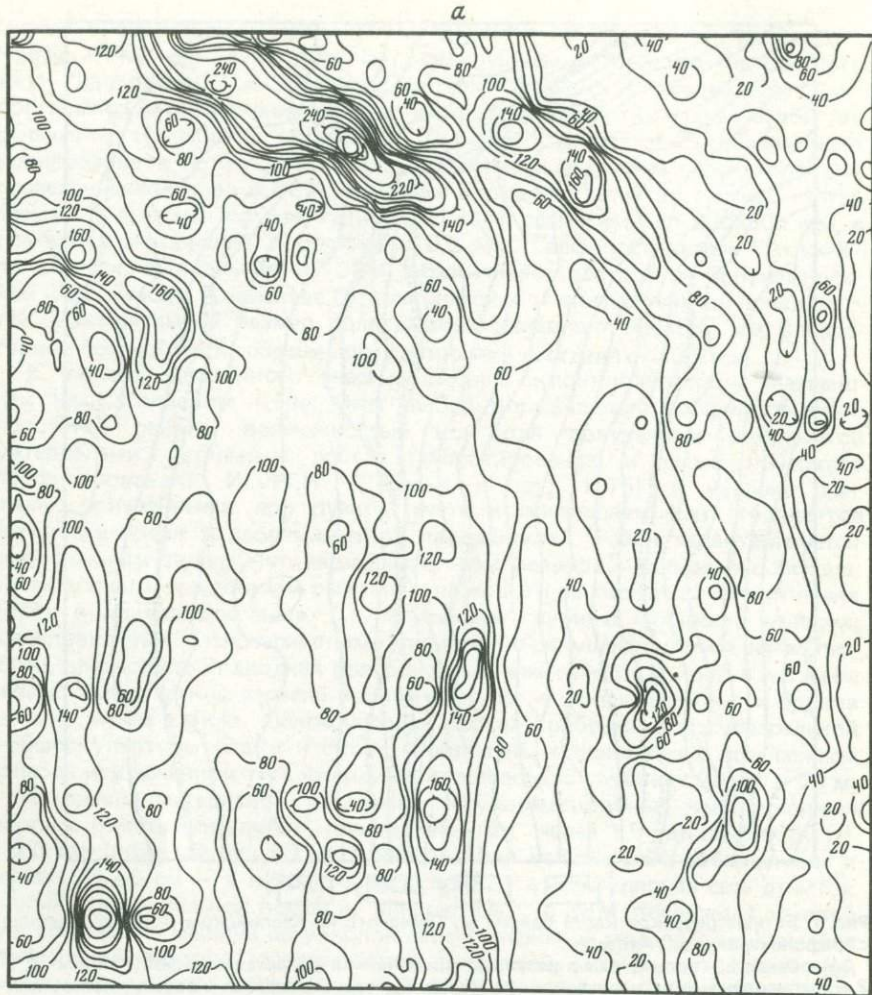
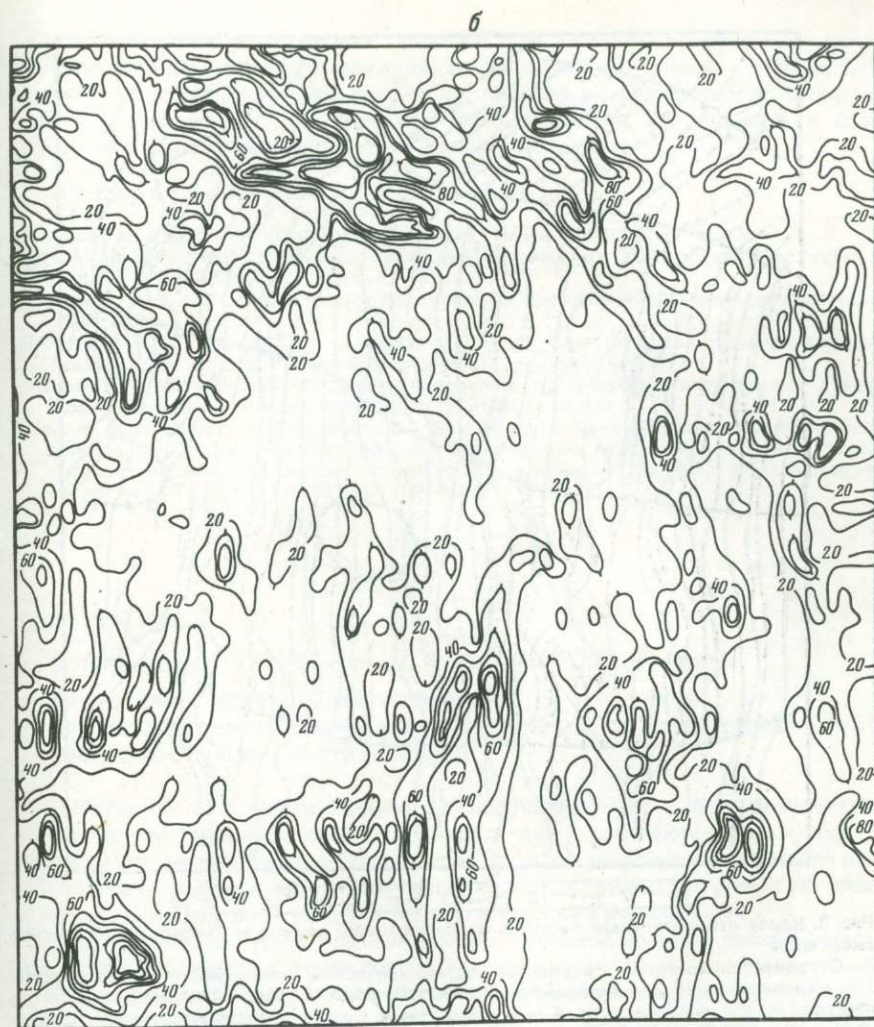


Рис. 2. Карта градиентов батиметрической (а), изоградиентной (б) поверхностей гипотетического участка Каспийского моря, полученных с графопостроителя "Атлас-2"

ностей так же, как батиметрическая карта, получены на графопостроителе с заданными сечениями линий равных значений этих параметров. Все они выполнены в масштабе исходной карты, характеризуются несколько разными рамками с одним общим (в данном случае — юго-западным) углом привязки.

При пофрагментной обработке карты вдоль каждой рамки фрагмента образуется зона краевых искажений, которая обусловлена алгоритмом интерполяции или вычисления градиента и ширина которой определяется как самим алгоритмом, так и густотой регулярной сети при заданном масштабе (в нашем случае ширина этой зоны составила около 3 см при шаге сети на плане 1 см). Такие зоны необходимо исключать из рассмотрения или принимать с учетом возможных ошибок. Для уменьшения влияния



краевого эффекта необходимо фрагменты карт выбирать с перекрытием или обрабатывать фрагменты максимального размера, что определяется объемом оперативной памяти ЭВМ.

На картах градиентов остается путем плановой корреляции по соответствующим правилам (Ласточкин, 1978) провести отличительные линии (рис. 3). Удобство использования ЭВМ и графопостроителя "Атлас-2" заключается в том, что для участков потери корреляции (с редкими изолиниями) можно увеличить число изолиний градиентов за счет уменьшения сечения между ними. Это может осуществляться вплоть до полного выявления корреляции, если таковая имеется и может быть обнаружена при данной точности исходного материала и уровня погрешностей.

Проверка полученных результатов показала, в частности, что бровка шельфа, выделенная в качестве отличительной линии второго рода (выпук-

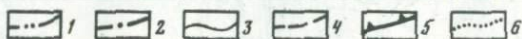
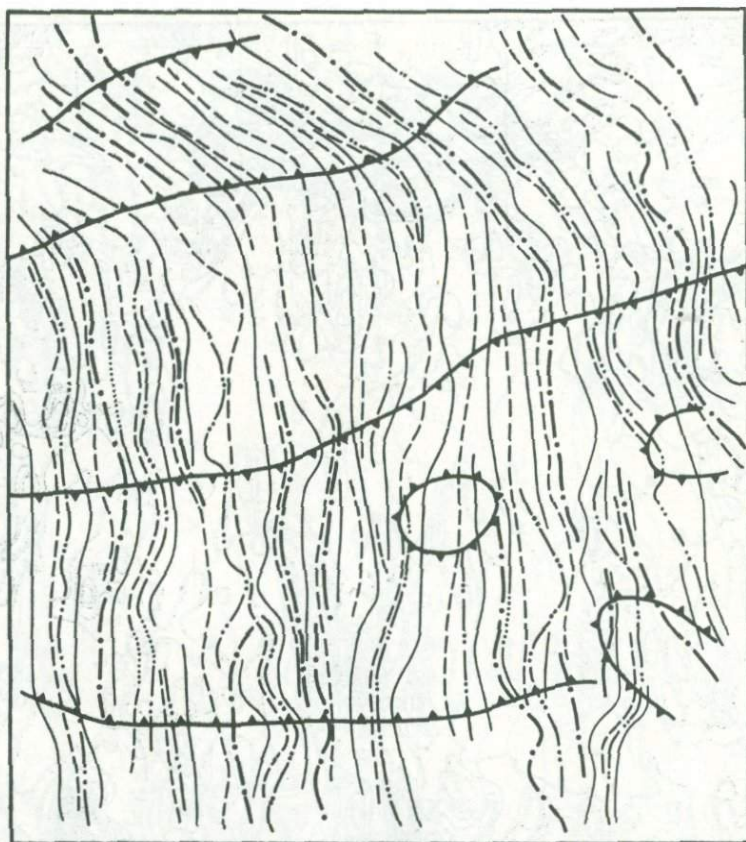


Рис. 3. Карта отличительных линий и их деформаций района м. Песчаного на Каспийском море

Отличительные линии градиентов батиметрической поверхности первого рода: 1 — максимальных; 2 — минимальных; второго рода: 3 — максимальных градиентов изогradientной поверхности; 4 — минимальных градиентов изогradientной поверхности; 5 — границы зон отрицательных тектонических деформаций отличительных линий; 6 — предположительные линии градиентов

лого перегиба), удовлетворительно совпадает с ее действительным расположением, установленным по данным детального эхолотирования и геоакустического профилирования (см. рис. 1). К наиболее четко выраженной на эталонном участке и выделенной по этим данным террасе на глубинах около 70 м приурочено семейство соответствующих ее элементам (уступу, площадке, бровке и тыловому шву) протяженных отличительных линий первого и второго родов.

Выявление тектонических деформаций отличительных линий на данной территории осуществлялось путем использования простого приема наложения последних на батиметрическую карту и анализа плановых соотношений изобат и отличительных линий. Направление увеличения глубины на каждой линии фиксировалось в тех местах, где серия смежных изобат пересекала под острым углом совокупность отличительных линий.

В результате этого на эталонном участке выявлены положительные

и отрицательные деформации. Участки, где отличительные линии испытывали отрицательные деформации, преобладают по площади и объединяются в крупные зоны (см. рис. 3). Близ южной рамки вырисовывается самая северная часть Песчанномысского поднятия. Выделенные к северу от него деформации тяготеют к Сегендыкскому прогибу.

Л и т е р а т у р а

- Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 242 с.
- Ласточкин А.Н. Комплекс геолого-геоморфологических исследований на суше и шельфе. — Тр. ВНИГРИ, 1977, вып. 393, с. 7—39.
- Ласточкин А.Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л.: Недра, 1978. 247 с.
- Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Кулакова Л.С. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1975. 127 с.
- Марков К.К. Материковое оледенение и морские трансгрессии в плейстоцене. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 42, с. 18—27.
- Омелин В.М., Королева Е.С., Охотин С.Н. и др. Комплекс обработки геологической информации на ЭВМ и его возможности при решении геологических задач. — В кн.: Автоматизированные системы обработки для решения типовых задач нефтяной геологии. — Тр. ВНИГРИ, 1978, с. 109—123.

УДК 528.94 (262.81)

В.И. Кравцова, О.К. Леонтьев, Л.А. Ушакова, Л.М. Шипилова

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАСПИЯ

Внедрение в практику научно-исследовательских работ результатов космических съемок земной поверхности для геоморфологических исследований открывает новые возможности. Это особенно перспективно для изучения геологического строения и геоморфологии труднодоступных районов, к которым иногда могут быть отнесены и морские мелководья.

Так, например, из-за исключительной мелководности северо-восточная часть Каспийского моря почти недоступна для судовых обследований, а наблюдавшиеся сгонно-нагонные явления, обусловившие образование здесь пояса непроходимых осушек и влажных солончаков, делают невозможным изучение обширных мелководных пространств с суши. Поэтому для исследования этого района особое значение имеют космические снимки, особенно материалы многозональной съемки.

Многозональная съемка, выполняемая одновременно в нескольких спектральных диапазонах, предоставляет для изучения мелководных акваторий особенно большие возможности. В ряде случаев она позволяет разделять объекты, изображения которых в широком спектральном диапазоне могут быть очень близкими или даже неразличимыми. Лучи различных диапазонов длин волн способны проникать на разную глубину в толщу воды — от нескольких микрон в ближнем инфракрасном диапазоне до 20 м (в случае очень прозрачных вод — 40 м) в зеленой и голубой зонах видимого спектра. Это позволяет использовать многозональную съемку как средство дифференцированного оптического проникновения в водную толщу на различную глубину. Поэтому в случае прозрачных вод и простого строения дна, не занятого донной растительностью, многозональные снимки можно использовать для батиметрического картографирования. При слож-

ном строении дна по многозональным снимкам возможно последовательное изучение различных элементов его ландшафта (грунтов, растительности и др.) или донных объектов, находящихся на разной глубине.

Район северо-восточного Каспия охвачен многозональной съемкой с космических кораблей "Союз-12" и "Союз-22". Снимки, полученные с "Союза-12" в сентябре 1973 г. (масштаб 1:8 000 000, разрешение 100–150 м), захватывают район полуостровов Мангышлак и Бузачи до залива Комсомолец, а съемка с "Союза-22" в сентябре 1976 г. (масштаб 1:2 000 000, разрешение 20–60 м) покрывает район от дельты Урала до залива Комсомолец. Частичное перекрытие съемочных материалов обусловило возможность использования более детальных снимков с "Союза-22" для отработки дешифровочных признаков различных объектов на снимках с "Союза-12" и выполнения детального дешифрирования в пределах всего изучаемого района.

Материалы двух съемочных маршрутов с обоих космических кораблей упрощенно трансформированы и сведены в единую фотокарту масштаба 1:500 000, которая послужила основой для картографического оформления результатов дешифрирования и составления серии взаимно увязанных карт. Для дешифрирования использована серия черно-белых снимков в спектральных диапазонах и полученных по ним цветных синтезированных снимков.

Эти снимки, представляющие уникальный съемочный материал, впервые за долготлетнюю историю изучения Каспия открыли исследователям целый комплекс компонентов подводного ландшафта — разные по цвету и составу грунты (от серо-голубых до желто-оранжевых тонов), темно-бурые пятна донной растительности — заросли морской травы zostеры и водорослей, среди которых могут быть выделены заросли с различным проективным покрытием. Фотоизображения различных типов грунтов и донной растительности позволяют выявлять и закартировать такие формы донного рельефа, как затопленные древние русла Эмбы и Урала, подводные валы, банки, и обнаружить широкое распространение ранее не отмеченных на геоморфологических морских картах подводных форм, которые при более детальном изучении оказались аккумулятивными гривами, группирующимися в кулисообразные серии в виде нескольких вытянутых параллельно берегу подводных гряд.

При дешифрировании материалов многозональной космической съемки различия в яркости изображения объектов в разных спектральных диапазонах позволяют выделить зону осушки и действия максимальных нагонов, отдешифрировать древние береговые линии и установить положение современной береговой линии (что для исключительно отмелого северо-восточного побережья Каспия далеко не простая задача), отдешифрировать границы распространения различных грунтов, донной растительности, геоморфологических объектов и др. Так, например, по снимкам в ближнем инфракрасном диапазоне надежно устанавливается граница вода-суша и зона морской осушки на момент съемки, а снимки в более коротковолновых зонах позволяют отдешифрировать прежние уровни водоема по ландшафтному и геоморфологическим признакам. Хорошо, в частности, дешифрируются береговые линии Каспия 1929, 1940, 1973, 1976 гг.

Серия снимков в разных спектральных диапазонах дает возможность последовательного "послойного" изучения форм донного рельефа, прежде всего — гривисто-ложбинного рельефа шалыг. Если на снимках в ближней инфракрасной зоне фиксируются лишь островные части шалыг в виде узких белых полос, то на снимках в красной зоне спектра хорошо видны узкие светлые полосы подводных грив, протянувшихся на 3–4 км каж-

дая, причем, в этой зоне изображаются лишь верхние пригребневые части грив. Использование снимков в более коротковолновых зонах дает возможность изучить склоны грив, лежащих на большой глубине. В наиболее коротковолновой голубой зоне видны темные контуры отрицательных форм рельефа между гривами — “межшалыжных” понижений, частично занятых донной растительностью, хотя сами гривы, их привершинные части на этих снимках не прослеживаются. Таким образом, использование всей серии зональных изображений дает возможность “прозондировать” весь комплекс форм рельефа — и положительных, и отрицательных, — и получить полное представление об их строении.

В результате дешифрирования снимков с космических кораблей составлена серия тематических карт северо-восточного Каспия, включающая карты рельефа дна [геоморфологическая карта, которая в черно-белом варианте представлена в виде двух карт — типов (рис. 1) и форм (рис. 2) подводного рельефа], донных отложений (рис. 3) и подводных ландшафтов.

В результате дешифрирования снимков на геоморфологической карте в пределах изучаемой акватории выделено несколько районов, отличающихся по геоморфологическому строению. Первый охватывает мелководную зону с глубинами до 3 м, протянувшуюся широкой полосой вдоль восточного берега от п-ова Пешной до залива Комсомолец и несколько более узкой — вдоль северного берега п-ова Бузачи. Этот район характеризуется развитием форм донного рельефа, связанных с действием сгонно-нагонных и волновых процессов. Следующий район соответствует впадине, известной под названием “Уральская бороздина”. Это более глубоководная часть дна (с глубинами до 8 м) относится к зоне действия преимущественно волновых процессов. Кроме того, данный район характеризуется наличием реликтовых форм рельефа субаэрального происхождения. По космическим снимкам здесь прослеживается сложная система русел р. Урал. Далее выделяются район обширной отмели архипелага Тюленьих островов и район подводного берегового склона п-ова Тюб-Караган с прилегающей к его подножию впадиной, известной под названием “Мангышлакская бороздина”.

Карта донных отложений составлена по цветным синтезированным снимкам. При этом тип донных отложений определялся по пробам грунта или по материалам ранее выполненных грунтовых съемок, а экстраполяция значений и проведение границ распространения донных отложений разного типа осуществлялись по снимкам.

На карте выделено 6 разновидностей грунтов, комплексная характеристика которых включает: тип донных отложений, генезис, цвет, крупность основного материала, примеси. Карта отображает картину распространения грунтов с значительно большей детальностью и достоверностью, чем карты, составленные ранее по материалам грунтовых съемок без использования космических снимков. Такая характеристика, как цвет грунта, впервые дается благодаря применению цветных синтезированных снимков с космического корабля “Союз-22”.

Карта хорошо передает основные закономерности распределения донных отложений: более грубые песчано-ракушечные грунты располагаются по периферийной мелководной части исследуемой акватории. Наблюдается постепенный переход к мелкозернистым песчаным и песчано-илистым отложениям на более глубоких участках. Впервые выделены илистые отложения на лагунных участках прибрежной зоны, занятых донной растительностью, черные органогенные илы — в местах развития харовых водорослей и зоны развития желтого ракушечного детрита в мелководной

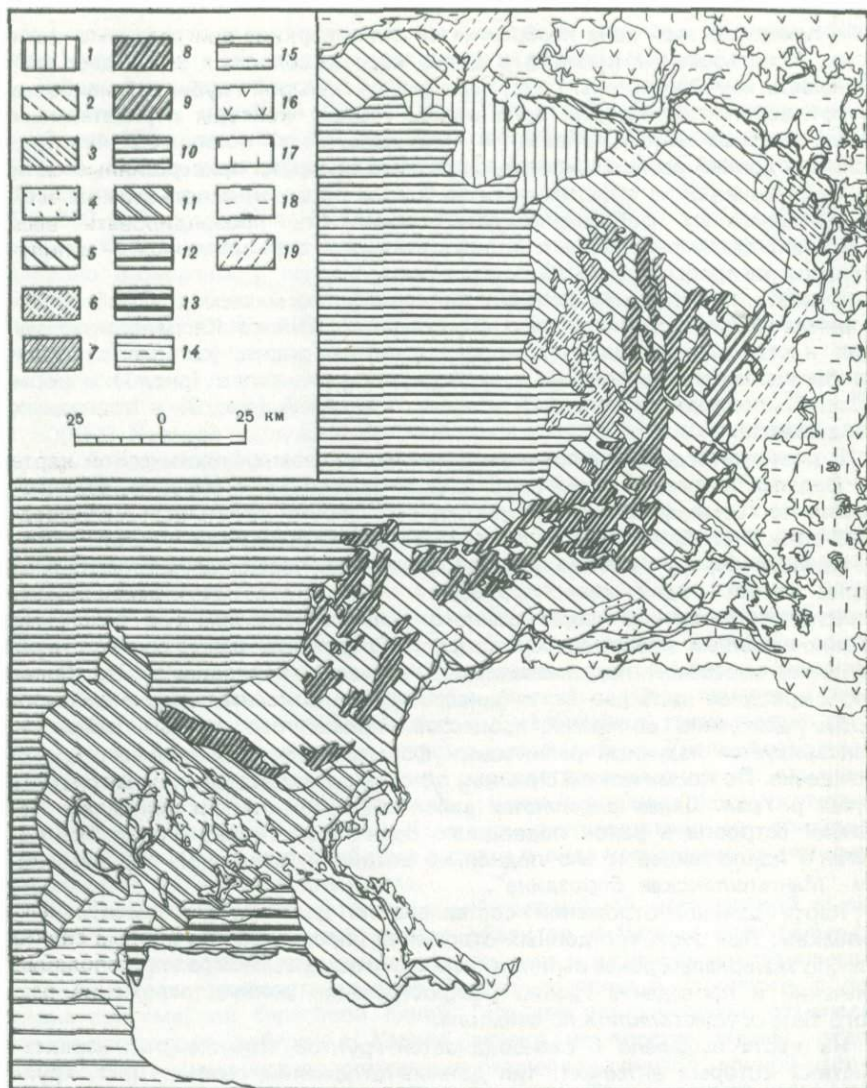


Рис. 1. Типы рельефа дна северо-восточной части Каспия

Донный рельеф. Рельеф аллювиально-морского происхождения: 1 — плоская равнина приустьевоего взморья р. Урал, расчлененная подводным продолжением дельтовых проток (банчин), подверженная воздействию сгонно-нагонных и волновых процессов. Рельеф морского происхождения: 1 — плоская нерасчлененная прибрежная равнина ветровой осушки, сформированная под воздействием сгонно-нагонных явлений, 2 — площадь осушки при наиболее частых сгонах, 3 — площадь осушки на момент съемки, 4 — прибрежные отмели, сформированные при участии волновой аккумуляции; 11 — волнисто-грядовая аккумулятивная равнина, сформированная волновыми процессами при участии сгонно-нагонных явлений; 5 — плоская и слабоволнистая аккумулятивная равнина (а); равнина с крупными продольными возвышениями типа "песчаных гряд", предположительно сформированными нагонными течениями и усложненными сериями параллельных гряд (шалыги) и межгрядных понижений, формирующихся под воздействием волновых процессов и сгонно-нагонных явлений (б), 6 — участки развития подводных шалыг и ложбин в начальной стадии формирования на значительных глубинах, 7 — участки развития

(глубина 1–2 м) части водоема на участках формирования гривисто-ложбинного рельефа шалыг.

Как уже упоминалось, наиболее яркая черта донного рельефа северо-восточного Каспия — наличие нескольких широких линейно вытянутых гряд, усложненных поперечными гривами типа песчаных волн. Эти гривы носят местное название "шалыги". О существовании в пределах прибрежного мелководья большого числа песчано-ракушечных узких островков — шалыг было известно давно. По аэровизуальным наблюдениям, проведенным КаспНИРХом, нанесено на морскую карту до 50 выступающих из-под воды гребней шалыг. Но только космические снимки дали возможность увидеть всю картину целиком, а не отдельные ее фрагменты. Оказалось, что число шалыг значительно превышает известное, так как над поверхностью воды выступает едва ли не 1/20 часть от их общего числа. Фотокарта, смонтированная из космических снимков, позволила увидеть в расположении шалыг строгую закономерность. На участке от устья р. Урал до залива Комсомолец отдельные островки группируются в гряды, продольные оси которых параллельны одна другой и в общих чертах повторяют контуры береговой линии. Вдоль северного берега п-ова Бузачи число гряд меньше. Оси их сначала субпараллельны общему контуру берега, но после резкого поворота ориентируются вдоль северного края отмели Тюленых островов.

Визуальные обследования с вертолета показали, что шалыги имеют асимметричный профиль. В плане гребень шалыги имеет слегка изогнутую серповидную форму. Дистальные окончания загнуты в сторону пологого склона. Понижения между соседними шалыгами в ближайшей к берегу гряде широкие и часто сливающиеся между собой, заняты водной растительностью. Шалыги в более мористых грядах отстоят одна от другой на меньшие расстояния. Понижения между ними узкие и изолированные. С удалением от берега изменяется и ориентировка шалыг относительно оси гряды. На мелководных участках они ориентированы к ней под острым углом, тогда как в более мористых грядах почти строго перпендикулярны к ее продольной оси.

Развитие гривистого рельефа на значительных пространствах дна говорит о том, что он создан процессами, едиными для этой части Каспийского водоема, а морфологические особенности отдельных гряд свидетельствуют лишь о различии в протекании процесса на разных глубинах, а также, вероятно, о разном возрасте отдельных гряд.

Известно, что донный рельеф самой мелководной части Каспия — его северо-восточного угла — формируется под воздействием сгонно-нагонных течений (Леонтьев, 1961). Чрезвычайная мелководность водоема сказыва-

шалыг и межгривных понижений в стадии их окончательного оформления на значительных глубинах, 8 — участки развития подводных и островных шалыг с широкими сливающимися межгривными понижениями на значительных глубинах, 9 — участки развития реликтовых островных шалыг с узкими изолированными межгривными понижениями на малых глубинах; III — плоская и слабоволнистая аккумулятивная равнина, сформированная волновыми процессами: 10 — с реликтовыми руслами Пра-Урала и Пра-Эмбы, 11 — с неровностями дна структурного происхождения; с неровностями дна, обусловленными погребенным эрозионным рельефом; 12 — склоны эрозионной ложбины, 13 — днище эрозионной ложбины; IV — наклонная равнина подводного берегового склона, сформированная волновыми процессами; 14 — пологонаклонная аккумулятивная равнина, 15 — наклонная абразионно-аккумулятивная равнина. Рельеф прибрежной суши. Поверхность суши, освобожденная из-под уровня моря: 16 — после 1929 г. (терраса 1929 г.), 17 — после 1940 г. (терраса 1940 г.), 18 — после 1973 г., 19 — зона современных наиболее частых нагонов

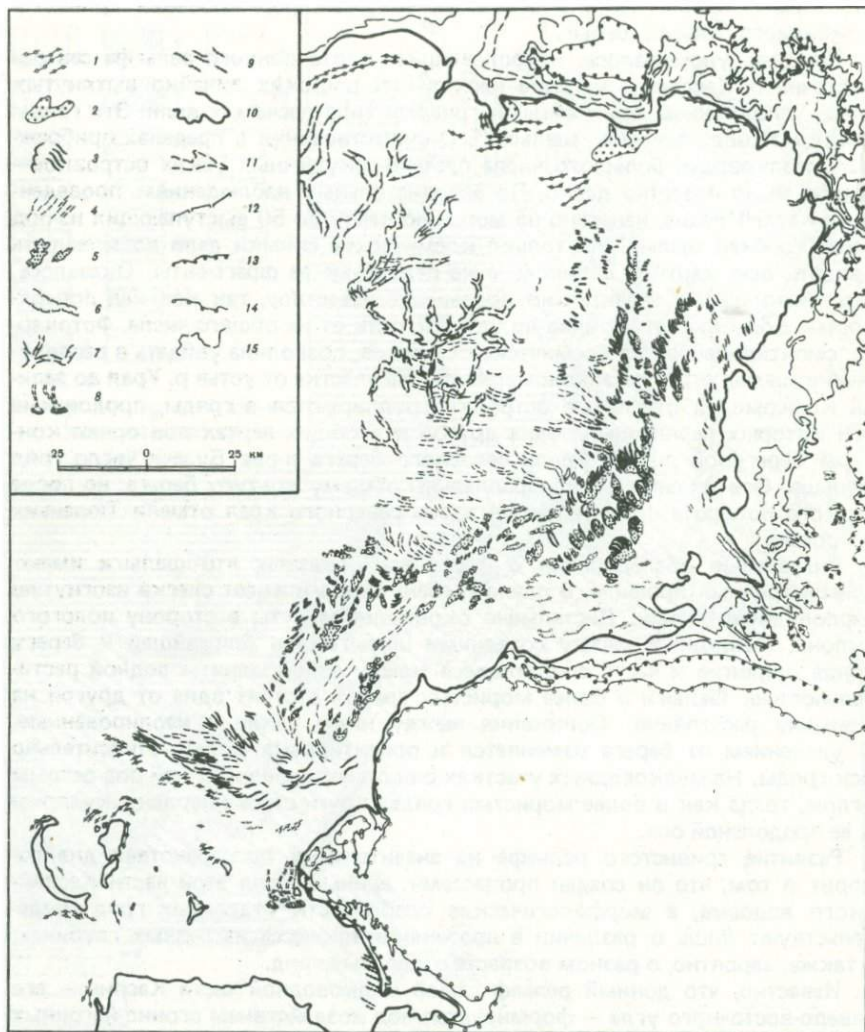


Рис. 2. Формы рельефа дна северо-восточной части Каспия

Формы донного рельефа: 1 — подводные валы; 2 — банки и отмели комплексного происхождения; 3 — гребни грив (шалыг) сформированные; 4 — гребни грив (шалыг) в начальных стадиях формирования; 5 — межгривные понижения; 6 — современные эрозийные ложбины, сформированные сгонно-нагонными процессами; 7 — реликтовые русла; 8 — подводные дельты (конусы выноса) и питающие их ложбины, сформированные сгонно-нагонными процессами; 9 — песчаные гряды, сформированные волнениями и сгонно-нагонными процессами. Береговые линии: 10 — соответствующая урезу — 28,9 м на момент съемки 19 сентября 1976 г.; 11 — современное положение при нагонах разного уровня; 12 — соответствующая уровню моря — 28,7 м (1973 г.) и современному положению при максимальных сгонах; 13 — реликтовая, соответствующая уровню моря — 27,8 м (1940 г.); 14 — реликтовая, соответствующая уровню моря — 26 м (1929 г.); 15 — границы морской осушки на момент съемки 19 сентября 1976 г.

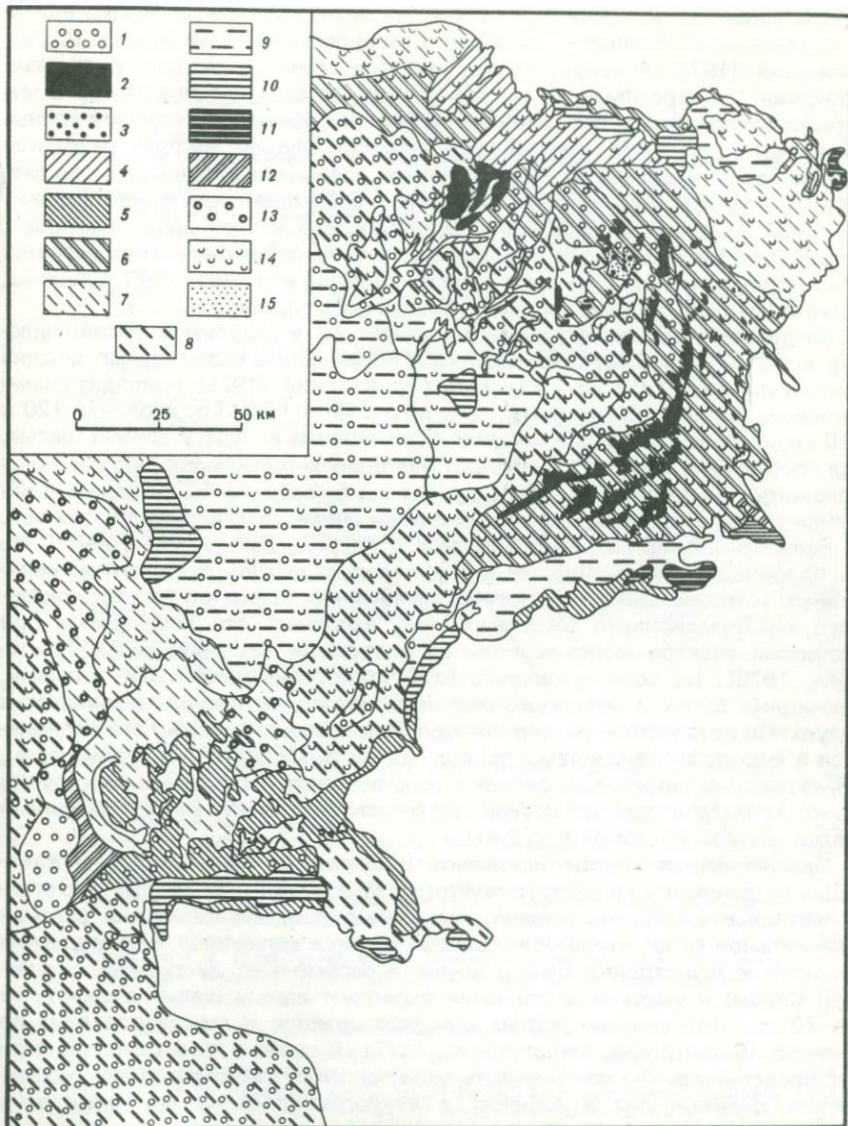


Рис. 3. Донные отложения северо-восточной части Каспия

Основные грунты: 1 — ракушка целая; 2 — детрит ракушечный крупный; 3 — детрит ракушечный мелкий; 4 — песок терригенный полимиктовый средне- и мелкозернистый; 5 — песок ракушечный крупнозернистый; 6 — песок ракушечный крупно- и среднезернистый; 7 — песок ракушечный средне- и мелкозернистый; 8 — песок ракушечный мелкозернистый илестый; 9 — ил; 10 — ил пелитоморфный; 11 — ил органогенный; 12 — глина. Примеси: 13 — ракушка целая; 14 — ракушка битая; 15 — песок крупнозернистый

вается здесь как на характере волнообразования и трансформации волнения, так и на особенностях развития и распространения нагонов. Н.Д. Герштанский (1978) приводит схемы развития сгонов и нагонов у отмелых побережий, построенные на основе анализа массового эмпирического материала. Установлено, что профиль нагонного уровня имеет форму волны, самая высокая точка которой (критическая глубина нагона) находится на некотором удалении от уреза. В случае, если нагон развивается по схеме — быстрый подъем уровня и медленный спад, возможно опрокидывание нагонной волны. При этом, как следует из теории нелинейных волновых движений (Алиханов и др., 1971), должно быть соблюдено такое условие: отношение амплитуды волны к глубине больше или равно 0,45. Глубины, на которых развиты шалыги, лежат в пределах от 1,5 до 3 м.

Следовательно, амплитуда нагонной волны, в результате опрокидывания которой возникают предпосылки к образованию серии шалыг, должна иметь величину от 0,6 до 1,3 м. Н.Д. Герштанский (1978) приводит схему изолиний нагонов, возможных 1 раз в год. Интересно, что изолинии 120 и 110 см хорошо совпадают с двумя ближайшими к берегу зонами шалыг, где гребни грив зачастую выступают над поверхностью воды. Можно предположить, что изолинии нагонов других высот совпали бы с продольными осями гряд, выявленных по космическим снимкам к западу от этих зон.

Если отношение амплитуды волны к глубине больше или равно 0,45, то процесс взаимодействия ее с дном следует считать существенно нелинейным и можно ожидать различных нелинейных эффектов типа вынужденного комбинационного рассеяния, как, например, это наблюдается при рассеянии спектра морских волн на подводных песчаных валах (Шипилова, 1976). Но если подводные валы образованы ветровыми волнами, имеющими длину в несколько десятков метров, то шалыги возникают в результате воздействия на дно гораздо более длинной волны. Это проявляется в масштабе всей системы подводных песчаных форм: подводные валы, образованные ветровыми волнами, обычно располагаются в нескольких десятках метров одна от другой, тогда как расстояние между соседними шалыгами колеблется от 1 до 2 км.

Однако нельзя совсем исключить волнение из ряда факторов, влияющих на динамику грядово-гривистого рельефа, хотя бы потому, что сгонно-нагонные колебания уровня, вызванные продолжительными ветрами значительной силы, неизбежно сопровождаются волнением. Роль волнения сводится к перестройке гребня шалыг и особенно их дистальных окончаний. Слабые и умеренные волнения вызывают намыв шалыг в высоту на 50–70 см. При сильных ветрах они размываются и смещаются вниз по течению (Скриптунов, Герштанский, 1970). В связи с этим большой интерес представляла бы возможность сопоставления разновременных космических снимков для выявления и картографирования динамики этих интересных форм рельефа дна.

Л и т е р а т у р а

- Алиханов С.Г., Белан В.Г., Кичигин Г.Н. и др. Исследование ударных ионных волн в бесстолкновительной плазме. — Журн. эксперим. и теорет. физики, 1971, т. 60, вып. 3, с. 982–992.
- Герштанский Н.Д. Исследование и расчет сгонно-нагонных колебаний уровня воды Северного Каспия: Автореф. дис. ... канд. наук. М.: ГОИН, 1978.
- Леонтьев О.К. Донный рельеф Северного Каспия и его возможная связь с тектоническими зонами юго-запада Прикаспийской низменности. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 6, с. 16–20.
- Скриптунов Н.А., Герштанский Н.Д. Некоторые черты современной прибрежной зоны восточной части Северного Каспия. — Сборн.: работ Астраханской ГМО, 1970, вып. 1, с. 132–163.
- Шипилова Л.М. Исследование взаимодействия морских волн с песчаным дном в зоне подводных валов. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1976, № 1, с. 78–85.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Сейсмические исследования и тектоника Каспийского моря	
Агамирзов Р.А., Гюль Э.К. Сейсмотектоника Каспийского моря и особенности сейсмогенных зон	5
Султанова З.З., Раджабов М.М. Сейсмичность Каспийского моря и ее связь с глубинным строением	10
Гасанов И.С., Андреев Л.И., Ганбаров Ю.Г., Метакса Х.П., Касумова А.Н., Кулиева А.Р. Разломная тектоника Южного Каспия	15
Шихалибегили Э.Ш., Григорьянц Б.В. Основные черты структуры и возрастные соотношения фундамента и осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине	22
Ахмедбегили Ф.С., Алиева Л.И., Каспаров В.А., Широков О.Н. Плейстоценогоценовая тектоника Южно-Каспийской впадины	29
Ализаде А.А., Ганбаров Ю.Г., Джафаров З.Ф. Методика и геологические результаты региональных сейсмических исследований Среднего и Южного Каспия	36
Геология Каспийской впадины	
Султанов А.Д., Пашалы Н.В., Сулейманова С.Ф., Кравчинский З.Я., Клячко Н.В., Сераджалинская Т.М. О сопоставлении средне-верхнеплиоценовых отложений западного и восточного шельфов Южного Каспия по данным литологии	43
Никишин А.В. Седиментационная ритмичность среднеплиоценовых отложений северо-западного и северного бортов Южно-Каспийской впадины	49
Гурский Ю.Н. О результатах комплексных геолого-геохимических исследований на шельфе Каспийского моря	53
Джабаров Х.С. Палинологическая характеристика отложений среднего и верхнего плиоцена на шельфе Южного Каспия	61
Лебедев Л.И., Кулакова Л.С. Новые данные о грязевом вулканизме Южного Каспия	65
Якубов А.А., Дадашев Ф.Г., Мехтиев А.К. Закономерности размещения грязевых вулканов на дне Каспийского моря	70
Вопросы нефтяной геологии Каспийского моря	
Юсуфзаде Х.Б. Современное состояние и перспективы развития добычи нефти и газа на Каспийском море	73
Геодекян А.А., Берлин Ю.М., Пуляк В.Л., Троцюк В.Я. Нефтегазообразование и возможные зоны нефтегазоаккумуляции в пределах Среднего Каспия	77
Керимов К.М. Методика и результаты исследований зон с аномально высокими пластовыми давлениями	82
Усанов Г.М., Едигарян З.П., Горчилин В.А. Особенности строения и результаты поисково-разведочных работ в западной части Челекено-Ливановской зоны поднятий	86
Гасанов Г.Ю., Аскеров Т.Б., Сулейманов А.И., Алиев Н.А. Некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований Каспийского моря и их значение в комплексе поисково-разведочных работ на нефть и газ	90
Варуценко С.И. Структурная интерпретация рельефа дна Каспия для нужд нефтяной геологии (район Западно-Прикарбонной структурной террасы)	93
Геоморфология и колебания уровня Каспийского моря	
Белевич Е.Ф. Колебания уровня Каспия и развитие аванделты Волги (к истории развития волжской аванделты)	98
Русakov Г.В. Современные геоморфологические процессы в аванделте Волги	103
Велиев Х.А. Современная динамика и морфология Шаховой косы	105
Векилов Б.Г. Основные палеонтологические особенности антропогенных отложений западного побережья Каспийского моря в пределах Азербайджана	111
Хрипунов И.А. Некоторые процессы осадкообразования в Северном Каспии, связанные с регулированием стока рек	117
Свиточ А.А., Янина Т.А. О времени хвалынской трансгрессии Каспия (по данным абсолютного датирования)	122
Тагиев З.Б., Андреев Л.И., Касумова А.Н., Иманова З.А. Возможности изучения акустическим методом геоморфологии шельфовых зон Каспийского моря	127
Зинченко А.Г., Пасточкин А.Н., Омелин В.М. Результаты анализа отличительных линий при геоморфологических исследованиях Каспийского моря	131
Кравцова В.И., Леонтьев О.К., Ушакова Л.А., Шипилова Л.М. Применение космических снимков при составлении геоморфологических и литологических карт северо-восточной части Каспия	139

УДК 550.343.4

Агамирзоев Р.А., Гюль Э.К. Сейсмотектоника Каспийского моря и особенности сейсмогенных зон. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На основании количественного анализа сейсмической активности и распространения эпицентров землетрясений в Каспийском море выделены четыре сейсмические зоны и сейсмогенные структуры, с которыми связаны землетрясения. Даны их краткие характеристики и описаны сейсмогенетические особенности. Отмечено, что периоды повышенной сейсмичности Каспийского моря совпадают с периодами смены направления тектонических движений. Указывается на прямую зависимость между сейсмичностью и амплитудой размаха тектонических движений на границе между платформой и геосинклиналью.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. с. 9—10 (7 назв.).

УДК 550.343.4

Султанова З.З., Раджабов М.М. Сейсмичность Каспийского моря и ее связь с глубинным строением. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены особенности сейсмичности акватории Каспийского моря и ее связь с глубинным строением. Показано, что высокоскоростная область изменения граничных скоростей по поверхности консолидированной коры, расположенная в пределах Южно-Каспийской впадины и относящаяся к субкравчинскому типу земной коры, характеризуется асейсмичностью.

Ил. 3. Библиогр. с. 15 (9 назв.).

УДК 551.2.24

Гасанов И.С., Андреев Л.И., Ганбаров Ю.Г., Метакса Х.П., Касумова А.Н., Кулиева А.Р. Разломная тектоника Южного Каспия. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Приводится новая схема разломной тектоники Южно-Каспийской впадины. Освещены геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристики основных разломов на основе разработанной классификации. Определено их тектоническое значение и особенности истории формирования. Установлен блоковый характер строения Южно-Каспийской впадины и уточнено ее тектоническое районирование.

Ил. 1. Библиогр. с. 21 (15 назв.).

УДК 551.263.037 (479.24—13)

Сихалибейли Э.Ш., Григорьянц Б.В. Основные черты структуры и возрастные соотношения фундамента и осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Отсутствие гранитного слоя в разрезе земной коры Южно-Каспийской впадины объясняется большими (до 25 км) мощностями малоплотной преимущественно кайнозойской осадочной толщи и в основном вулканогенным составом мезозойских пород, физические свойства которых позволяют рассматривать их в составе консолидированной коры.

Поверхностная складчатая структура периферийного обрамления Южно-Каспийской впадины рассматривается как наложенная или инверсированная, возникшая в результате горизонтальных перемещений пород кайнозойского выполнения прогибов в структуре поверхности консолидированной коры.

Ил. 3. Библиогр. с. 28—29 (14 назв.).

УДК 551.24.794 (479.24—13)

Ахмедбейли Ф.С., Алиева Л.И., Каспаров В.А., Ширинов О.Н. Плейстоцен-голоценовая тектоника Южно-Каспийской впадины. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Тектоника плейстоцен-голоценовых слоев Южно-Каспийской впадины характеризуется в основном унаследованностью структуры плиоценового комплекса. Однако по геолого-геоморфологическим и батиметрическим данным фиксируются новообразованные элементы тектоники, выраженные только в четвертичных слоях. Об этом же свидетельствует распределение мощностей последних. Неотектоническая напряженность для отдельных зон впадины

ны резко меняется — выделяются зоны (по условной 5-балльной шкале) минимальной, малой, средней, большой и максимальной напряженности.

Ил. 3. Библиогр. с. 35 (7 наз.).

УДК 550.34.038+343.4

Ализаде А.А., Ганбаров Ю.Г., Джафаров З.Ф. *Методика и геологические результаты региональных сейсмических исследований Среднего и Южного Каспия.* — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Приводятся результаты сейсмических наблюдений, выполненных методом отраженных волн (СЦЛ) на региональных профилях в Среднем и Южном Каспии. Описывается характер изменения волновой картины и его связь с геологическим строением различных районов Каспийского моря. Освещается региональная тектоника Среднего и Южного Каспия по данным выполненных сейсмических наблюдений.

Ил. 4.

УДК 551.35 (262.8)

Султанов А.Д., Пашалы Н.В., Сулейманова С.Ф., Кравчинский З.Я., Кляцко Н.В., Сараджалинская Т.М. *О сопоставлении средне-верхнеплиоценовых отложений западного и восточного шельфов Южного Каспия по данным литологии.* — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На основании петрографического изучения кернового материала, физических свойств пород и каротажных диаграмм рассмотрены литологические особенности средне-верхнеплиоценовых отложений западного и восточного шельфов Южного Каспия, дано их сопоставление, показано сохранение благоприятных пород-коллекторов продуктивной и красноцветной толщ на больших глубинах.

Ил. 1. Библиогр. с. 48—49 (15 наз.).

УДК 551.35 (262.81)

Никишин А.В. *Седиментационная ритмичность среднеплиоценовых отложений северо-западного и северного бортов Южно-Каспийской впадины.* — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

В разрезе среднеплиоценовых отложений северного борта Южно-Каспийской впадины выделено семь асимметрично построенных осадочных ритмов. На схеме параллелизации разрезов предлагаемая схема ритмичности сравнивается с традиционными стратиграфическими разбивками среднеплиоценовой толщ. Сопоставлены обработанные математическими методами каротажные диаграммы отдельных площадей Бакинского архипелага, Южно-Апшеронской и Апшероно-Прибалханской зон складчатости. Делается вывод о раннеплиоценовом возрасте подкрасноцветных отложений Причелюкского района.

Библиогр. с. 52 (8 наз.).

УДК 550.422+551.464:352+553.98

Гурский Ю.Н. *О результатах комплексных геолого-геохимических исследований на шельфе Каспийского моря.* — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На шельфе Южного Мангышлака и в других районах Каспийского моря исследован химический состав иловых вод, газов, органического вещества и осадков в колонках донных отложений длиной до 5—7 м. Цель исследований — разработка методики поисковой гидро-геохимической съемки на нефть и газ и трассирование тектонических нарушений на морском дне. В результате по комплексу признаков выявлено два типа аномалий: биогенные (диагенетические) и миграционные, связанные с разломом на Мангышлакском полигоне. Предложен ряд критериев для аналогичных поисковых работ.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. с. 60—61 (6 наз.).

УДК 581.081.33:551.782.21 (279.26—13)

Джабарова Х.С. *Палинологическая характеристика отложений среднего и верхнего плиоцена на шельфе Южного Каспия.* — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Методом палинологического анализа изучались верхне-среднеплиоценовые отложения Бакинского архипелага и выделены три этапа изменений климата

и растительности. Изменения состава спорово-пыльцевых спектров красноцветной толщи хорошо согласуются как с прибрежной растительностью, так и с климатическими условиями.

Библиогр. с. 64 (4 назв.).

УДК 551.311.8

Лебедев Л.И., Кулакова Л.С. Новые данные о грязевом вулканизме Южного Каспия. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Грязевой вулканизм — характерная особенность тектоники Южно-Каспийской впадины. Описана природа грязевых вулканов, их типы и геоструктурная приуроченность.

Ил. 2. Библиогр. с. 70 (4 назв.).

УДК 551.311.8

Якубов А.А., Дадашев Ф.Г., Мехтиев А.К. Закономерности размещения грязевых вулканов на дне Каспийского моря. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983, с.

Обобщение материалов по известным грязевым вулканам и данных по вулканам, установленных морфометрическим методом, позволило осветить их распространение на дне Каспийского моря и в зависимости от их концентрации выделить 5 зон.

Ил. 1.

УДК 550.8 (262.81)

Юсуфзаде Х.Б. Современное состояние и перспективы развития добычи нефти и газа на Каспийском море. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Освещается история и состояние развития геологоразведочных работ как на мировом континентальном шельфе, так и на Каспийском море. Приведены некоторые результаты и перспективы освоения нефтегазовых месторождений на акватории Каспия.

УДК 550.8 (262.81)

Геодекян А.А., Берлин Ю.М., Пиляк В.Л., Троцюк В.Я. Нефтегазообразование и возможные зоны нефтегазонакопления в пределах Среднего Каспия. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На основе комплексного анализа условий генерации, миграции и аккумуляции углеводородов прогнозируются зоны возможного скопления нефти и газа в акватории Среднего Каспия. К таковым отнесены поднятия и зоны выклинивания юрских отложений на северо-западном склоне Карабогазского свода, поднятия Песчаномысско-Ракушечного свода и морского продолжения Беке-Башкудукского и Тюб-Караганского валов, Апшероно-Прибалханской зоны и морской антиклинальной зоны Южного Дагестана.

Ил. 1. Библиогр. с. 82 (10 назв.).

УДК 550.8 (262.81)

Керимов К.М. Методика и результаты исследований зон с аномально высокими пластовыми давлениями. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Показано, что для прогноза и изучения зон АВПД в разрезах скважин складчатой области Бакинского архипелага может быть применена методика электрического каротажа, при которой определяется коэффициент пористости через относительное сопротивление пород. Однако в используемые для соответствующих расчетов значения глини при этом необходимо вносить поправки на поверхностную проводимость пород. Распределение зон АВПД определяется в основном структурно-морфологическими особенностями в строении площади.

Ил. 2. Библиогр. с. 85—86 (7 назв.).

УДК 550.8 (262.81)

Усанов Г.М., Едигарян З.П., Горчилин В.А. Особенности строения и результаты поисково-разведочных работ в западной части Челекено-Ливановской зоны поднятий. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Проанализированы результаты поисково-разведочных работ в пределах рассматриваемой территории и показано, что эффективность глубокого бурения обусловлена сложностью строения Челекено-Ливановской зоны поднятий. Интерпретация новейших данных геоакустического профилирования позволила уточнить особенности строения и развития Челекено-Ливановской зоны поднятий, выявить наличие изменяющейся по ширине "зоны дробления". С учетом выявленных особенностей строения структур намечены первоочередные участки и даны конкретные рекомендации по проведению дальнейших поисково-разведочных работ.

Ил. 1. Библиогр. с. 89 (1 наз.).

УДК 550.8 (262.81)

Гасанов Г.Ю., Аскеров Т.Б., Сулейманов А.И., Алиев Н.А. Некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований Каспийского моря и их значение в комплексе поисково-разведочных работ на нефть и газ. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На примере Бакинского архипелага показана зависимость рельефа дна от литофациального состава отложений. На структурах банок ЛАМ и Губкина закартированы протяженные песчаные тела, соответствующие выходам на дне региональных нарушений. Наиболее эффективно применение геоморфологических исследований в комплексе с геоакустикой и картировочным бурением.

УДК 550.81 (262.81)

Варущенко С.И. Структурная интерпретация рельефа дна Каспия для нужд нефтяной геологии (район Западно-Прикарабагаской структурной террасы). — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Описано новое крупное предположительно нефтегазоносное структурное образование.

Ил. 1. Библиогр. с. 97 (3 наз.).

УДК 551.482

Белевич Е.Ф. Колебания уровня Каспия и развитие авандельты Волги. (к истории развития волжской авандельты). В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983, с.

Авандельта — придельтовая мелководная часть предустьевого взморья Волги, расположенная на поверхности одной из древних ее дельт, ныне затопленной Каспием. Охарактеризовано развитие авандельты с начала XIX в. до наших дней, в течение которого уровень моря понизился более чем на 4,5 м.

Библиогр. с. 102 (13 наз.).

УДК 551.482

Русаков Г.В. Современные геоморфологические процессы в авандельте Волги. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На основе полевых наблюдений (1977—1980 гг.) рассматриваются современные геоморфологические процессы, формирования элементов, форм рельефа в авандельте Волги.

Библиогр. с. 105 (6 наз.).

УДК 551.351

Велиев Х.А. Современная динамика и морфология Шаховой косы. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На основе характеристики морфологии крупной аккумулятивной формы — Шаховой косы и примыкающего к ней берега рассматриваются процессы поступления и перемещения осадочного материала в береговой зоне как в настоящее время, так и в голоцене. Схема развития косы уточнена по анализу построенных планов рефракции волн различных направлений.

Ил. 1. Библиогр. с. 110 (6 наз.).

УДК 551.79 (479.24)

Векилов Б.Г. Основные палеонтологические особенности антропогенных отложений западного побережья Каспийского моря в пределах Азербайджана. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На основе эволюционного развития морской конхилиофауны плиоцена и плейстоцена, выявления смены систематического состава фаунистических комплексов обосновывается граница между неогеном и антропогеном на уровне кровли алшеронского яруса. Разбирается схема стратиграфического расчленения антропогеновых отложений на основные и более мелкие подразделения. Раскрываются причины, обуславливавшие трансгрессии и регрессии антропогенового Каспия.

Табл. 1. Библиогр. с. 116 (10 назв.).

УДК 551.351 (262.81)

Хрипунов И.А. Некоторые процессы осадкообразования в Северном Каспии, связанные с регулированием стока рек. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

В результате регулирования стока рек и относительной стабилизации уровня моря существенно изменились процессы осадкообразования в северной части Каспийского моря, которые в основном сводятся к следующему: сокращению поступления в море терригенного материала и уменьшению его среднего диаметра; зарастанию предустьевых пространств рек и мелководий моря растительностью и обогащению донных осадков органическим веществом; возрастанию в осадкообразовании роли золотого материала, который составляет около 60% современного твердого стока рек Волги, Урала и Терека.

Табл. 4. Ил. 1. Библиогр. с. 121—122 (16 назв.).

УДК 551.35.06 (262.81)

Свиточ А.А., Янина Т.А. О времени хвалынской трансгрессии Каспия (по данным абсолютного датирования). — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Массовые радиоуглеродные и урано-иониевые датировки свидетельствуют об относительно молодом возрасте хвалынской трансгрессии Каспия (20—11 тыс. лет назад).

Табл. 1. Библиогр. с. 126 (14 назв.).

УДК 581.351.2 (262.81)

Тагиев З.Б., Андреев Л.И., Касумова А.Н., Иманова З.А. Возможности изучения акустическим методом геоморфологии шельфовых элн Каспийского моря. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

На конкретных примерах применения геоакустики на сводах поднятий Шахово-море и Булла-море иллюстрируется высокая эффективность этого метода. Геоакустические разрезы на поднятии Булла-море указывают на наличие под слоем рыхлых осадков размытого древнего свода. На поднятии Шахово-море намечена система разрывных нарушений по поверхности морского дна. Дана их морфологическая характеристика.

Ил. 1.

УДК 550.89

Зинченко А.Г., Ласточкин А.Н., Омелин В.М. Результаты анализа отличительных линий при геоморфологических исследованиях Каспийского моря. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

В статье предлагается разработанный на материалах по Каспийскому морю метод выделения отличительных линий с применением электронно-вычислительной техники. Дается теоретическое обоснование метода и приводится оценка тектонических деформаций отличительных линий.

Ил. 3. Библиогр. с. 139 (6 назв.).

УДК 528.94 (262.81)

Кравцова В.И., Леонтьев О.К., Ушакова Л.А., Шипилова Л.М. Применение космических снимков при составлении геоморфологических и литологических карт северо-восточной части Каспия. — В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Сообщается о методике составления специальных карт по материалам многозональной космической съемки. По сравнению с ранее опубликованными эти карты отличаются большей детальностью и достоверностью контуров.

Ил. 3. Библиогр. с. 146 (5 назв.).

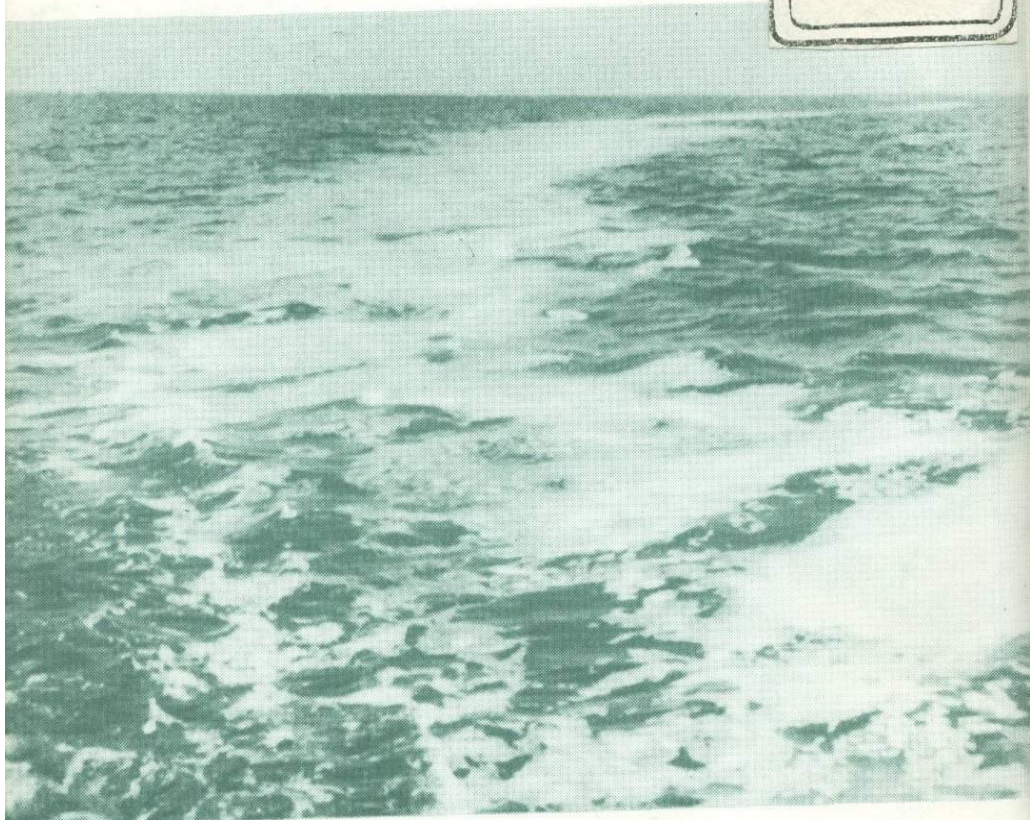
ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
24	8 сл.	о представления	о принципиальном
70	12 св.	А. К. Махтиев	А. К. Мехтиев

(Зак. 813) Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря

2 руб.

4317



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •