

Глава 4
СРЕДНИЙ И ЮЖНЫЙ КАСПИЙ

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

Ветровое волнение, достигающее на Каспийском море значительной силы, во многом определяет условия формирования верхнего слоя воды, глубину залегания термоклина, представляет собой важный рельефообразующий фактор в прибрежной зоне моря.

Наиболее полная характеристика ветрового волнения в Среднем и Южном Каспии, полученная расчетными методами, дана в "Атласе волнения и ветра Среднего и Южного Каспия" [1968] и работе Л.П. Тамбовцевой [1966]. При этом была использована типизация ветровых условий, предложенная С.Д. Кошинским [1964]. Результаты расчетов волнения сопоставлялись с данными инструментальных наблюдений, полученными на гидрометеорологических станциях и волномерных постах, расположенных в разных районах моря. Сопоставление показало, что относительные погрешности методов расчета элементов волн не превышают 10%. Материалы указанных работ использованы для характеристики ветрового волнения в Среднем и Южном Каспии.

В главе первой показано, что особенности орографии побережья Каспия, воздействие на акваторию моря различных типов атмосферной циркуляции обусловливают своеобразие ветровых условий над теми или иными его районами. Сильные и штормовые ветры (со скоростью более 10 м/с) чаще всего устанавливаются над районами Среднего Каспия, причем штормовая деятельность здесь не только наблюдается чаще, но имеет наибольшую продолжительность. Наиболее устойчивые и жестокие штормы отмечаются в районах: Баку–Апшеронский полуостров, Махачкала–Дербент и Форт-Шевченко–Кендерли. Самые волнопасные направления штормовых ветров – северо-западное (северо-северо-западное) и юго-восточное. Максимальные высоты волн при северо-западных штормах обычно наблюдаются в районе Апшеронского архипелага, при юго-восточных – в районах Махачкалы–Дербента и Форта-Шевченко–Кендерли.

Высоты волн 5%-ной обеспеченности, превышающие 5 м, чаще всего отмечаются при штормах северных направлений. Не меньшее значение имеют и штормы южных направлений. Повторяемость поля юго-восточного волнения (30%) даже несколько больше общей повторяемости полей волн северных направлений (32%). При юго-восточном направлении распространения ветровых волн максимальное волнение развивается на границе Северного и Среднего Каспия. Наибольшие высоты волн 5%-ной обеспеченности достигали в этом районе 7 м, а максимальные – 10 м [Керимов, 1976].

Максимальные высоты волн – 10–11 м, наблюденные при ветрах северных направлений, совпадают с расчетными. При штормах же южных направлений, из-за недостаточной репрезентативности наблюдений за волнением этого направления, ни одна гидрометеорологическая станция на Каспийском море не фиксировала волны высотой более 5 м.

Характер волнения в различных районах Среднего и Южного Каспия отличается следующими особенностями. В районе Махачкалы–Дербента при ветрах северных направлений наибольшие высоты волн 5%-ной обеспеченности 2–3 м в прибрежной зоне и 4–6 м в мористой части района. Средние периоды и длины волн составляют соответственно 4 с и 16 м у берега и 5–7 с и 20–25 м – вдали от него.

Увеличение размеров волн прослеживается и в направлении с севера на юг. Восточный перенос воздушных масс над Каспийским морем при всех скоростях ветра (максимальная 16–20 м/с) вызывает волны высотой порядка 1,5 м с периодом 4 с. В рассматриваемом районе при восточных ветрах могут наблюдаться крупные волны зыби. По данным гидрометеостанций Махачкала и Изберг, высоты их были соответственно 2,9 и 4,7 м. Максимальный период волн в Изберге при восточном ветре равен 10 с, в Махачкале при юго-восточном ветре – 12,5 с.

При юго-восточных штормах в открытой части моря наибольшие параметры волни следующие: высота 6–7 м, период 8–8,5 с. Высоты волн с обеспеченностью 1% изменяются от 2,5–3,5 м у берега до 5,5–7,5 м в открытом море. Высоты волн обеспеченностью в 0,1% изменяются соответственно от 4,5–6,0 до 9–10,5 м.

В районе Апшеронского архипелага штормовая деятельность достигает наибольшей интенсивности при северных и северо-западных ветрах. Скорость ветра северных направлений почти каждый год может здесь превы-

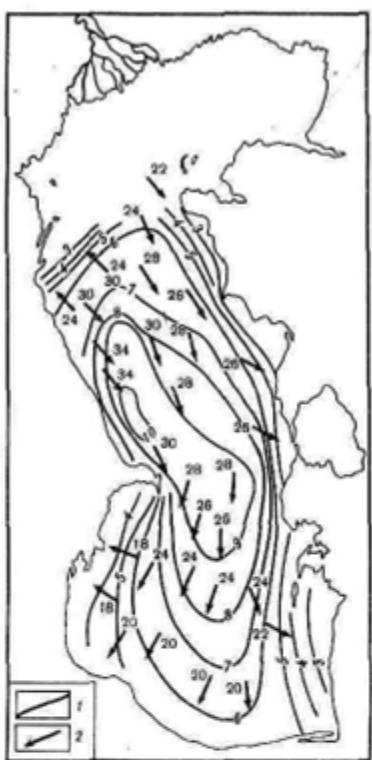


Рис. 33. Обобщенное экстремальное поле высот волн и скорости ветра [Атлас волнения и ветра Среднего и Южного Каспия, 1968]

1 — высота волн 5%-ной обеспеченности, м, 2 — направление ветра и волнения. Цифры у стрелок — наибольшие скорости ветра (в м/с), соответствующие высоте волн в данном районе

шать 28–30 м/с. Область с максимальным волнением располагается к северо-западу от Нефтяных Камней. При увеличении силы северо-западного шторма до стадии жестокого (со скоростями более 25 м/с) в эпицентре штормового волнения — к северу и востоку от Апшеронского полуострова — развиваются волны высотой 7,5–8,0 м, а в экстремальные штормы и до 9–10 м (рис. 33). При этом максимальные высоты волн могут достигать 11–12 м.

Штормовая деятельность в районе Бакинского архипелага значительно уступает по силе волнению в Апшеронском районе. Наиболее сильные штормы наблюдаются при ветрах северных направлений.

При умеренных северо-западных ветрах (5–9 м/с) высоты волн

5%-ной обеспеченности составляют около 1 м. Во время сильных ветров (10–15 м/с) преобладают волны высотой 2 м, а на отдельных прибрежных участках отмечается лишь слабое волнение. С увеличением скорости ветра до 16–20 м/с высоты волн возрастают до 3 м, а при сильном шторме (21–25 м/с) достигают 4 м и более. Заметно увеличиваются и периоды волн: от 4 с при умеренных ветрах до 6–7 с при сильных штормах.

При умеренных и сильных северных и северо-восточных ветрах (5–15 м/с) высоты волн в этом районе достигают 1–2 м, а с увеличением скорости до 16–20 м/с развиваются волны высотой 2–3 м. Развитие сильных (21–25 м/с) и жестоких (более 25 м/с) штормов приводит к увеличению высоты волн до 4–5 м.

Восточные ветры со скоростью 5–9 м/с вызывают развитие волн высотой до 1 м, а ветры со скоростью 10–15 м/с — волны высотой до 2 м, период волн увеличивается от 3,0 до 4–4,7 с. При скорости восточного ветра 16–20 м/с высоты волн достигают 3–3,5 м, а периоды — 6 с. Полю юго-восточных ветров на всей акватории Южного Каспия соответствует слабое волнение (0,5–1,0 м).

Наибольшие параметры волны в районе Форт-Шевченко—Кендерли наблюдаются при юго-восточных штормовых ветрах, когда область их макси-

мальных скоростей расположена в восточной половине Среднего и Северного Каспия.

Умеренные юго-восточные ветры не вызывают здесь значительного волнения, однако при увеличении скорости ветра до 10–15 м/с может развиваться волнение до 2–3 м высоты и периодом до 5–6 с. При скорости ветра 16–20 м/с высота волн 5%-ной обеспеченности составляла 3,5–4,5 м и отмечалась к юго-западу от Форта-Шевченко. Установление сильных юго-восточных ветров вызывает примерно на одной трети акватории района волны высотой не менее 5 м и с периодами до 7 с. Вблизи п-ова Мантышлак при сильном юго-восточном ветре высота и период волн могут составлять соответственно 7–8 м и 6–10 с, а в более мористой части – 10–11 и 15 с.

У Туркменского побережья наибольшие скорости ветра – до 24 м/с наблюдаются в основном при северных и северо-западных ветрах. В районе п-ова Челекен был отмечен северный ветер со скоростью 34 м/с. Однако наиболее сильное волнение в пределах района развивается при северо-западном ветре, так как при этом направлении ветра в большей степени влияет разгон волны, чем при северном. При умеренных и сильных северо-западных ветрах (от 5 до 15 м/с) в восточном районе Южного Каспия высота волн не превышает 1 м. Штормовые ветры (16–20 м/с) вызывают волнение до 2–3 м, а сильные штормы (21–25 м/с) – до 3–4 м. При ветрах северных и северо-восточных направлений высоты волн невелики – порядка 1–2 м. При восточных и юго-восточных ветрах волнение относительно слабое (менее 1 м).

Большой практический интерес представляют максимальные параметры волн в различных районах моря при особо жестоких штормах. Высокие волны на Каспийском море, особенно в его средней и южной частях, наблюдались нередко. Так, волнографные записи, полученные в районе Нефтяных Камней, неоднократно отмечали высоту волны более 8–9 м. Кроме того, анализ натурных наблюдений показал, что в некоторых случаях наблюдаются даже "аномальные" волны, размеры которых могут значительно превышать рассчитанные величины. Необычность таких волн проявляется не столько в их абсолютных размерах, сколько в несоответствии величины параметров волн исходным полям приземного ветра.

В работах ряда авторов [Ржеплинский и др., 1975; Иваненков и др., 1977] было высказано предположение, что аномальные волны могут образовываться в результате резонансного воздействия атмосферного давления (теория генерации волн Филлипса) в области движущегося атмосферного фронта. Анализ синоптических ситуаций при наблюдении волн на Черном море, а также аналогичный анализ, проделанный А.А. Керимовым [1976] для штормов, прошедших на Каспийском море 17–18 декабря 1965 г., 27–28 января 1966 г., 13 января и 24 декабря 1975 г., качественно подтверждают гипотезу о "фронтальном" происхождении аномальных волн. Исследования аномальных волн имеют важное значение, особенно в области прогнозирования ветрового волнения.

СЕЙШИ И ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

Поверхностные и внутренние сейши, то есть собственные колебания водоема, возникающие под воздействием возмущающих сил, представляют собой характерную особенность замкнутого Каспийского моря.

Исследование особенностей и параметров сейшевых колебаний уровня в Каспийском море проводилось как теоретическим путем, так и с помощью натурных наблюдений. Теоретические параметры сейши моря были получены Г.В. Полукаровым [1960] и А.Б. Рабиновичем [1976] с помощью решения задачи определения собственных колебаний в замкнутом или полузамкнутом бассейне. При решении этой задачи был введен ряд допущений, но, как показали авторы, результаты расчетов дают неплохое совпадение с параметрами, полученными на основании натурных наблюдений. В этих работах было показано, в частности, что наличие в Каспийском море двух глубоководных котловин, разделенных мелководным Апшеронским порогом, способствует образованию в каждой котловине своих, сравнительно независимых колебаний (часто с различными амплитудами), а также одноузловых сейши, охватывающих весь глубинный бассейн моря.

В работах В.Х. Германа [1970], А.Н. Косарева и В.Ф. Цыганова [1972] приведены параметры сейшевых колебаний уровня в Каспийском море, которые были получены на основании анализа записей самописцев уровня моря (СУМ) в различных пунктах побережья. Обобщив все указанные теоретические и экспериментальные данные, А.Н. Косарев [1975] делает вывод, что для Каспийского моря типичны сейши с периодами: 9,1–9,5; 4,4–4,7; 2,7–3,0 ч.

В настоящем исследовании все эти материалы были дополнены результатами анализа данных измерений колебаний уровня моря, проведенных с помощью самописцев СУМ в 1977 г. в нескольких пунктах (Махачкала, Изберг, Баку, Огурчинский, Красноводск, Бекдаш, Форт-Шевченко). Спектральный анализ данных наблюдений проводится с помощью метода быстрого преобразования Фурье для отрезков различной длины — от нескольких суток до месяца [Коняев, 1975].

На полученных спектрах в Среднем и Южном Каспии можно выделить колебания со следующими периодами: 16; 6; 2 суток; 24; 12; 4; 9,0–9,5; 4,7; 2,7–3,0 ч (рис. 34). Некоторые из этих периодов были отмечены и другими авторами [Герман, 1970; Косарев, Цыганов, 1972]. Сейши с меньшими периодами наблюдаются на записях СУМ, находящихся в заливах и бухтах (Махачкала, Красноводск и др.), и являются собственными колебаниями этих акваторий.

Сейши с периодом 2,7–3,0 ч выделяются на всех записях СУМ в Среднем и Южном Каспии (рис. 35). Возможно, что это многоузловые сейши, причиной которых могут быть сгонно-нагонные колебания уровня. Эти сейши значительны по величине, но быстро затухают.

Колебания с периодом 4,7 ч, очевидно, представляют собой поперечные одноузловые сейши в средней и южной частях моря. Формула Мериана для этих котловин моря дает приблизительно такие же периоды. Аналогичные результаты были получены В.Х. Германом [1970].

Сейши с периодом 9,0–9,5 ч прослеживаются только в пунктах восточно-

Рис. 34. Спектры колебаний уровня Каспийского моря в портах Форт-Шевченко (1) и Махачкала (2)

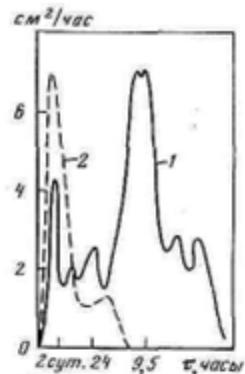
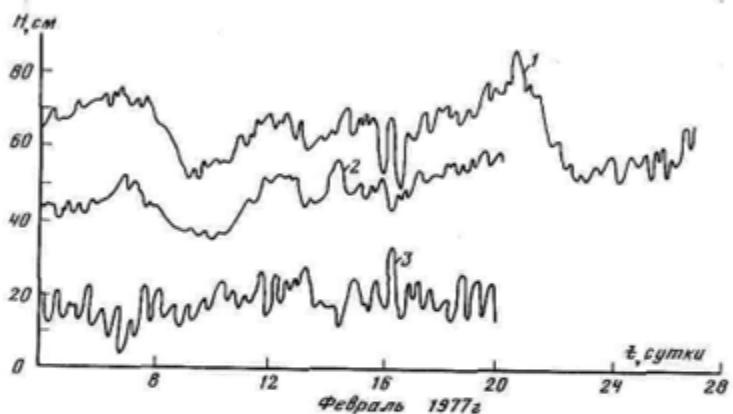


Рис. 35. Сейшевые колебания уровня Каспийского моря (февраль, 1977) в портах Махачкала (1), Красноводск (2), Бекташ (3)



го побережья Каспийского моря. Обоснованного объяснения их причин пока найти не удалось.

Колебания с периодом 12,4 ч наблюдаются на всех записях в обеих половинах моря, когерентность их высока, что отмечалось и ранее. Можно предположить, что колебания с периодом около 12,4 ч представляют собой одноузловую сейшь, в создании которой, вероятнее всего, участвуют приливные силы. Устойчивость полусуточных колебаний подтверждается незначительными изменениями сдвигов фаз для пунктов Баку—Форт-Шевченко [Герман, 1970]. Узловая линия проходит в направлении Изберг—Бекташ. К северу и к югу от нее значения средних квадратов амплитуд полусуточной волны увеличиваются. Максимальный размах этих колебаний наблюдалась на о-ве Огурчинский и равна приблизительно 20–25 см.

Двадцатичетырехчасовая сейша отмечается только на станциях восточного побережья моря в летне-осенний сезон. По мнению В.Х. Германа [1970], она возбуждается под влиянием бризов,

На всех станциях в Среднем и Южном Каспии выделяются сейши с периодами двое и шесть суток. Одна из наиболее значительных по амплитуде

Таблица 40
Параметры короткопериодных внутренних волн в Каспийском море

Время измерений	Период, мин.	Длина, м	Высота, м
1972 г., август	1–3	20–60	1
1973 г., май	5–8	50–100	2
1973 г., август	10–30	—	6

де — 16-суточная одноузловая сейша, с узловой линией в районе Апшеронского порога.

Кроме сейшевых колебаний в различных районах Каспийского моря исследовались также короткопериодные внутренние волны. Их измерения проводились в 1972–1975 гг., с апреля по ноябрь, с занятыми судами, а также с платформы (Каспийская экспериментальная научная станция), находящейся к северо-востоку от банки Андриевского, на глубине около 40 м.

По результатам измерений с помощью спектрального анализа с высоким разрешением (аддитивные оценки) рассчитывались двумерные пространственные спектры, позволяющие оценить пространственное строение короткопериодных внутренних волн.

Экспериментальные исследования 1972–1973 гг. были выполнены в западной и восточной шельфовых зонах Южного Каспия с помощью системы распределенных датчиков, которые по сравнению с точечными обладают более линейными и стабильными коэффициентами соответствия колебаний температуры колебаниям слоя воды [Коняев, Сабинин, 1973].

Анализ материалов наблюдений за колебаниями температуры воды, показал, что преобладали короткопериодные внутренние волны со следующими параметрами (табл. 40).

Для регистрации модальной структуры короткопериодных внутренних волн использовалось несколько распределенных датчиков температуры, разнесенных по вертикали. Длина датчиков в зависимости от толщины термоклина варьировалась от 1 до 3–4 м. Набор датчиков выбирался такой, чтобы перекрыть весь термоцентр, а верхним и нижним датчиками захватить однородные слои воды.

Измерения показали, что максимальные амплитуды колебаний наблюдались в центре термоцентра в слое с относительно большими градиентами температуры. Это говорит о том, что во время наблюдений преобладали колебания первой моды, т.е. амплитуда внутренних волн уменьшалась от центра термоцентра к поверхности и к дну по экспоненте.

По измерениям 1972 г., в характере короткопериодных внутренних волн можно выделить ряд особенностей. Часто короткопериодные внутренние волны имели характер стоячих колебаний. На записях видно, как происходит изменение интенсивности колебаний от датчика к датчику и скачкообразное изменение фазы на 180° на двух расположенных рядом датчиках, где амплитуда колебаний уменьшается до нуля при неизменных взаимных фазах на всех других датчиках.

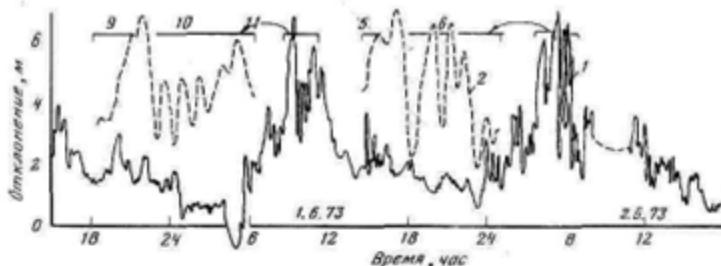


Рис. 36. Временные изменения температуры воды в Южном Каспии в диапазоне внутренних волн (1). Температура на участках отмеченных стрелкой — в увеличенном масштабе времени (2)

Во время измерений наблюдалось несколько четких уединенных углублений до 1 м, причем эти прогибы сопровождались малыми по амплитуде короткопериодными внутренними волнами, захватывающими как сам прогиб, так и соседние участки. Иногда прогибы разделены небольшими интервалами времени, иногда единичные.

Во время измерений в июне 1973 г. были зафиксированы длиннопериодные внутренние волны (около 19 часов) с острыми гребнями (размах до 7 м), на которых образовывались 15-минутные волны (размах до 3–4 м) (рис. 36). Колебания на гребнях волн на этом рисунке показаны в растянутом по времени масштабе (верхняя шкала времени). Скобки со стрелками — положение растягиваемых участков записи. Приведенные примеры позволяют сделать вывод о временной связи короткопериодных и длиннопериодных внутренних волн.

В Каспийском море часто случаи, когда термоклин расположен вблизи от поверхности или дна. Так, в июле 1974 г. с платформы были проведены наблюдения в термоклине, расположенному у дна. При этом 14 июля удалось зарегистрировать образование внутреннего бора. В 7 ч, до появления бора, термоклин был прикат ко дну, размах внутренних волн не превышал 0,3 м. Около 9 ч термоклин резко поднялся (на $4,5 \pm 1,5$ м), и это поднятие перемещалось в юго-западном направлении. Через 15–25 минут после прохождения бора из термоклина наблюдались внутренние волны с периодом около 8 мин и размахом 2–3 м. Через 12 ч размах колебаний стал уменьшаться и к 20 ч сократился до уровня, наблюдавшегося в утренние часы [Иванов, Коняев, 1976].

Через четыре дня (18 июля) был отмечен еще один внутренний бор (подъем на 1,5–2,0 м) с внутренними волнами, имевшими период 10–12 мин и размахом около 1 м. Волны были неправильной формы и быстро диссипировали. Такие явления наблюдаются не только в Каспийском море. Они были отмечены, например, у побережья Калифорнии и в Балтийском море для случая, когда термоклин был вблизи от поверхности.

В дополнение к натурным измерениям проведены расчеты параметров короткопериодных внутренних волн в Каспийском море при различной гидрологической структуре вод, влияющей на условия их существования. Такие расчеты были выполнены на основе численного решения задачи

на собственные значения линейного уравнения внутренних волн по заданным типовым кривым частоты Вайсяля–Брента [Иванов и др., 1974]. При этом были рассчитаны дисперсионные кривые для первых трех мод [Блатов, Иванов, 1978]. Эти кривые позволили оценить параметры внутренних волн, возникновение которых в Каспийском море возможно весной, летом и осенью. При проведении наблюдений в эти сезоны необходимо учитывать возможные изменения распределения гидрологических и гидрохимических характеристик в области термоклина под влиянием внутренних волн.

ТЕЧЕНИЯ

Основные причины, вызывающие течения в замкнутом Каспийском море, – это воздействие ветра, особенно на верхние слои моря, и неравномерность поля плотности в толще воды. Существенное влияние на характер течений оказывают также конфигурация берега и рельеф дна моря, а в предустьевых районах – сток рек.

Изученность течений Каспия до сих пор остается явно недостаточной, что прежде всего связано с малым количеством долговременных инструментальных наблюдений. Кроме того, до самого последнего времени наблюдения за течениями были приурочены к мелководным прибрежным районам моря с глубинами не более 50–100 м.

На всех имеющихся в настоящее время схемах результатирующие течения в Каспийском море даны в виде общей циклонической циркуляции, охватывающей весь глубоководный бассейн моря и состоящей из двух циклонических круговоротов – в Среднем и Южном Каспии. Эти схемы составлялись на основе осреднения разнородных материалов наблюдений или использования косвенных методов и не учитывали особенности ветровых полей над акваторией моря. До сих пор нет надежных натуральных материалов для построения результатирующих схем течений Каспийского моря.

Вместе с тем все исследователи течений Каспийского моря, начиная с В.Б. Штокмана [1938], указывали на тесную связь между характером течений и ветром. Такие связи были установлены и в других работах [Леднев, 1943; Ржевинский, 1972; Клевцова, 1966 а, б, 1967, 1968]. Результаты этих исследований отражены в работах [Каспийское море, 1969; Косарев, 1975] и поэтому здесь приводятся очень кратко. Основное внимание в настоящем разделе уделено новым результатам долговременных наблюдений за течениями, полученным в конце 70-х годов.

Начало изучению изменчивости течений в Каспийском море на основе натурных наблюдений положили шесть инструментальных съемок течений, выполненных в 1935–1937 гг. под руководством В.Б. Штокмана. Съемки проводились 5–10 дней с двух судов и охватывали обширную акваторию у западного побережья Среднего Каспия от Махачкалы до Апшеронского полуострова.

По полученным материалам построены схемы линий тока и вертикальные разрезы распределения скоростей по нормали к береговой линии [Штокман, 1938].

Съемки показали, что с наибольшей вероятностью течение на участке между Махачкалой и Апшеронским полуостровом направлено на юго-восток, т.е. вдоль берега. Стержень течения следует вдоль изобат 50–70 м

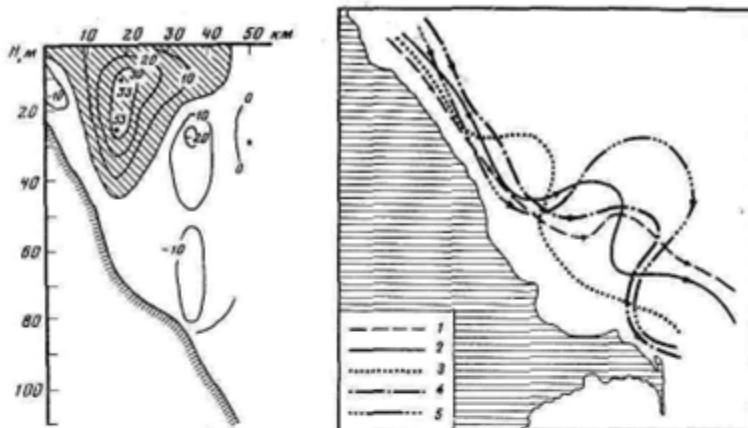


Рис. 37. Распределение скорости течений на вертикальном разрезе по нормали к берегу в районе Дербента в июне 1935 г. Положительные значения соответствуют направлению на юго-запад вдоль западного побережья Каспийского моря [Штокман, 1938]

Рис. 38. Положение стрежня устойчивого течения вдоль западного побережья Среднего Каспия, полученное по максимальным скоростям течения во время квазисинхронных съемок 1935–1937 гг.

Время проведения съемок: 1 – 30 мая – 12 июня 1935 г.; 2 – 22–25 сентября 1935 г.; 3 – 31 августа – 6 сентября 1936 г.; 4 – 31 октября – 6 ноября 1937 г.; 5 – 23–26 апреля 1937 г.

со скоростями 30–40 см/с, максимальные скорости могут достигать 80–100 см/с. В прибрежной зоне между основным течением и берегом наблюдаются слабые течения со скоростями порядка 10–15 см/с. Скорости уменьшаются и при удалении от стрежня основного потока в сторону глубокого моря. При совпадении направления течения с направлением действующего ветра максимальные скорости в стрежне потока отмечаются в поверхностном слое. В противном случае течение сохраняет свое направление, но максимум скорости отмечается не в поверхностном слое, а на горизонтах 20–30 м (рис. 37). Ширина основного потока равна почти 20–30 км.

При усилении ветров северных направлений в стрежне потока отмечаются волнообразные отклонения (рис. 38), которые могут приводить к образованию отдельных нестационарных вихрей как циклонического, так и антициклонического вращения. Менандрирование течения при увеличении скорости в его стрежне, отмеченное В.Б. Штокманом еще в 1938 г., впоследствии было описано как процесс образования вихрей в районах струйных пограничных течений в океане и подобных вихревых образований в морях, например в Черном море [Абрамов и др., 1981; Благов, 1981].

По сходству с этими процессами можно предположить, что менандрирование течения вдоль западного побережья Среднего Каспия и образование нестационарных вихрей связано с его гидродинамической неустойчивостью по типу неустойчивости основного черноморского течения.

Если принять эту гипотезу, то характерный размер вихрей, образовавшихся при менандрировании квазистационарного течения, должен быть

порядка внутреннего радиуса деформации Россби. Принимая для простоты двухслойную аппроксимацию внутреннего радиуса деформации

$$R_d = \sqrt{g' h_b / f},$$

где $g' = (\Delta\rho/\rho)g$ ($\Delta\rho$ – перепад плотности между верхним и нижним слоем, ρ – средняя потенциальная плотность; g – ускорение силы тяжести); h_b – эффективная глубина моря (вычисляемая из соотношения $h_b = h_1 h_2 / (h_1 + h_2)$, где h_1 – толщина верхнего слоя, h_2 – толщина нижнего слоя); f – параметр Кориолиса, получаем для характерных летних условий Среднего Каспия: $h_1 = 20$ м, $h_2 = 600$ м, $g' = 2,5$, $f = 9,72 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹, что дает оценку $R_d \approx 7,5 \pm 10$ км. Эта оценка показывает, что характерный размер вихрей, образующихся при гидродинамической неустойчивости квазистационарного течения вдоль западного берега Среднего Каспия, должен быть порядка 15–20 км.

Результаты съемок показали также существование квазистационарных антициклонических вихрей размером 40 км в районе между Дербентом и м. Килизинская Коса, связанных с влиянием рельефа дна. Квазистационарные циклонические и антициклонические вихри размером 50–80 км имеют место также с лобовой стороны Ашировского полуострова. Их образование связывается с особенностями конфигурации береговой линии [Штокман, 1938].

Таким образом, инструментальные съемки течений, проведенные под руководством В.Б. Штокмана, показали, что на фоне квазистационарного юго-восточного течения, распространяющегося в виде свободной струи над свалом глубин вдоль западного берега Среднего Каспия, существует сложная вихревая изменчивость течений, связанная с гидродинамической неустойчивостью основного потока, с особенностями топографии дна, конфигурацией береговой линии и процессами горизонтального турбулентного обмена.

В соответствии с регионально-генетической классификацией синоптических вихревых образований, проведенной А.С. Блатовым и др. [1983], и учитывая указанные выше причины, можно предположить, что у западного берега Среднего Каспия могут наблюдаться вихри трех типов: струйные течения, топографические и фрикционные.

В 60-х годах в прибрежных районах Среднего и Южного Каспия был выполнен значительный объем инструментальных наблюдений за течениями с помощью самописцев БПВ-2 с судо- и неподвижных свайных оснований [Клевцова, 1966а, б; 1967; 1968]. Результаты этих исследований подтвердили выводы В.Б. Штокмана о том, что вдоль западного берега Среднего Каспия уже на расстоянии более 5 км при различных ветровых ситуациях преобладает юго-восточное течение со скоростями 30–40 см/с, в некоторых случаях до 100 см/с. Это течение образуется в результате нагонов воды в Северный Каспий под воздействием юго-восточных и восточных ветров и поступления в его западную часть большого объема речного, преимущественно волжского стока. В результате этого создаются значительные горизонтальные градиенты плотности и как следствие – плотностное течение в поверхностном слое на юг, вдоль западного берега Среднего Каспия. В последнее время, в связи с увеличением струи волжских вод вдоль западного берега моря, их влияние должно усилиться. Значи-

тельное влияние на усиление или ослабление преобладающего южного течения оказывают и местные ветры, чаще всего южных или северных направлений.

Таким образом, многолетние наблюдения показывают, что юго-восточное течение вдоль западного берега Среднего Каспия представляет собой один из крупномасштабных элементов циркуляции вод Каспийского моря. Это течение проявляется и на схемах динамической топографии (см. рис. 44, 45 наст. книги), а также при диагностических расчетах течений [Зарипов и др. 1977].

Весьма велика устойчивость южных течений в районе Апшеронского полуострова, между островами Жилой и Нефтиные Камни. Южное течение преобладает при всех направлениях ветра, кроме южного, вызывающего течение на север. Течения на юг не только устойчивые, но и сильные – до 80 в поверхностном и 50–60 см/с в придонном слоях.

Течения у западного берега Южного Каспия в основном сохраняют тенденцию следовать за ветром. Так, у южного побережья Апшеронского полуострова при всех направлениях ветра, кроме южного, течение в 70–80% случаев имеет ветровой характер. В районе Бакинского архипелага и устья Куры преобладает течение на юг. Ближе к берегу течения чаще направлены на север (50–60%). В непосредственной близости от островов и банок направление течений искажается.

При слабых ветрах для течений у западного побережья Южного Каспия характерны скорости 10–20 см/с, при умеренных – около 30 см/с. При ветрах северных направлений силой 8–9 баллов зафиксированы скорости порядка 40–50 см/с и выше.

Характерная особенность течений рассматриваемого района – наличие локального антициклонического круговорота, располагающегося между Апшеронским полуостровом и устьем Куры. Его существование было выявлено А.Н. Цицаревым [1967] на основании анализа инструментальных наблюдений за течениями в 1961–1965 гг. Этот круговорот прослеживается также на схемах динамической топографии.

Распределение течений у восточного берега Среднего Каспия по сравнению с западным более сложное, что связано прежде всего с четко выраженной сезонной изменчивостью преобладающих ветров. Кроме того, на течения в этой части моря оказывает влияние изрезанность береговой черты: наличие многочисленных мысов, бухт заливов. Течения здесь, особенно в поверхностном слое, менее устойчивы, чем у западного берега Среднего Каспия, и скорости их меньше.

Как показывают рейдовые и экспедиционные наблюдения, вдоль восточного побережья Среднего Каспия в прибрежной полосе течения имеют тенденцию следовать за ветром. Так, рейдовые наблюдения у м. Тюб-Караган показывают, что при ветрах северных румбов течения в 85% случаев направлены на юг, а при ветрах южных румбов в 56% случаев – на север [Клевцова, 1968].

На участке м. Куули – м. Песчаный в поверхностном слое скорости течений распределяются следующим образом: 0–10 см/с – 50%, 10–20 см/с – 40% и от 20 до 30 см/с – 10% случаев. С глубиной увеличивается процент повторяемости слабых течений. Район Форт-Шевченко отличается более сильными течениями.

Поскольку у восточного побережья Южного Каспия преобладают слабые ветры, здесь около 60% повторяемости имеют течения со скоростями до 10 см/с.

Преобладающее направление поверхностных течений вдоль восточного побережья моря — южное. Наибольшая повторяемость его — в теплый период года (апрель–сентябрь). В холодный сезон (октябрь–март), кроме южных течений, значительную повторяемость имеют течения с северной составляющей [Клевцова, 1967]. Преобладающий перенос вод зимой на север в восточной части моря проявляется на картах температуры воды, где четко виден язык теплых вод, распространяющихся далеко на север вдоль восточного берега моря (см. рис. 8, I, а).

Рассмотренные особенности течений у восточного побережья Каспия в целом подтверждаются наблюдениями 1967–1968 гг. [Косарев, Жирнов, 1972]. На поверхности течения в большинстве случаев следуют за ветром. В глубинных слоях преобладают течения северных направлений, не связанные с местными ветрами. В случае развития у восточного берега сгонной циркуляции, часто наблюдавшейся в летние месяцы, в глубинных слоях отмечается подток вод к берегу.

Таким образом, анализ наблюдений за течениями в прибрежной зоне Каспийского моря показал их хорошую связь с ветром, особенно в поверхностном слое. Вторичный эффект действия ветра проявляется в создании нагона вод в северных или южных районах моря и, как следствие, в возбуждении градиентного течения, направленного против действующего ветра. В глубинных слоях воды чаще всего отмечаются течения, не связанные непосредственно с местными ветрами.

Проведенные исследования показали, что с увеличением силы ветра связь между направлением ветра и течения становится все более тесной и при ветрах 8–9 баллов наблюдается почти полное их соответствие. Такая же связь существует и между скоростями ветра и течения, однако скорости течений обычно возрастают медленнее, чем скорости ветра.

При ветрах силой 4–5 баллов скорости течений в поверхностном слое в среднем равны 20–30 см/с, а при ветре 6 баллов и более они возрастают до 50–60 см/с. При штилях более чем в 50% случаев течение весьма слабое и может иметь различные направления, связанные с предыдущей ветровой деятельностью и вызванные изменениями уровняй поверхности моря.

Отмеченные выше закономерности течений Каспийского моря, выявленные по работам 60-х годов, относятся к течениям поверхностного слоя и в основном охватывают прибрежную зону. Они показывают, что течения Каспийского моря отличаются сложностью и высокой степенью изменчивости, что обусловливается наложением многих факторов. Следует иметь в виду, что в то время как течения поверхностного слоя в известной мере изучены, глубинная циркуляция в море до сих пор остается практически не исследованной.

Сложный характер течений Каспийского моря, выявленный по материалам разовых съемок, обусловил необходимость поиска статистических закономерностей в поле течений, их связей с ветром. Это стало возможным лишь в 70-х годах благодаря накоплению длительных рядов наблюдений за течениями, полученных на автономных буйковых станциях (АБС), с судов, неподвижных свайных оснований.

В работе Б.Р. Зарипова и А.Н. Косарева [1973] статистические характеристики течений были рассмотрены на основании анализа данных девяти многосуточных станций (длительностью до двух недель), выполненных в Южном Каспии в 1966–1972 гг. Анализ этих данных показал, что влияние местного ветра сказывается только на течениях поверхностного слоя, причем наиболее действенны ветры, направление которых близко к меридиональному. Течения на глубинах горизонтах (25–90 м) не связаны с местными ветрами и представляют собой результат действия иных факторов, определяемых характером поля масс в обширных районах моря. Кроме того, показана возможность применения статистических методов для исследования изменчивости течений, в частности, спектрального анализа, который позволяет оценивать энергетический вклад флуктуаций течений разных пространственно-временных масштабов в общую энергию изменчивости течений.

В 1975–1979 гг. в юго-западной части Каспийского моря, от Ашхеронского полуострова до района Ленкорани были проведены долговременные наблюдения за течениями с помощью самописцев БПВ на автономных буйковых станциях (АБС), с неподвижных оснований (эстакад) и с за jakiоренного судна. Всего было выполнено 14 многосуточных станций на глубинах до 50 м, с горизонтами наблюдений 10, 25 и 50 м в зависимости от глубины места.

Указанные наблюдения на АБС дали обширный количественный материал, позволивший оценить такие особенности течений, как синоптическая изменчивость, различия в структуре течений в пределах прибрежных и глубоководных районов моря, зависимость спектрального состава течений от ветрового воздействия и его отличия при разной вертикальной гидрологической структуре вод, изменчивость спектрального состава мезомасштабных флуктуаций течений с глубиной.

Для анализа были отобраны данные шести автономных буйковых станций, продолжительность работы которых превышала месяц (рис. 39). Выбранные АБС располагались в мелководной прибрежной зоне на глубинах до 20 м (АБС-3), в зоне ската глубин (АБС-1, 2) и в глубоководном районе открытого моря с глубинами более 300 м (АБС-4, -5, 6). Методика статистической обработки данных наблюдений на АБС подробно описана в монографии "Изменчивость гидрофизических полей Черного моря" [1984].

Самый длительный ряд наблюдений (41 сутки) был на АБС-1, работавшей с 17 марта по 26 апреля 1977 г. в районе о-ва Куринский Камень на глубине 54 м (см. рис. 39). Вертикальная гидрологическая структура вод в это время была однородной. Ветровая обстановка характеризовалась тем, что в первую половину срока преобладали штили, а во второй половине увеличилась повторяемость умеренных южных ветров (до 50%). Основной энергетический вклад в изменчивость ветра вносила суммарная дисперсия его меридиональной составляющей. Спектральный состав изменчивости ветра отличался сложностью.

Однако по виду функций спектральной плотности для составляющих можно отметить, что характерная черта энергетического спектра – уменьшение энергии от естественного синоптического периода (приблизительно 5 сут) в сторону меньших периодов.

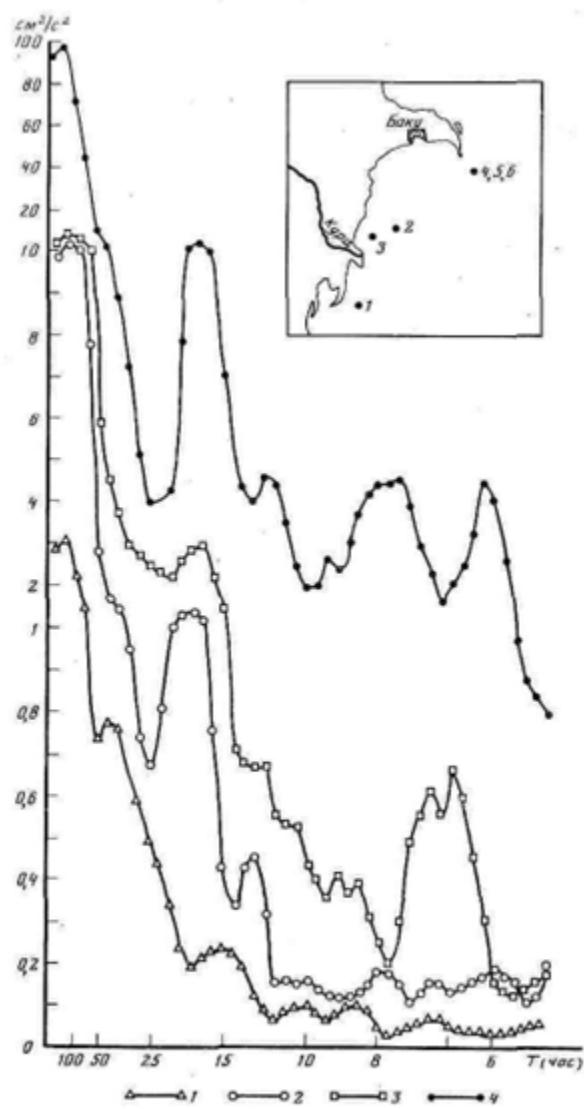


Рис. 39. Энергетические спектры временной изменчивости ветра и течений на АБС
На врезке показано положение АБС (цифры — номера станций). Инварианты:
ветра — 1; течений: 2 — на горизонте 10 м, 3 — 25 м и 4 — 50 м

Таблица 41
Средние скорости течений на АБС-1 при разных ветрах, см/с

Скорость ветра, м/с	Направление ветра							
	СЗ	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
0–5	25	16	26	25	16	16	14	17
6–10	30	27	40	25	21	19	—	12
11–15	—	60	61	43	—	—	—	—
16–20	—	—	55					

На горизонте 10 м при штилях и слабых ветрах устойчивых по направлению течений не наблюдалось, более того, отмечалась тенденция к вращению вектора течений по часовой стрелке с периодом, близким к инерционному (порядка 20 ч). После возникновения ветра со скоростью более 5 м/с течение устанавливалось по ветру, при этом наблюдалось неплохое согласование скорости течения и ветра (табл. 41). Через 3–8 ч после "пика" ветра отмечался "пик" скорости течений величиной 60–70 см/с.

При ветрах северных направлений наблюдались течения на юг, имеющие максимальные значения модуля скорости, т.е. в соответствии с преобладающими ветрами в направлениях течений доминировала изменчивость с меридиональной составляющей.

Спектральный анализ рядов составляющих на меридиан и параллель на горизонте 10 м также показывает, что доминирующий вклад в общую энергию изменчивости течений вносила меридиональная составляющая. Это качественно указывает на наличие хорошей статистической связи между колебаниями ветра и флюктуациями течений.

Расчет коэффициентов корреляции для составляющих ветра и течений на меридиан и параллель в диапазоне периодов от 6 до 128 ч дал довольно большие значения: $K_m \sim 0,56$ и $K_p \sim 0,5$, при 95%-ном уровне нулевой корреляции 0,45, что свидетельствует (уже количественно) о наличии статистической связи флюктуаций ветра и течений на горизонте 10 м.

В спектре колебаний скорости течения четко выделяются четырёх энергосущих максимума, соответствующих естественному синоптическому периоду (~ 5 сут), инерционному периоду места постановки станции (~ 19 ч), периодам 8 и 6 ч (см. рис. 39). Слабее выделяются пики, соответствующие периодам 12 и 9 ч (но и эти периоды статистически обеспечены).

Доминирующий естественный синоптический период в спектрах течений на горизонте 10 м, по-видимому, определялся ветровым воздействием на толщу вод, причем когерентность на частоте, соответствующей этому периоду, между колебаниями ветра и флюктуациями течений имела значения $\sim 0,8$ для составляющих на меридиан и параллель, при 95%-ном доверительном уровне нулевой когерентности $\sim 0,5$.

Существование очень хорошо выраженного энергетического максимума на инерционной частоте (высокий и узкий пик, см. рис. 39,) может

быть связано, как показано А.С. Блатовым и В.А. Ивановым [1983], с несколькими причинами: с ветровым воздействием и возникновением инерционных течений, внутренними инерционно-гравитационными волнами и топографическими волнами.

Анализ характеристик ветра и вертикальной структуры течений в районе наблюдений показывает, что инерционные движения не были связаны с непосредственным воздействием ветра, поскольку для их возникновения необходимо резкое усиление ветра, имеющее продолжительность действия значительно меньшую, чем инерционный период, и резкое уменьшение энергии инерционных движений с глубиной, чего не наблюдалось во время постановки АБС-1. В то же время этот анализ позволяет предположить, что причина возбуждения инерционных движений в районе постановки АБС-1 – это топографические волны на частотах, близких к инерционной частоте. Возможность существования таких волн в районе наблюдений определяется, во-первых, тем, что АБС-1 была установлена на свale глубин, и, во-вторых, тем, что инерционные движения выявлены во всей толще вод, на что указывают спектры флуктуаций на горизонтах 25 и 50 м (см. рис. 39). При этом было отмечено возрастание энергии инерционных движений ко дну. Высказанные предположения требуют более детального подтверждения по материалам нескольких одновременно работающих станций.

Энергетический пик, соответствующий периоду 8 ч, прослеживается на спектрах для горизонта 50 м и не отмечается на спектрах для горизонта 25 м, т.е. характер распределения энергии с глубиной напоминает отмеченный выше характер распределения энергии инерционных движений. Этот период может быть связан с кратными гармониками инерционных движений, но возможность существования которых в океанах и морях указано в работе В.Б. Титова [1973].

Максимум, соответствующий периоду 6 ч, прослеживается на спектрах практически для всех горизонтов наблюдений и представляет собой вторую гармонику полусуточного приливного периода, который, в свою очередь, хотя и прослеживается во всем слое вод, но выражен менее четко, очевидно, из-за маскировки очень интенсивным инерционным пиком.

Обращает внимание, что из АБС-1 разность фаз для всех энергонесущих частот (кроме инерционной) оказалась в пределах 2–9 ч, т.е. очень хорошо соответствует временному сдвигу между ветром и течениями, полученному при предварительном анализе. Этот факт и в целом общее уменьшение энергии флуктуаций течений с глубиной при доминирующем вкладе колебаний с естественным синоптическим периодом свидетельствует о том, что главный энергетический источник мезомасштабной изменчивости течений в районе наблюдений – ветровое воздействие на водную толщу.

С 24 мая по 29 июня 1977 г. вблизи о-ва Камень Игнатья проводились наблюдения за течениями одновременно на двух станциях: АБС-2, установленной на глубине 57 м, и АБС-3, которая располагалась на 30 миль ближе к берегу, на глубине 15 м (см. рис. 39). На АБС-2 регистрация течений проводилась на горизонтах 10, 25, 50 м, а на АБС-3 – на горизонте 10 м.

В районе постановки АБС-2 вертикальная гидрологическая структура отличалась четко выраженным сезонным термоклином в слое 20–30 м.

з в районе АБС-3 она была однородной. Ветровые условия для обеих станций были одинаковыми и характеризовались преобладанием северных и северо-восточных ветров. Следовательно, здесь, как и на АБС-1, доминировала меридиональная составляющая ветра, вносящая основной энергетический вклад в изменчивость ветровых условий.

Энергетический спектр колебаний ветра в целом тот же, что и на АБС-1, как по общему энергетическому уровню, так и по спектральному составу, с преобладанием естественного синоптического периода. Однако на этом спектре более четко выделяются колебания с периодами 15, 12, 8 и 6 ч, а также с суточным и инерционными периодами. Наличие суточного периода и его гармоник (12 и 6 ч), очевидно, связано с развитием в летнее время близовой циркуляции (рис. 40).

Одновременные наблюдения на двух АБС, расположенных при одинаковых ветровых условиях, но расположенных на разных глубинах, позволяют исследовать изменчивость спектрального состава мезомасштабных флюктуаций течений верхнего слоя при удалении от берега и их связи с ветром.

Предварительный анализ наблюдений за течениями показал, что с удалением от берега максимум повторяемости модуля скорости смещается в сторону больших значений, что указывает на существование среднего горизонтального сдвига скорости в прибрежной зоне. На спектрах течений обеих станций в низкочастотной области спектра общий энергетический уровень колебаний одинаков. В более высокочастотной части, на периодах меньше инерционного, уровень энергии в мористой зоне выше, чем в мелководной прибрежной зоне.

На АБС-3, расположенной вблизи берега, энергетические вклады меридиональной и широтной составляющих в общую изменчивость течений поверхностного слоя одинаковы, что, очевидно, связано с влиянием физико-географических условий – сложной конфигурации берегов и рельефа дна.

На спектре флюктуаций течений на АБС-2, помимо энергетического пика, связанного с естественным синоптическим периодом и воздействием ветра, довольно четко выделяются периоды, соответствующие инерционному движению и 9 ч. Последний период, очевидно, связан с сейшевыми колебаниями, он неоднократно выделялся по данным уровневых наблюдений [Косарев, 1975].

На АБС-2 коэффициенты корреляции между колебаниями составляющими ветра и течений в диапазоне частот, соответствующих периодам 6–128 ч, равны: $K_m \sim 0,49$ и $K_0 \sim 0,46$, при доверительном уровне нулевой корреляции 0,45, т.е. статистическая связь между ветром и течениями существует, но она меньше, чем на АБС-1. Одна из основных причин этого – ослабление ветрового воздействия в летнее время.

Значительная когерентность между ветром и течениями была получена на инерционной частоте $\sim 0,55$, что, учитывая наличие в спектре ветра энергетических максимумов на периодах меньше инерционного (см. рис. 40), позволяет предположить существование в поверхностном слое чисто инерционных течений [Блатов, Иванов, 1983].

В спектре флюктуаций течений на АБС-3, за исключением синоптического периода, ни один из указанных выше периодов не выделяется четко. Слабо выражены максимумы на периодах 15, 12, 9 и 7 ч. Период 15 ч, по-види-

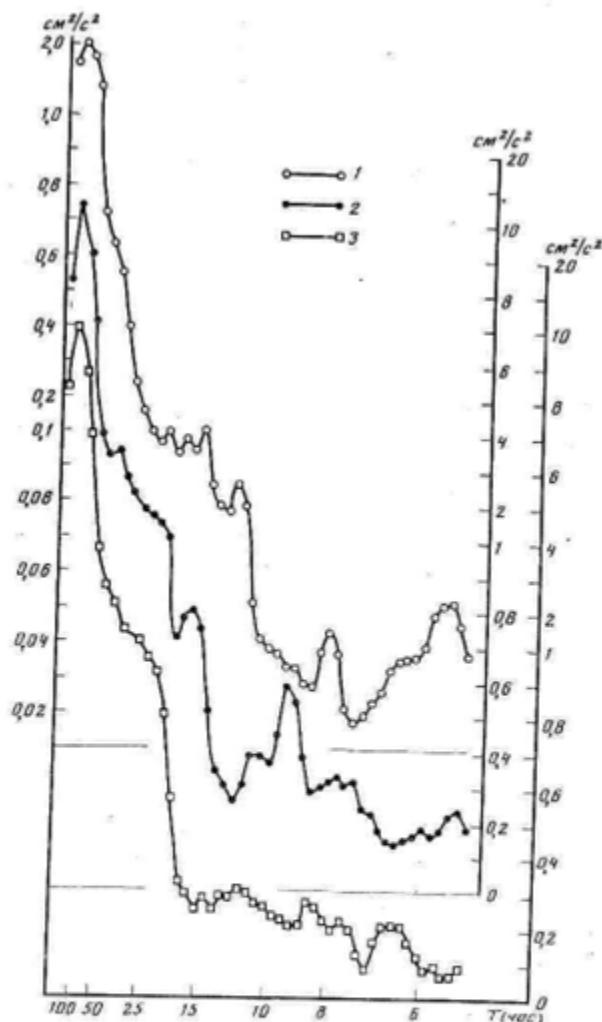


Рис. 40. Энергетические спектры временной изменчивости ветра и течений на горизонте 10 м на АБС 2 и 3
Инварианты: 1 — ветра; 2 — течений на АБС 2; 3 — АБС 3

мому, соответствует инерционным движениям с частотами, смешенными в более высокочастотную область из-за влияния рельефа берегов и дна. Уменьшение периода инерционных движений отмечалось и в прибрежных зонах других морей, в частности Черного [Гитов, 1973]. В соответствии с этим период 7 ч — одна из кратных гармоник инерционных движений, которые в прибрежной зоне могут доминировать над собственными инер-

ционными колебаниями. Причины существования периодов 12 и 9 ч обсуждались выше.

В целом средний коэффициент корреляции между ветром и течениями верхнего слоя в прибрежной мелководной зоне оказался ниже, чем для АБС-1 и АБС-2, – 0,44 и 0,46 для составляющих на меридиан и параллель соответственно, т.е. на уровне 95%-ного доверительного предела нулевой корреляции. Как отмечалось, по-видимому, это объясняется тем, что в прибрежной зоне на характер течений оказывает влияние большое количество неучтенных факторов, таких, как рельеф берегов и дна и других.

Взаимный спектральный анализ изменчивости течений поверхностного слоя на АБС-2 и АБС-3 показал, что коэффициент корреляции в рассматриваемом диапазоне частот находится на уровне 95% доверительного предела. Однако на инерционной частоте он оказался значительно выше 0,61, что дает для инерционных течений поверхностного слоя горизонтальный масштаб когерентности более 50 км. Такой же масштаб был получен в Северной Атлантике для инерционных течений верхнего слоя и в Черном море для топографических волн на частотах, близких к инерционной частоте [Блатов и др., 1983].

В 1979 г. в Южном Каспии, в одной и той же точке, расположенной к юго-востоку от Апшеронского полуострова, на глубине более 300 м было выполнено три буйковых постановки (АБС-4, -5, -6; см. рис. 39). Материалы, полученные на этих станциях, – по существу, первые данные долгопримененных наблюдений за течениями в открытых районах моря. Станции работали в различные гидрологические сезоны: в апреле – во время формирования сезонного термоклина; в июне – в период его развития и в ноябре–декабре, когда термоクリн уже разрушен.

Течения на АБС регистрировались в слое от 0 до 300 м. Одновременно с этим проводились многосуточные наблюдения за изменчивостью гидрологической структуры вод. Таким образом, данные наблюдений 1979 г. позволили оценить изменчивость характера течений от сезона к сезону, ее связь с ветровым воздействием, а также изменчивость спектрального состава мезомасштабных флуктуаций течений и гидрологической структуры вод с глубиной.

Во время работы АБС-4, с 10 по 27 апреля, преобладали северо-западные и северные (более 60%) и южные (26%) ветры, т.е. доминировали составляющие ветра на меридиан. Во время работы АБС-5, с 10 по 28 июня, ветровая обстановка характеризовалась явным преобладанием северных ветров (63%), а во время работы АБС-6, с 23 ноября по 10 декабря, ветры северных и южных рубцов имели практически равную повторяемость (23 и 22%).

Спектральный анализ колебаний ветра и течений отличается существенной изменчивостью от сезона к сезону (рис. 41).

Спектр флуктуаций течений в апреле на горизонте 50 м характеризуется весьма сложной структурой и высоким средним энергетическим уровнем. Однако и в нем могут быть выделены несколько периодов: естественный синоптический, суточный приливный около 15 ч и полусуточный приливный.

В июне спектр флуктуаций течений на этом горизонте также отличается сложной структурой, а общий энергетический уровень колебаний примерно

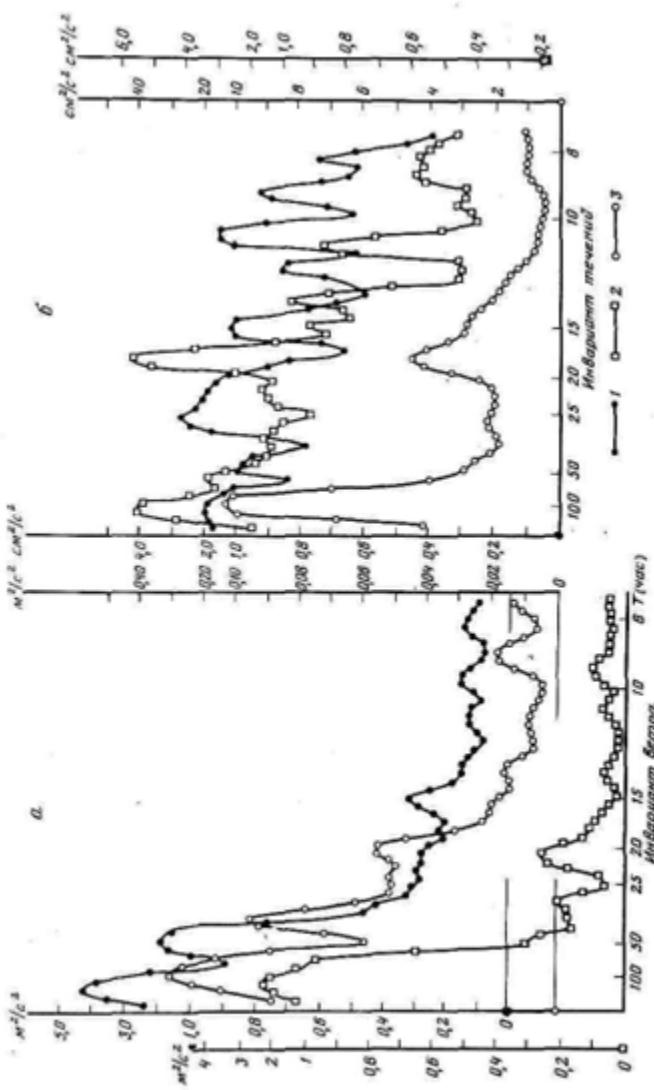


Рис. 4. Энергетические спектры временной изменчивости:
а — негр, б — течной на горизонте 50 м на АБС 4 — I, АБС 5 — 2, АБС 6 — 3

такой же, как в апреле. В спектре наиболее четко выделяются колебания с естественным синоптическим периодом и периодом, близким к инерционному.

Наиболее простой спектральный состав флуктуаций течений отмечается в ноябре–декабре, когда выделяются колебания с естественным синоптическим и квазивертикальным периодами. В то же время общий энергетический уровень колебаний течений в этом случае на порядок выше, чем в апреле и июне, тогда как энергетический уровень для колебаний ветра, наоборот, на порядок ниже.

Общий коэффициент корреляции между колебаниями ветра и течений на горизонте 50 м для всех случаев оказался приблизительно одинаковым: ~0,48–0,50, при 95%-ном доверительном уровне ~0,44, что свидетельствует о слабой связи флуктуаций течений с колебаниями местного ветра в открытых районах моря.

С глубиной общий коэффициент корреляции колебаний ветра и течений уменьшается, постепенно падая до уровня 95% нулевой корреляции, т.е. статистическая связь ветра и течений полностью отсутствует. Так, например, на АБС-5 коэффициент корреляции на горизонте 50 м $K_{50}^B \sim 0,52$, на горизонте 200 м $K_{200}^B = 0,42$, а на горизонте 300 м $K_{300}^B = 0,40$. Спектральный состав колебаний с глубиной существенно упрощается, на АБС-5 на горизонте 200 м четко выделяются колебания с ранее отмеченными периодами: естественным синоптическим, инерционным, полусуточным приливным и 9-часовым сейшевым (рис. 42). Такие же периоды в структуре течений выделяются в глубинных слоях воды и на АБС-6.

В общем для всех станций характерно уменьшение общего энергетического уровня колебаний течений с глубиной, которое в период интенсивного развития термоклина происходит быстрее (АБС-5), чем при его отсутствии (АБС-6). Такая вертикальная структура течений, а также отсутствие на горизонтах глубже 100 м пика, соответствующего естественному синоптическому периоду, свидетельствует о том, что энергетический источник синоптической изменчивости течений в открытых районах моря – крупномасштабное ветровое воздействие на волнную толщу, имеющее не местный, а региональный характер.

Данные наблюдений на АБС показывают, что с глубиной наблюдается также уменьшение общего энергетического уровня флуктуаций гидрологических характеристик, в частности энергии колебаний температуры (рис. 43). В спектрах колебаний температуры на горизонтах, расположенных ниже сезонного термоклина, выделяются практически все периоды, отмеченные по данным наблюдений за течениями. Обращает на себя внимание наличие энергетического пика на инерционной частоте в спектре колебаний температуры. Между флуктуациями температуры и течений отмечаются большие значения когерентности на инерционной частоте: 0,8 и 0,9 для составляющих на параллель и меридиан соответственно. С увеличением глубины когерентность на этой частоте возрастает: между горизонтами 50–200 м – 0,82÷0,86, между горизонтами 200–300 м – 0,90. Приведенные значения характеризуют взаимосвязь колебаний между горизонтами 50 и 200, 200 и 300 м соответственно. Такой характер взаимосвязей позволяет предположить существование в период наблюдений горизонтально поляризованных топографических волн на частоте

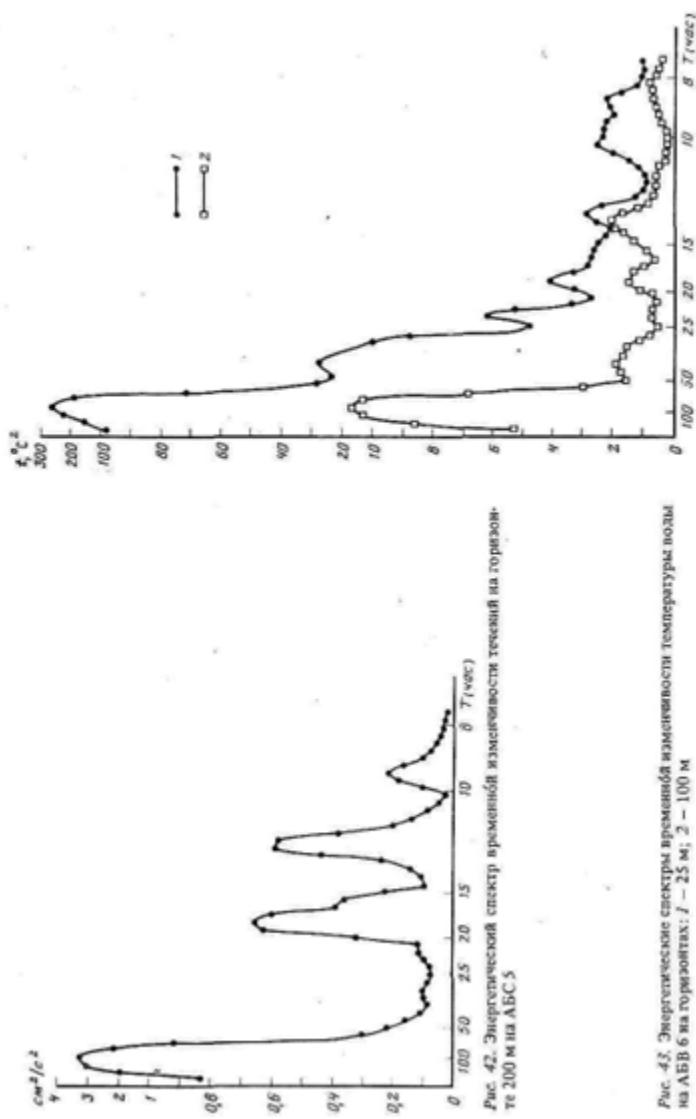


Рис. 43. Энергетические спектры временных изменений температуры полы на АБВ 6 на горизонтах: 1 — 25 м; 2 — 100 м

Рис. 42. Энергетический спектр временной изменчивости температуры полы на 200 м на АБС 5

тах, близких к инерционной, инициируемых в исследуемом районе нестационарными крупномасштабными течениями над неоднородностями дна.

Таким образом, статистический анализ обширного материала наблюдений за ветром, течениями и гидрологическими характеристиками на многосуточных станциях в 1975–1979 гг. в Южном Каспии позволил получить следующие выводы.

Средний коэффициент корреляции между ветром и течениями в поверхностном слое в прибрежной мелководной зоне ниже, чем в глубоководных районах, что связано с влиянием на изменчивость течений в прибрежной зоне рельефа берегов и дна и других факторов.

В спектрах колебаний течений и гидрологических характеристик в открытых глубоководных районах моря отмечаются в основном колебания четырех периодов: естественного синоптического, квазинерционного, полусуточного приливного и 9-часового сейшевого. В прибрежной зоне спектральный состав колебаний значительно более сложный, а для основных энергонесущих частот характерно смещение в более высокочастотную область.

С глубиной энергия мезомасштабных колебаний уменьшается, причем наиболее сильно в летний сезон, в условиях хорошо развитого сезонного термоклина.

В прибрежной зоне моря наиболее интенсивны инерционные течения, связанные с непосредственным ветровым воздействием, в открытых районах моря – топографические волны на частотах, близких к инерционной, которые возникают над областями с резкими изменениями глубин.

В общем анализ связей локального воздействия ветра с изменчивостью течений показал, что такие связи статистически плохо обусловлены, за исключением колебаний в диапазоне инерционных частот в прибрежной зоне моря. Анализ сезонной изменчивости спектрального состава колебаний гидрологических характеристик и его изменения с глубиной свидетельствует о том, что, за исключением инерционных движений, энергетический источник мезомасштабной изменчивости в открытых районах моря – ветровое воздействие на водную толщу, имеющее не локальный, а крупномасштабный аддективный характер.

Геострофические течения в Каспийском море исследовались с помощью динамического метода как по материалам отдельных гидрологических съемок моря, так и по осредненным данным наблюдений [Зайцев, 1935; Косарев, Мамедов, 1967; Косарев, Барбаш, 1969; Косарев, 1975].

В Каспии существуют как благоприятные, так и неблагоприятные условия для применения динамического метода. К благоприятным обстоятельствам относится прежде всего отсутствие приливов, сильно осложняющих исследование течений.

И вместе с тем некоторые присущие морю особенности значительно затрудняют использование динамического метода. Во-первых, это мелководность ряда районов и неравномерность распределения глубин. Так, впадины Среднего и Южного Каспия с глубинами, превышающими 700 м, разделены Апшеронским порогом, глубины над которым не более 170 м. Для Южного Каспия характерны широкий мелководный восточный шельф, сложный рельеф дна и наличие островов и банок. Такие условия вызыва-

ют необходимость приведения динамических высот к единому отсчетному уровню, что вносит в расчеты дополнительные погрешности.

Во-вторых, слабая стратифицированность моря (за исключением слоя резкого, неглубокого залегающего термоклина, формирующегося в летний сезон). Это обуславливает преобладание в толще воды слабых плотностных течений, хуже определяемых с помощью динамического метода. Кроме того, течения в верхнем слое моря отличаются большой изменчивостью.

Указанные условия следует иметь в виду при оценке результатов применения динамического метода в Каспийском море.

Анализ динамических карт, полученных в предыдущих работах (см. выше), позволил установить многие характерные особенности геострофической циркуляции в море. Не останавливаясь на анализе всех работ, обратимся к динамическим картам, опубликованным в монографии А.Н. Косарева [1975]. Они были построены по средним значениям плотности для 30' квадратов, для февраля и августа. За отсчетную поверхность для зимнего сезона был принят горизонт 250 дбар, для летнего — 200 дбар. Карты построены для слоя 0–150 дбар, причем для зимнего сезона впервые.

Анализ этих карт показал, что геострофическая циркуляция в верхних слоях Каспийского моря существенно меняется от сезона к сезону. Наибольшей интенсивности она достигает летом и значительно ослаблена зимой ввиду общей слабой бароклинности моря. Летом циркуляция сосредоточена в тонком верхнем слое, в области термоклина отмечаются большие вертикальные сдвиги в скорости. Зимой уменьшение скоростей с глубиной происходит равномернее. В поверхностном слое преобладают скорости 10–20 см/с, а на горизонтах 100–150 м в среднем не превышают 35 см/с.

В зимний сезон циркуляция характеризуется крупномасштабными круговоротами разных знаков — циклоническим в средней и антициклоническим в южной частях моря. Летом в Среднем Каспии в структуре геострофических течений выделяются отдельные круговороты разных знаков, а в Южном Каспии сохраняется антициклоническое движение вод, интенсифицированное в западной части [Косарев, 1975].

В 1976 г. в Каспийском море были выполнены четыре гидрологические квазисинхронные съемки — в феврале, апреле, августе и ноябре, охватившие большую часть акватории средней и южной частей моря. Данные этих съемок использованы для построения новых схем геострофических течений.

Значения температуры и солености, полученные во время съемок на стандартных попечных разрезах через море (см. рис. 1), были интерполированы в узлы регулярной 30-минутной сетки с помощью метода последовательных приближений. Обработка данных для построения динамических карт велась на ЭВМ ЕС-1022. Расчеты проведены на стандартных горизонтах в слое 0–400 м. За отсчетную поверхность выбран горизонт 400 дбар. Приведение динамических высот проводилось по методу Буркова-Морошкина [1965]. Динамические карты были построены для слоя 0–200 м. Анализ этих карт дает возможность впервые проследить сезонную изменчивость геострофической циркуляции на протяжении одного года, выявить ее отличия от средней многолетней картины.

В феврале горизонтальная структура течений характеризуется чередованием круговоротов разной завихренности (рис. 44, а, б). Большая часть Среднего Каспия охвачена обширным, но слабым циклоническим круговоротом со скоростями 3–4 см/с. В южном районе Среднего Каспия отмечается слабое антициклоническое движение вод с такими же скоростями. К юго-востоку от Ашхеронского полуострова четко прослеживается циклонический вихрь (скорости до 10 см/с), а вся центральная часть Южного Каспия охвачена слабым антициклоническим круговоротом (скорости 3–5 см/с). На стыке циркуляционных образований средней и южной частей моря, над Ашхеронским порогом находится зона существенных скоростей течений.

Все отмеченные особенности циркуляции прослеживаются на схемах течений до горизонта 200 дбар. Скорости сохраняются примерно такими же до 75–100 дбар, особенно в циклоническом круговороте Южного Каспия. Глубже они уменьшаются и не превышают 6–7 см/с, на основной же части акватории скорости 2–3 см/с.

Среднее многолетнее поле геострофических течений в феврале также характеризуется антициклонической циркуляцией в Южном Каспии, но циклонический вихрь в районе Ашхеронского полуострова выражен слабо и только из поверхности. Различается характер течений в южном районе Среднего Каспия. Скорости течений соответствуют среднемноголетним.

Следовательно, наряду с расхождениями, схемы течений 1976 г. подтверждают такие особенности геострофической циркуляции в феврале, как циклоническое движение вод в центральной части Среднего и антициклоническое – Южного Каспия, небольшие величины скоростей (3–10 см/с), однородную вертикальную структуру течений, определяемую слабой бароклинистичностью вод зимой.

В апреле горизонтальное распределение течений в Южном Каспии упрощается (см. рис. 44, в). Вся центральная часть характеризуется слабым антициклоническим движением (4–5 см/с), в восточной мелководной части на поверхности отмечается небольшое понижение в динамическом рельфе. Циклонический вихрь в районе Ашхеронского полуострова практически не выражен, но над Ашхеронским порогом прослеживается ложбина динамического рельефа в поверхностном слое.

В Среднем Каспии поле геострофических течений сложнее, чем в Южном, здесь выделяются два вихревых образования. Большую часть акватории занимает обширный циклонический круговорот, интенсифицированный у западного берега, где скорости составляют 12–13 см/с. В юго-западной части Среднего Каспия прослеживается антициклонический вихрь со скоростями в районе сопряжения с циклоническим вихрем до 10–11 см/с. На остальной акватории скорости около 4–5 см/с.

Все основные особенности поля геострофических течений, выделенные на поверхности моря, сохраняются и глубже, хотя характер широколиции упрощается. Скорости течений в Среднем Каспии остаются почти без изменений до горизонтов 75–100 дбар (см. рис. 44, г). Ниже они убывают и на горизонте 200 дбар не превышают 8 см/с, а в основном 3–4 см/с. В Южном Каспии в слое до 100 дбар скорости также меняются мало (4–5 см/с), а на горизонтах 150–200 дбар они всего 2–3 см/с.

Обобщая картину геострофической циркуляции в апреле, следует вы-

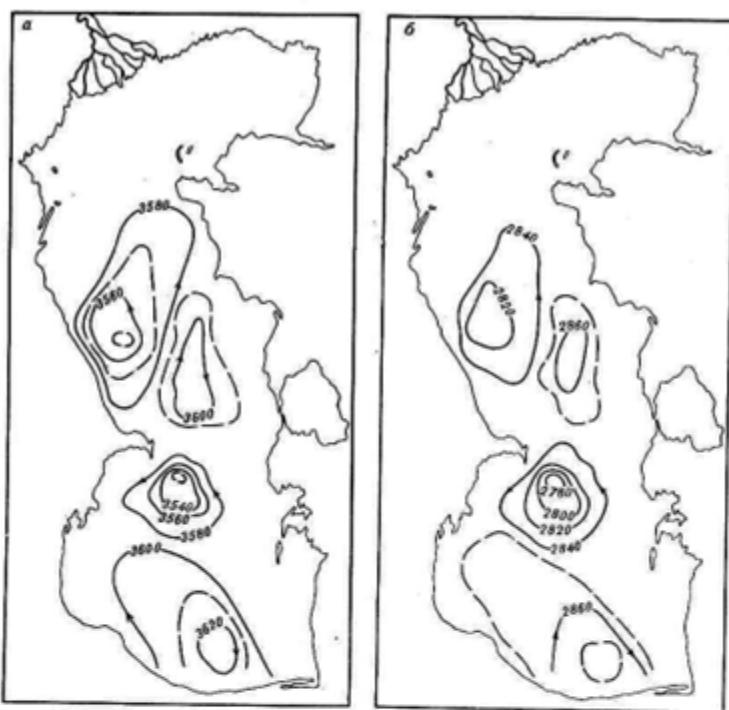
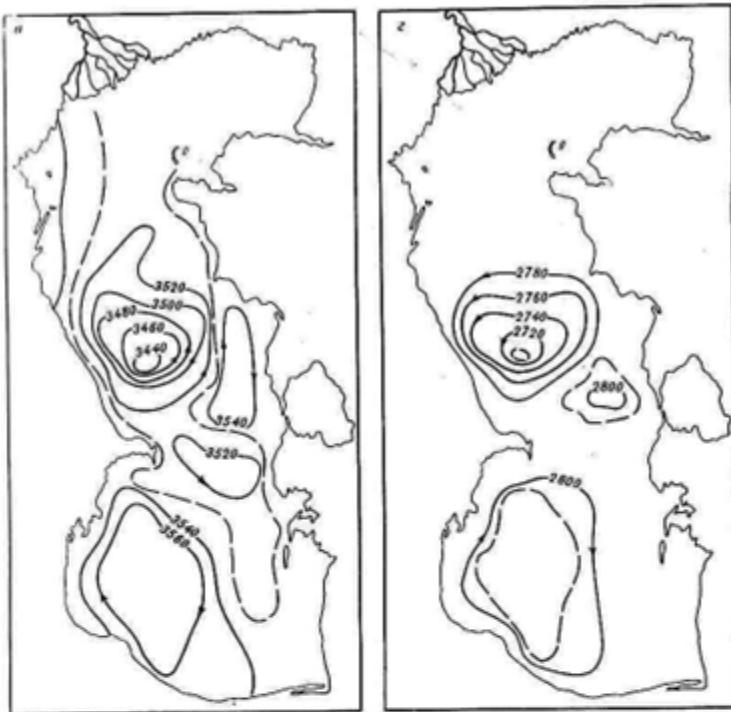


Рис. 44. Динамическая топография по данным съемок 1976 г.
Февраль: а – 0/400, б – 75/400 дбар. Апрель: в – 0/400, г – 75/400 дбар

делить такие ее черты, как слабый антициклонический круговорот в южной части моря и преобладающее интенсивное циклоническое движение – в средней. Характерно, что движение вод на юг – вдоль восточного берега Среднего Каспия в районе Бекдаша отражалось и на динамической карте, построенной по данным съемки в апреле 1959 г. [Косарев, Мамедов, 1967].

Сопоставление апрельских и августовских схем показывает, что за это время происходит более существенная эволюция динамической топографии, чем за время от февраля до апреля. Действительно, в августе в море уже присутствует интенсивный, неглубоко залегающий термохлини, который существенно усложняет динамический рельеф в верхнем слое моря.

На схемах для августа 1976 г. акватория Среднего Каспия была охвачена общим циклоническим движением вод, осложненным небольшими вихрями (рис. 45, а). На поверхности моря выделяются три циклонических вихря: в северо-восточном, западном и юго-восточном районах, а в районе м. Песчаный – антициклонический. Скорости течения в авгус-



те и средней части моря меньше, чем в апреле. Вблизи западного побережья и в районе Апшеронского порога они составляют 8–10 см/с, а в центральной части моря и вдоль восточного побережья еще меньше – 1–6 см/с.

Довольно сложная геострофическая циркуляция летом и в Южном Каспии. В его центральной и восточной частях на поверхности выделяется слабое циклоническое движение вод, а в юго-восточном районе моря и у Красноводского залива – локальные антициклонические вихри. Наиболее выраженное циркуляционное образование в Южном Каспии – югениевский антициклонический круговорот, занимающий всю западную часть и развитый значительно сильнее, чем в апреле (см. рис. 45, а). Наибольшие скорости в нем (около 15 см/с) отмечаются в районе устья Куры и низовий Апшеронского полуострова. На остальной акватории южной части моря скорости также несколько выше, чем в средней, и составляют 6–7 см/с.

Таким образом, летом по сравнению с зимой и весной произошло усиление циркуляции в средней части моря, при сохранении ее циклонического характера. Скорости течений по сравнению с апрелем умень-

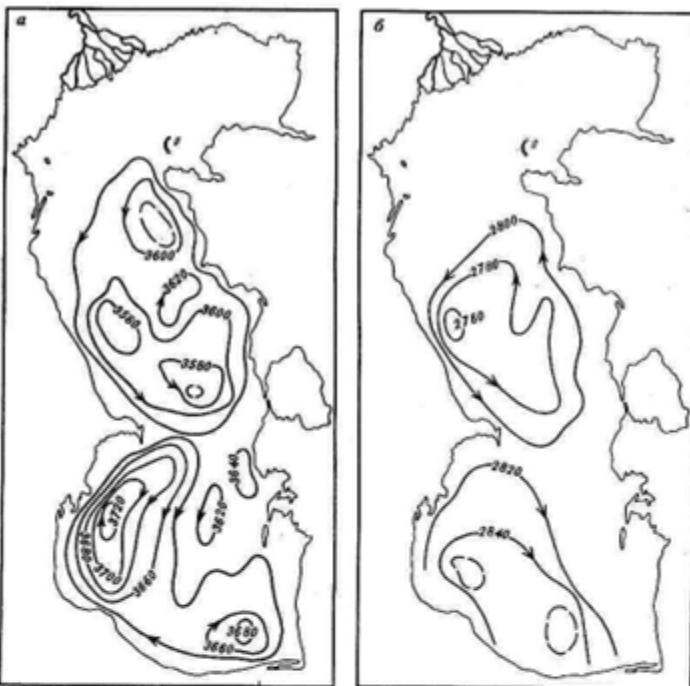
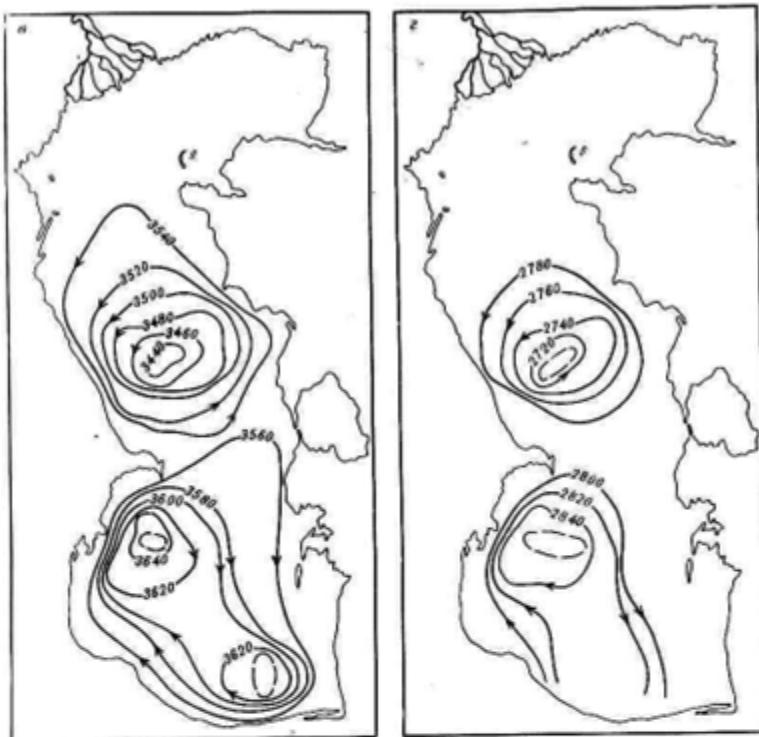


Рис. 45. Динамическая топография по данным съемок 1976 г.
Август: а – 0/400, б – 75/400 дбар. Ноябрь: в – 0/400, г – 75/400 дбар

шились. В западной части Южного Каспия сохранилась антициклоническая циркуляция, причем интенсивность ее значительно увеличилась.

Вертикальная структура течений в августе, в отличие от февраля и апреля, характеризуется значительной изменчивостью. Уже на поверхности 30 дбар исчезают все мелкие круговороты и выделяются лишь циклонический круговорот, охватывающий весь Средний Каспий, и антициклический – в западной части Южного Каспия с центром в районе устья Курры. Еще более слаженно поле течений на горизонте 75 дбар (см. рис. 45, б). Скорости течений в слое 30–50 дбар резко убывают и составляют 6–8 см/с.

Сопоставление новых схем геострофических течений для августа с полученными ранее показывает следующее. Характерная особенность всех схем – наличие циклонического движения вод в Среднем Каспии, хотя и отличающегося на разных схемах деталями. В западной части Южного Каспия, по средним многолетним картам динамической топографии, так же как и на схемах для августа 1976 г., четко выражен антициклический круговорот, в центральном районе циркуляция слабая. Более всего построен-



ные схемы течений соответствуют динамической карте для поверхности 25 дбар для августа, построенной по средним многолетним данным [Косарев, Барбаш, 1969].

Схемы геострофических течений в ноябре построены для Каспийского моря впервые. Они отличаются четкими циркуляционными образованиями в каждой из глубоководных частей моря: в Среднем Каспии выделяется циклонический, в Южном – антициклонический круговороты, интенсифицированные у западного берега моря (см. рис. 45, в). На западной периферии круговоротов скорости течений на поверхности достигают в средней части моря 16–17, в южной – 14–15 см/с. В других частях круговоротов они составляют 9–11 см/с.

Вертикальная структура течений характеризуется однородностью их по направлению (см. рис. 45, в, 2). Скорости течений вблизи западного берега моря убывают с глубиной и на поверхности 50 дбар максимум скорости в средней части моря 12–13 см/с, в южной – 10–11 см/с. На остальной акватории значения скоростей на этом горизонте почти такие же, как на поверхности, и уменьшаются лишь глубже 75 дбар.

На динамических картах, построенных по данным съемки в октябре 1958 г. [Косарев, Мамедов, 1967], в Среднем Каспии также четко выде-

ляется циклоническое движение вод, а в Южном Каспии антициклонический круговорот свойствен западному району и циклонический круговорот — центральному.

По сравнению с другими сезонами геострофические течения в ноябре отличаются простотой структуры и интенсивностью циркуляций в обеих частях моря. Упрощение горизонтальной и вертикальной структуры течений от лета к осени связано с тем, что в ноябре термоклин заглубляется до горизонтов 50–60 м, а градиенты в нем существенно уменьшаются.

Таким образом, карты динамической топографии, построенные по данным 1976 г., показывают, что геострофическая циркуляция в Среднем и Южном Каспии имеет вихревую структуру, которая весьма изменчива во времени. Это выражается в изменении положения круговоротов, направлений и скоростей течений. Наибольшая эволюция структуры течений происходит от весны к лету и от лета к осени в связи с тем, что в это время существенно перестраивается термическая структура верхнего слоя моря.

Большинство схем показывает, что для Среднего Каспия характерно преобладание циклонической циркуляции, на фоне которой выделяются локальные вихри разных знаков. В западной части Южного Каспия четко прослеживается антициклонический круговорот, особенно развитый летом и осенью. В центральном районе южной части моря преобладает слабое антициклоническое движение вод, хотя в августе отмечено и циклоническое вращение. Зимой выделяется циклонический круговорот к юго-востоку от Ашхеронского полуострова.

Интенсивность циркуляции в разных районах моря неодинаковая. Особенно значительные геострофические течения отмечаются вдоль западного берега Среднего и Южного Каспия, на остальной акватории движение вод более слабое. Относительные скорости течений весьма изменчивы от сезона к сезону. В феврале они минимальны (2–10 см/с) и однородны по акватонии моря. В апреле интенсифицируется циклонический круговорот в средней части моря, где скорости составляют 12–13 см/с, а в антициклоническом круговороте в южной части моря они не более 4–6 см/с. В августе, напротив, наибольшие скорости (15 см/с) наблюдаются в южном антициклоническом круговороте, а в Среднем Каспии они убывают (8–9 см/с). В ноябре скорости течений значительны в обеих частях моря, причем в Среднем Каспии несколько выше.

Вертикальная структура течений в феврале и апреле довольно однородная. В августе течения отличаются наибольшей вертикальной изменчивостью, выражющейся в том, что ниже термоклина характер циркуляции заметно упрощается, скорости уменьшаются. В ноябре распределение течений по вертикали однородное, но скорости уменьшаются, хотя и менее заметно, чем в августе.

Ввиду того что соленость в глубоководных частях Каспийского моря изменяется мало, особенности плотностной структуры вод, а следовательно, и геострофических течений определяет в основном температура. Именно сезонные изменения термической структуры вод приводят к изменениям геострофических течений.

Интенсификация геострофической циркуляции в верхнем слое моря в летнее время связана с образованием резкого термоклина в этот сезон. Ниже сезонного термоклина, расположенного в слое 20–40 м, циркуляция

уменьшается, скорости затухают. Однородность поля течений в ноябре объясняется заглублением термоклина до 50–60 м и уменьшением в нем вертикальных градиентов температуры. Зимой, когда толща вод моря хорошо перемешана и вертикальные градиенты температуры весьма малы, скорости геострофических течений и их вертикальные изменения также не значительны.

Гидрологические условия в Каспийском море таковы, что летом поле реальных течений с большей вероятностью может аппроксимироваться геострофическими течениями, чем зимой. Это объясняется тем, что летом в верхнем бароклиническом слое моря геострофические течения вносят больший вклад в реальное поле течений. Зимой же бароклиническость вод слабая, геострофические течения имеют небольшие скорости, а воздействие ветра на формирование поля течений сильное. Поэтому зимой следует ожидать купиного согласования геострофических и результирующих течений, что подтверждается некоторыми данными натурных наблюдений.

Кроме динамического метода, дающего общее представление о характере геострофической циркуляции в море, для расчета течений в Каспии была использована более совершенная диагностическая модель, разработанная А.С. Саркисяном [1966]. По этой модели расчеты поля течений производятся с учетом совместного влияния основных факторов их формирования: поля плотности, рельефа дна и тангенциального напряжения ветра.

Для расчетов были использованы уравнения для функций полных потоков, аппроксимированные системой разностных уравнений. Скорости и направления течений рассчитывались по средним многолетним значениям условной плотности, осредненным по 30° трапециям для всей акватории моря, за февраль и август на стандартных горизонтах: 0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 150, 200 м и далее до дна через 100 м. Расчеты были выполнены для случаев отсутствия ветра и для двух полей ветра – северо-западных и юго-восточных (скоростью 5–9 и 10–15 м/с), имеющих наибольшую повторяемость и влияющих на характер циркуляции вод. Результаты отражены на схемах, построенных для упомянутых стандартных горизонтов в слое 0–150 м, так как с глубиной количество исходных данных уменьшается, скорости течения ослабевают.

На схемах суммарных течений при юго-восточном ветре 5–9 м/с как в феврале (рис. 46, а), так и в августе на поверхности моря преобладают течения на север; на севере Среднего Каспия, в соответствии с конфигурацией берегов и рельефом дна, – северо-западные, в Северном Каспии (летом) преобладают западные течения. Скорости течений в глубоководных районах моря увеличиваются с юга на север, в пределах мелководного Северного Каспия скорости вновь уменьшаются. В августе в Южном Каспии скорости течений составляют 5–10 см/с, достигая в западной половине Среднего Каспия 20–25 см/с, в восточной – от 5 до 20 см/с. В феврале на поверхности скорости течений в основном 10–20 см/с. На горизонте 10 м течения поворачивают на восток и северо-восток, а в Северном Каспии (летом) – на север. В Южном Каспии скорости течений на этих глубинах равны 5–10 см/с, в Среднем Каспии в августе увеличиваются до 25 см/с, в феврале до 10–15 см/с. В Северном Каспии скорости менее 5 см/с. На горизонте 30 м в средней части моря уже отмечается перенос вод на юг и юго-восток; в северо-западном районе южной части моря в августе прослежи-

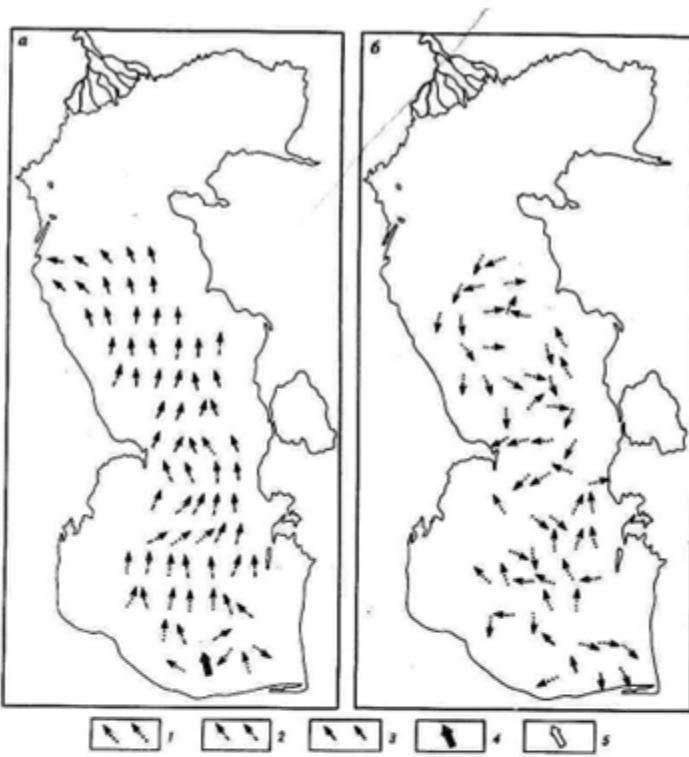


Рис. 46. Схемы течений в феврале: при юго-восточном ветре 5–9 м/с на горизонтах 0 м (а), 50 м (б)

Скорости течений, см/с: 1 – < 5; 2 – 5–10; 3 – 10–20; 4 – 20–30; 5 – 30–40

вается локальный антициклонический круговорот. Летом в слое 20–30 м, характеризующемся резкой бароклинистостью, течения менее устойчивые, чем зимой. В слое 50–100 м скорости течений невелики — почти везде меньше 5 см/с (рис. 46, б). В средней части моря зимой и летом формируется циклонический круговорот; в северо-западном районе Южного Каспия летом сохраняется слабое антициклоническое движение.

При юго-восточном ветре 10–15 м/с качественная картина течений сходна с рассмотренной. На поверхности моря общее для двух сезонов направление течений — северное и северо-восточное, лишь на севере Среднего Каспия и летом в Северном Каспии — северо-западное. Скорости течений значительные: в южной части моря от 10 до 20 см/с, в средней — зимой 20–40 см/с, летом до 50 см/с. На горизонтах 20–30 м течения на большей части акватории уже направлены против ветра — на юго-восток и юг; лишь вблизи восточного берега сохраняется перенос на север. Преобладаю-

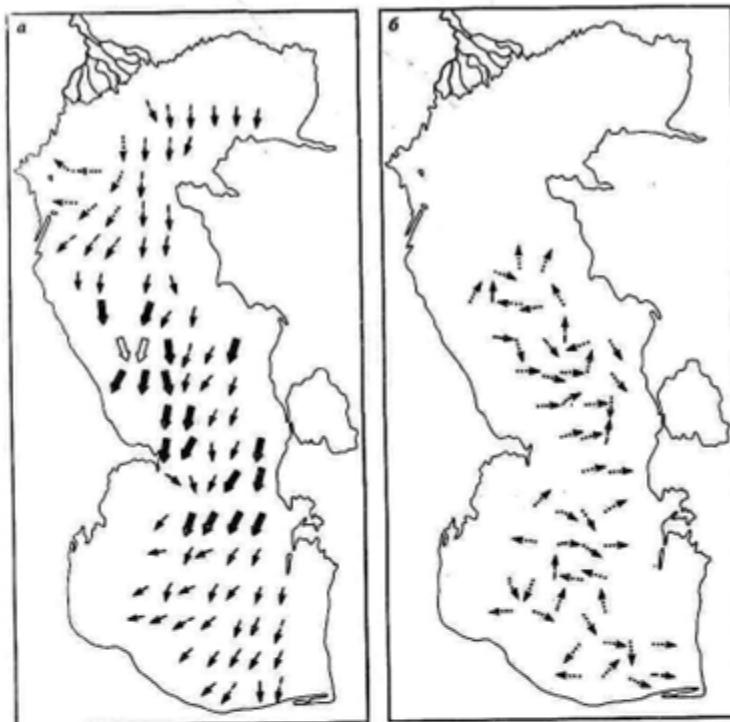


Рис. 47. Схемы течений в августе при северо-западном ветре 5–9 м/с на горизонтах 0 м (а), 75 м (б). Усл. обозначения см. рис. 46

ные скорости – 5–10 см/с, летом в средней части моря – до 20–30 см/с. На горизонтах 50, 75 и 100 м зимой и летом в средней части моря выделяется циклонический круговорот, в юго-восточном районе моря в феврале отмечен слабо выраженный циклонический вихрь. Скорости в этом слое небольшие, в основном меньше 5 см/с.

При северо-западном ветре 5–9 м/с направление течений на поверхности однородное для всего моря – южное и юго-западное, преобладающие скорости 15–20 см/с (рис. 47, а). Максимальные скорости до 35 см/с отмечены в августе в западной половине Среднего Каспия. На горизонте 10 м в этом месяце в Южном Каспии течения направлены уже большей частью на запад, их скорости составляют 10–15 см/с. Зимой на горизонтах 20–30 м течения усиливаются против ветра – на север и северо-запад, скорости их 5–10 см/с, иногда до 20 см/с. Летом на этих горизонтах течения менее устойчивые, хотя на 30-метровой глубине в Среднем Каспии также преобладает движение северных направлений. Скорости течений летом больше в средней части моря – до 20–30 см/с. В слое 50–100 м скорости уменьшаются до 2–5 см/с.

(см. рис. 47, б). Выделяется циклоническое движение в центральном районе Среднего Каспия и слабое антициклоническое – на северо-западе Южного Каспия. В восточной половине этой части моря отмечено перемещение вод на север; над Апшеронским порогом образуется зона конвергенции течений.

Течения при северо-западном ветре 10–15 м/с отличаются наибольшими скоростями, а пространственное распределение их сходно с полем течений при более слабых ветрах того же направления. На поверхности по всей акватории течения имеют южные и юго-западные направления с высокими скоростями (30–50 см/с), наибольшие скорости вблизи западного побережья достигают 50–60 см/с. На горизонте 10 м преобладают уже течения западного направления, их скорости от 10 до 30 см/с. Сезонные различия небольшие. На горизонтах 20 и 30 м на большей части акватории течения направлены против ветра, а скорости изменяются от 5–10 до 20–25 см/с. В слое 50–100 м скорости течений уменьшаются до 5–10 см/с, летом в средней части моря сохраняются скорости до 10–20 см/с. Центральный район Среднего Каспия охвачен циклоническим движением; в восточной половине южной части моря сохраняется перенос вод на север.

Расчет суммарных течений в Каспийском море показал, что в верхнем слое 0–10 м они направлены по ветру, причем с увеличением пути ветра над глубоким морем ("разгона" вод) направления течений становятся более устойчивыми, а скорости растут. Наибольшие скорости оказались в западной половине средней части моря, что связано со структурой ветровых полей и согласуется с натурными наблюдениями. С глубиной вектор течения вращается вправо, и на горизонтах 20–30 м направления течений становятся противоположными ветру, т.е. происходит компенсационное движение вод. Эта особенность структуры поля течений также подтверждается наблюдениями на многосугодичных станциях. Для вертикальной структуры течений ниже слоя трения на горизонтах 50–100 м характерно значительное уменьшение их скоростей и образование четкого циклонического круговорота в Среднем Каспии. На северо-западе южной части моря преобладает антициклоническое движение, в восточной его половине зимой происходит перенос вод на север. Над Апшеронским порогом образуется зона конвергенции течений.

Скорости суммарных течений значительно больше градиентных, особенно в верхнем слое, где ветер оказывает определяющее влияние на циркуляцию вод. Сезонная изменчивость поля течений проявляется в увеличении их скоростей и более сложном распределении летом, когда бароклининость слоев воды наибольшая. В феврале течения более слабые и однородные по направлению.

Сравнение результатов расчета течений с данными натурных наблюдений подтверждает такие важные их особенности, как связь с ветром, характер вертикальной изменчивости, порядок скоростей. Следовательно, использованная модель с достаточной степенью достоверности отражает закономерности циркуляции вод в Каспийском море.

КОНВЕКТИВНОЕ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ

В замкнутом Каспийском море конвективное перемешивание играет первостепенную роль в формировании гидрологической структуры вод, циркуляции придонных слоев. Благодаря активно развитым процессам конвекции, охватывающим всю толщу вод моря, происходит интенсивный обмен между верхними и глубинными слоями.

В разных частях Каспийского моря выделяются три типа конвективного перемешивания: полярный, субполярный и субтропический [Зубов, 1947]. Полярный тип характерен для северной части моря, где зимой происходит льдообразование. В большинстве районов средней и южной его частей конвекция протекает по субполярному типу — за счет охлаждения поверхностных слоев воды. В мелководных районах, заливах у восточного берега Среднего и особенно Южного Каспия, где летом наблюдается осолонение поверхностного слоя вследствие сильного испарения, отмечается субтропический тип конвекции.

Кроме зимней вертикальной циркуляции, перемешивание обеспечивается плотностным стоком вод, охлаждающихся в северных районах моря, в глубинные слои. В придонном слое Южного Каспия возбуждается геотермическая конвекция, связанная с повышением температуры в результате потока тепла от дна моря.

Зимняя вертикальная циркуляция развита по всей акватории Каспия, но ввиду уменьшения величины охлаждения в направлении с севера на юг глубина ее распространения также уменьшается в этом направлении. Следует отметить, что у восточного берега моря условия развития конвекции облегчаются в связи с большим выхолаживанием в зимнее время и значительным осолонением вод при испарении в летний сезон.

В верхнем слое воды, охваченном зимней вертикальной циркуляцией, наблюдается однородное распределение температуры, солености, плотности воды, высокое содержание кислорода. Нижняя граница перемешанного слоя четко выделяется по повышенным градиентам этих характеристик. Таким образом, зная вертикальное распределение гидрологических и гидрохимических параметров в конце периода охлаждения, можно довольно точно определить глубину распространения зимней вертикальной циркуляции в разных частях моря. В случае распространения ее до дна, во всем слое воды обычно наблюдается однородность гидрологических условий.

Исходя из этого глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море определялась путем анализа вертикального распределения условной плотности (σ_t) и содержания кислорода по материалам зимних гидрологических съемок, проведенных в феврале — начале марта в 1956—1975 гг. Нижняя граница однородного слоя, охваченного конвекцией, в это время достаточно четко выделяется по горизонтам значительного возрастания плотности и уменьшения содержания кислорода.

В мелководном Северном Каспии зимняя циркуляция доходит до дна несъма быстро (уже в ноябрь-декабре) и сопровождается льдообразованием.

В Среднем Каспии глубина распространения конвекции в средних условиях уменьшается с севера на юг от 200 до 120 м. Следовательно, в районах с глубинами меньше 120—200 м зимняя вертикальная циркуляция во мно-

гие годы доходит до дна. В суровые зимы глубина распространения конвекции в средней части моря увеличивается на 50–100 м и более. При этом температура верхнего слоя воды, в котором происходит интенсивное выхолаживание, часто становится ниже температуры подстилающих слоев, где ее распределение может быть одиородным до дна. В умеренные и мягкие зимы в Среднем Каспии температура в слое, охваченном зимней циркуляцией, остается выше, чем в нижележащих слоях.

В центральных районах южной части моря глубина конвекции в среднем равна 80–100 м, а на самом юге, в иранских водах, – 40–60 м [Бруевич, 1937]. Нижняя граница зимней конвекции в Южном Каспии хорошо согласуется с глубиной расположения максимума устойчивости.

В Южном Каспии в большинстве случаев температура слоя, охваченного зимней циркуляцией, остается выше, чем глубинных слоев воды, поскольку они формируются путем адvection через Ашхеронский порог более холодных среднекаспийских вод. При интенсивном выхолаживании верхнего слоя на промежуточных горизонтах может образоваться теплый промежуточный слой, характеризующий глубину проникновения конвекции. Влияние суровости зимы на температуру воды и глубину распространения перемещивания в Южном Каспии оказывается только в верхнем стометровом слое и, за редким исключением, не распространяется глубже.

Особенность вертикальной гидрологической структуры вод Каспийского моря такова, что в нем, в отличие от Черного моря, не образуется холодного промежуточного слоя на нижней границе зимней циркуляции. В тех районах Каспия, где циркуляция распространяется до дна, происходит выравнивание температуры и плотности по вертикали. Там же, где она до дна не доходит, температура охваченного ею слоя остается выше, чем нижележащих слоев, что также исключает возможность образования холодного промежуточного слоя.

Материалы повторных гидрологических наблюдений на одних и тех же разрезах показывают, что наиболее интенсивное развитие зимней циркуляции в открытых районах Каспийского моря наблюдается с декабря по февраль. У берегов, где охлаждение больше, конвекция происходит быстрее, чем в открытом море.

В разные по суровости зимы глубина распространения вертикальной циркуляции изменяется в широких пределах, особенно в Среднем Каспии (рис. 48). На разрезе Дивичи–Кендерли в умеренные и мягкие зимы циркуляция распространяется до горизонтов 150–200 м. В суровые зимы на этом разрезе вертикальная циркуляция часто охватывает всю толщу вод, доходя до дна (1969, 1973 гг.).

На разрезе Жилой–Куули в суровые и умеренные зимы конвекция либо доходит до дна (1969 г.), либо остается неохваченным лишь тонкий придонный слой над Ашхеронским порогом (1973 г. и др.), т.е. распространяется до 150 м. В некоторые умеренные и мягкие зимы ее нижняя граница располагалась на горизонте порядка 100–110 м (1959 г., 1975 г.). Конвективному перемещению в этом районе способствуют активно развитые динамические процессы – волны, течения, интенсивный водообмен.

В Южном Каспии на разрезе Куринский Камень–Огурчинский глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в западной части моря в некоторые годы была существенно больше, чем в восточной (1969 г., 178

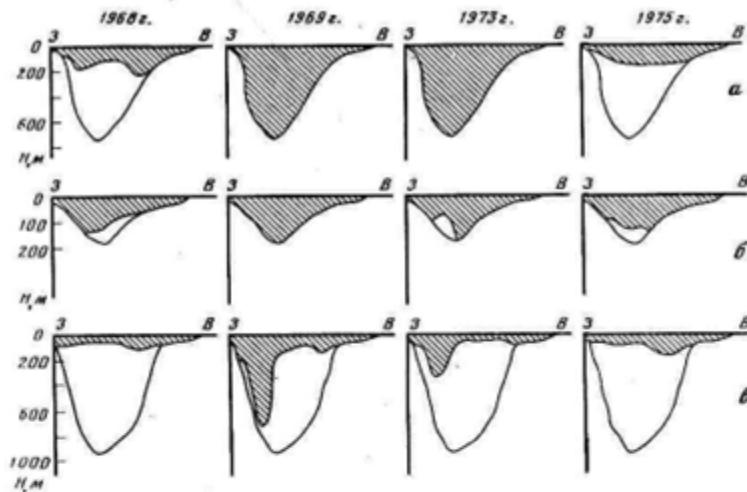


Рис. 48. Глубина распространения зимней вертикальной циркуляции (штриховка) на разрезах Дивичи—Кендери (а), Жалой—Куули (б) и Куринский Камень—Огурчинский (в) в феврале 1968, 1969, 1973, 1977 гг.

а также 1973 г., 1974 г.). В феврале экстремально холодной зимы 1968/69 г. поблизости западного берега однородный охлажденный слой прослеживался до горизонта 680 м (см. рис. 48). Вероятная причина этого явления заключается в адвекции в Южный Каспий вдоль западного берега более холодных вод из северных районов моря. В общем на разрезе Куринский Камень—Огурчинский глубина зимней циркуляции изменяется от 100–150 м в суровые и умеренные зимы до 80 м в мягкие.

Таким образом, по данным за 1956–1975 гг., толщина слоя, охваченного зимней конвекцией, составляла 150–200 м в Среднем Каспии, 100–150 м на Ашшеронском пороге и 80–150 м в Южном Каспии.

Наряду с зимней вертикальной циркуляцией важную роль в формировании и вентиляции глубинных и придонных слоев воды играет плотностной сток вод из северных районов моря.

Холодные воды с высокой плотностью формируются в обширном мелководном районе поблизости кромки льда в Северном Каспии и на северном склоне среднекаспийской впадины. Сильное выхолаживание, а также осенение при льдообразовании создают условия для образования здесь вод с такой плотностью, которая позволяет им стекать по склонам дна и вдоль своих изолинических поверхностей в глубинные слои среднекаспийской впадины.

Материалы нескольких экспедиций кафедры океанологии МГУ, проведенных в районе формирования вод высокой плотности, показали, что этот процесс происходит следующим образом. Теплые ($5-6^{\circ}$) среднекаспийские воды, имеющие соленость 12,9–13,0‰ и повышенное содержание кислорода, распространяются на север в восточной половине Среднего Каспия.

В районе кромки льда они охлаждаются (а иногда и осолоняются), приобретают высокую плотность (11,1–11,3 усл. ед.) и начинают погружаться. В промежуточных слоях Среднего Каспия условная плотность (σ_t) равна 10,9–11,0, а у дна – 11,1–11,3 усл. ед., что позволяет водам из северных районов стекать до самых больших глубин впадины Среднего Каспия. В северные районы поступают новые порции среднекаспийских вод и таким образом устанавливается своеобразная циркуляция. Существование именно такой циркуляции делает роль плотностного стока (шельфового эффекта) весомой в вентиляции глубинных слоев, несмотря на сравнительно небольшой объем вод, одновременно охлаждающихся в северных районах моря.

Величина охлаждения вод зависит от суровости зимы, и поэтому возможность плотностного стока в разные годы неодинакова. Однако сравнение условной плотности в районах образования холодных вод (разрез Чечень–Мангышлак) и их распространения (разрез Дивичи–Кендерли) показывает, что в феврале величина σ_t на разрезе Чечень–Мангышлак становится несколько больше, чем на разрезе Дивичи–Кендерли, не только в суровые и умеренные, но и в некоторые мягкие зимы.

В случаях мягких зим, когда кромка льда отодвигается к северу, плотность воды в районе кромки льда повышается за счет интенсивного подтока более соленых среднекаспийских вод. В суровые зимы при интенсивном выхолаживании появляется возможность стекания вод с восточного шельфа моря, в частности из Казахского залива.

Формирование и вентиляция глубинных вод Южного Каспия происходит главным образом благодаря поступлению среднекаспийских вод через Ашхеронский порог и опусканию их вдоль склона дна в глубинные слои южнокаспийской впадины. Кроме того, в Южном Каспии также существует возможность плотностного стока вод с восточного шельфа – из Туркменского залива и других районов, но зимнее охлаждение здесь меньше, чем в средней части моря.

Наглядное представление о процессе плотностного стока дает использование функции потока плотности. Стотммел [Stommel, 1968] применил этот метод для прослеживания распространения в океане абиссальных вод. Абиссальным водам, имеющим низкую температуру и большую плотность, на T, S -диаграмме соответствуют низкие значения функции потока плотности. По мере удаления от источника образования более плотные придонные воды трансформируются и значения функции потока плотности возрастают. Следовательно, по распределению значений функции потока плотности можно судить о продвижении вод от очага формирования.

Результаты расчета и распределение изолиний функции потока плотности у дна Каспийского моря в феврале показаны на рис. 49 [Гордиенко, 1976, 1977]. Язык низких значений (менее 5,5) функции потока плотности указывает на поступление более плотных и охлажденных вод с севера. Интересно отметить, что этот поток следует вдоль западного берега Среднего Каспия.

Рисунок изолиний функции потока плотности и распределение изопики свидетельствуют о дальнейшем поступлении этих вод через Ашхеронский порог в южную часть моря, где они прослеживаются на глубинах от 400–500 м до дна.

Рис. 49. Распределение значений функции потока плотности у дна в феврале.

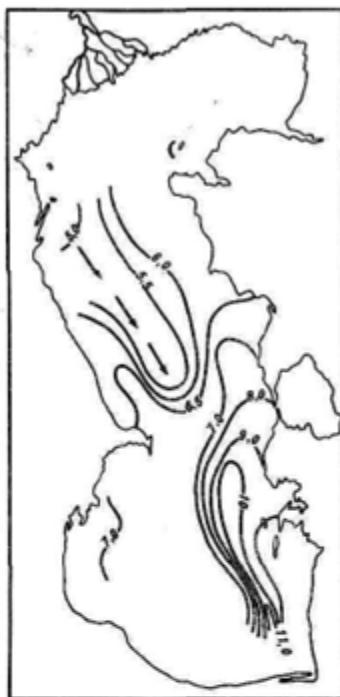
Согласно ориентировочным расчетам время распространения вод с такой плотностью из северных районов моря в южные занимает около полугода. Это подтверждается и сезонными изменениями гидрологических характеристик в придонных слоях впадин Среднего и Южного Каспия.

Помимо температуры и плотности воды, хорошим показателем глубины распространения зимней конвекции служит содержание кислорода. В Среднем Каспии зимой в слое, охваченном вертикальной циркуляцией (0–150 м), содержание кислорода не менее 5–6 мл/л. Из нижней границы этого слоя оно резко уменьшается до 3,0–3,5 мл/л у дна. В аномально сухую зиму 1968/69 г., когда вертикальная циркуляция на разрезе Дивичи–Кацлерли распространялась до дна и во всей толще воды плотность была почти одинаковой ($\sigma_t = 10,9$ – $11,0$ усл. ед.), содержание кислорода на этом разрезе в слое 0–300 м было около 7 мл/л, а в придонном – 5,0–6,0 мл/л.

Процесс плотностного стока холодных вод в придонные слои среднекаспийской впадины сопровождается повышением в них содержания кислорода – до 3,5–4,0 мл/л в слое от 400 м до дна. В то же время на промежуточных глубинах количество кислорода более низкое (2,5–3,0 мл/л).

Вертикальное распределение кислорода в Южном Каспии в зимние месяцы также связано с условиями развития конвекции. В слое, схваченном циркуляцией (0–80, 100 м), содержание кислорода высокое – более 5,5 мл/л, а на нижней границе этого слоя уменьшается до 3,5–4,5 мл/л. Здесь, так же как и в Среднем Каспии, в слое 200–300 м возможно образование промежуточного минимума кислорода (до 2,0 мл/л), обусловленное компенсационным подъемом обедненных кислородом вод с нижних горизонтов, на что указывает куполообразный характер изоксиген.

Различия в вертикальном распределении кислорода в Южном Каспии при различных условиях перемешивания показывают следующие примеры. В феврале 1969 г. (экстремально суровая зима) в западной части разреза Куринский Камень–Огурчинский перемешиванием была охвачена почти вся толща вод (см. рис. 48) и содержание кислорода у дна превышало 6 мл/л, тогда как в восточной части разреза было около 2 мл/л.



В марте 1971 г. (умеренная зима) на этом же разрезе в слое толщиной 100–200 м четко выделяется нижняя граница распространения зимней вертикальной циркуляции по резким вертикальным градиентам кислорода (от 1 до 3 мл/л). В придонном слое отмечалось низкое содержание кислорода – 2,1–2,4 мл/л.

В придонных слоях Южного Каспия перемешивание вод возможно также за счет придонной конвекции, возбуждаемой тепловым потоком от дна моря. Его существование подтверждается наблюдавшимися случаями сверхadiабатического повышения температуры воды на придонных горизонтах на $0,1$ – $0,2^{\circ}$. Проведенная количественная оценка условий возникновения придонной конвекции показала, что в большинстве случаев толщина придонного конвективного слоя составляет 100–200 м. Хотя отрицательные градиенты условной плотности в этом слое – сотые доли условных единиц, но учитывая общую плотность однородность глубинных слоев моря, их следует считать вполне достаточными для возникновения придонной конвекции в Южном Каспии.

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

В настоящей работе характеристика гидрологических условий в средней и южной частях моря дается по данным наблюдений, проведенных в основном в 70-е годы (1968–1978 гг.). В эти годы гидрологические процессы в море развивались на фоне маломениющегося положения его уровня на низких отметках в конце 60-х годов и последующего понижения в первой половине 70-х годов, вызванного гидрометеорологической обстановкой в бассейне Волги. Вместе с тем изменения гидрологических условий в море, связанные с гидростроительством на Волге в 50-х годах, к началу 70-х годов уже сбалансировались. Следовательно, рассматриваемый отрезок времени отражает терминалную стадию режима моря, сформировавшегося на протяжении почти полувекового понижения его уровня, сменившегося быстрым подъемом в конце 70-х – начале 80-х годов. Выделение этого периода логически обосновано и позволяет судить о реакции Каспийского моря на длительные количественные и качественные изменения поступающего в него речного стока.

В последние десятилетия (с начала 60-х годов) сезонные гидрологические наблюдения в Среднем и Южном Каспии (в феврале, апреле, августе и ноябре) проводятся на трех стандартных поперечных разрезах: Дивичи–Кендерли, Жилой–Куули и Курийский Камень–Огурчинский (см. рис. 1). Поэтому характеристика гидрологических условий в глубоководных частях моря и их сезонной изменчивости дается по материалам наблюдений на трех указанных разрезах, осредненным за 1968–1978 гг. Кроме того, рассмотрен годовой цикл изменчивости гидрологических характеристик по данным за 1976 г. В этом году по инициативе Научного совета ГКНТ и АН СССР по комплексному изучению проблем Каспийского моря силами многих организаций были проведены четыре комплексные океанологические съемки, охватившие большую часть акватории моря. Во время каждой съемки наблюдения проводились на большинстве стандартных поперечных разрезов через море, показанных на рис. 1. Такой обширный объем наблюдений, как отмечалось, не выполнялся уже на протяжении многих лет.

Во время этих съемок был проведен комплекс биологических работ, для интерпретации результатов которых необходимы сведения о гидрологических и гидрохимических условиях, наблюдавшихся в море. Материалы биологических работ 1976 г. представлены в книге "Каспийское море. Фауна и биологическая продуктивность" [1985].

Распределение температуры воды на разрезах в 1968–1978 гг. сохраняет основные особенности, присущие температурному полю в средней и южной частях Каспия.

Зимой вертикальная температурная структура вод отличается однородностью, особенно в Среднем Каспии. На разрезе Дивичи–Кендерли в слое 0–400 м температура в основном составляет $5-6^{\circ}$, а ко дну понижается до $4,2^{\circ}$ на горизонте 600 м (рис. 50, I, a). Большая часть разреза над Ашеронским порогом занята водами с температурой от 9° на поверхности до $6,7^{\circ}$ в придонном слое. Обращает внимание понижение температуры до $3,5^{\circ}$ у западного берега и повышение до $8,3^{\circ}$ у восточного. Это показывает, что вдоль западного берега и в глубинных слоях воды над Ашеронским порогом преобладает перенос более холодных вод из северных районов моря на юг. В верхнем слое центральной и восточной частей разреза более теплые южнокаспийские воды двигаются на север. Подобные особенности водообмена через Ашеронский порог отмечались и ранее, и рассматриваемые данные подтверждают реальность указанного механизма обмена вод между Средним и Южным Каспием в среднемноголетнем аспекте.

В Южном Каспии в верхнем слое воды толщиной 100–200 м зимой сохраняется вертикальная стратификация температуры, которая уменьшается от $8-9$ до 7° , а глубже до дна понижается до $5,7-5,9^{\circ}$ (см. рис. 50, I, б).

В феврале 1976 г. в Среднем Каспии почти на всей акватории температура воды была выше 0° , однако вдоль западного берега на поверхности моря до широты Дербента прослеживалась отрицательная температура воды, а у южного берега Ашеронского полуострова она была всего 1° . В восточной части Среднего Каспия температура доходила до 7° , что характерно для теплых вод, движущихся в направлении с юга на север. Следовательно, данные 1976 г. подтвердили характерную крупномасштабную особенность зимнего распределения температуры в Среднем Каспии: ее значительную зональную неравномерность, отражающую перенос холодных вод вдоль западного берега на юг и теплых – вдоль восточного на север.

В слое воды толщиной 50 м вследствие развития перемешивания температура в Среднем Каспии изменялась очень незначительно, в Южном Каспии на горизонте 50 м она была на $0,5^{\circ}$ ниже, чем на поверхности.

На горизонте 100 м в средней части моря распределение температуры отличалось однородностью, преобладала температура около 6° . В южной части моря на этом горизонте температура в основном была $7-8^{\circ}$, в южных районах – 9° и выше.

Весьма интересно распределение температуры на разрезе через Средний Каспий, выполненному в феврале 1980 г. Оно показывает, что в центральном районе Среднего Каспия во всей толще вод происходит интенсивный подъем глубинных вод к поверхности, по-видимому, связанный с центром циклонического круговорота. В зоне подъема, в слое 0–300 м, температура воды была на $0,5-0,8^{\circ}$ выше, чем в окружающих водах (рис. 51, а). В глу-

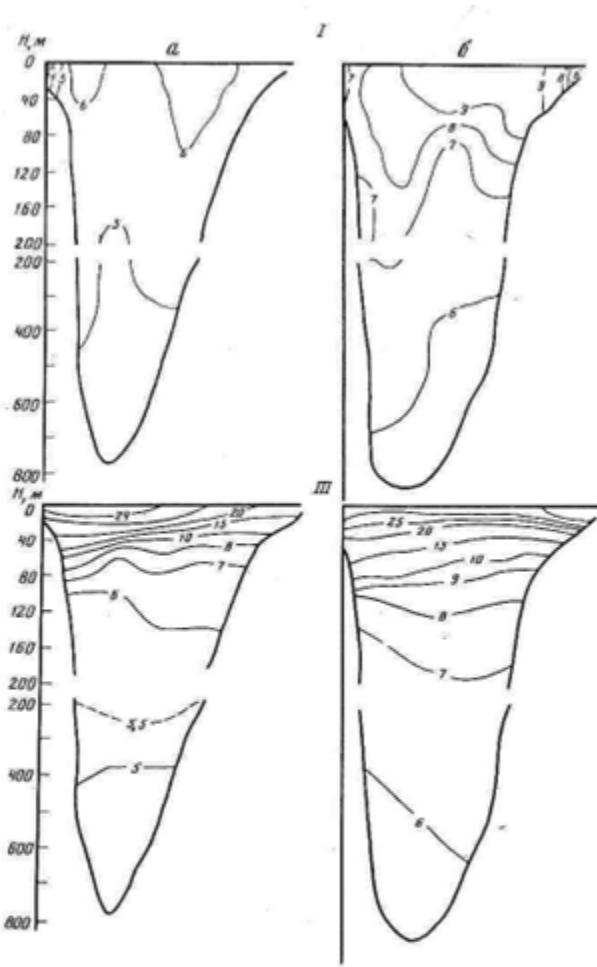
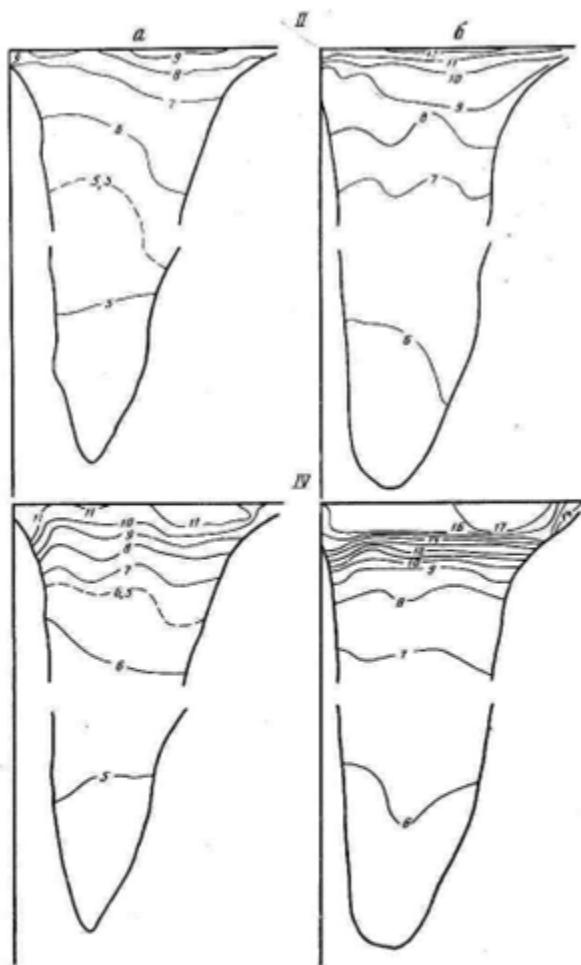


Рис. 50. Распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) в 1968–1978 гг. в феврале (I), апреле (II), августе (III), ноябре (IV) на разрезах: Джижи-Кендерли (а), Куринский Камень-Отурчинской (б)

банных слоях подъем прослеживался также по распределению кислорода (см. рис. 51, г). По характеру солености они не выделяются.

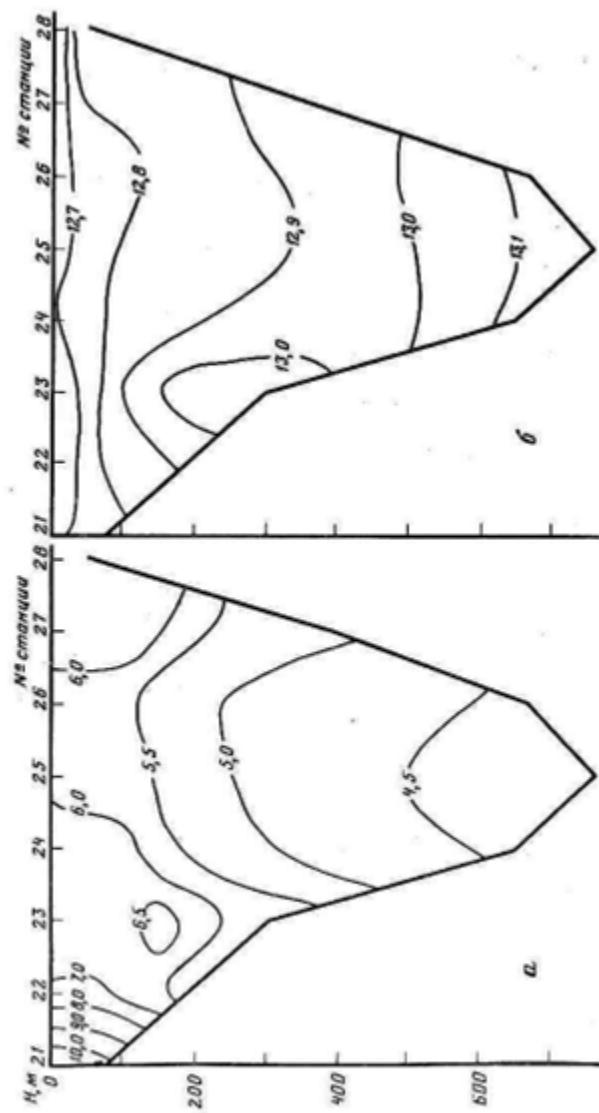
Весной, в апреле, происходит повышение температуры в верхнем 100-метровом слое воды, увеличение вертикальной температурной стратификации. В Среднем Каспии в этом слое температура изменяется от 9 до 5,7–6,5 $^{\circ}$ (см. рис. 50, II, а).



На Ашеронском пороге в поверхностном слое вода прогрета уже до $11-12^{\circ}$, а в глубинных слоях температура около 6° . В Южном Каспии, в слое 0–160 м, температура изменяется от 12 до 7° (см. рис. 50, II, б).

В апреле 1976 г. в северном районе Среднего Каспия уже наблюдалась горизонтальная стратификация температуры, обратная зимней: в открытом море температура несколько ниже, чем у берегов.

На большей части акватории Среднего Каспия температура была $9-10^{\circ}$, но к северу от Ашеронского полуострова выделялся обширный район с более низкой температурой $7-9^{\circ}$. В Южном Каспии от февраля к апрелю



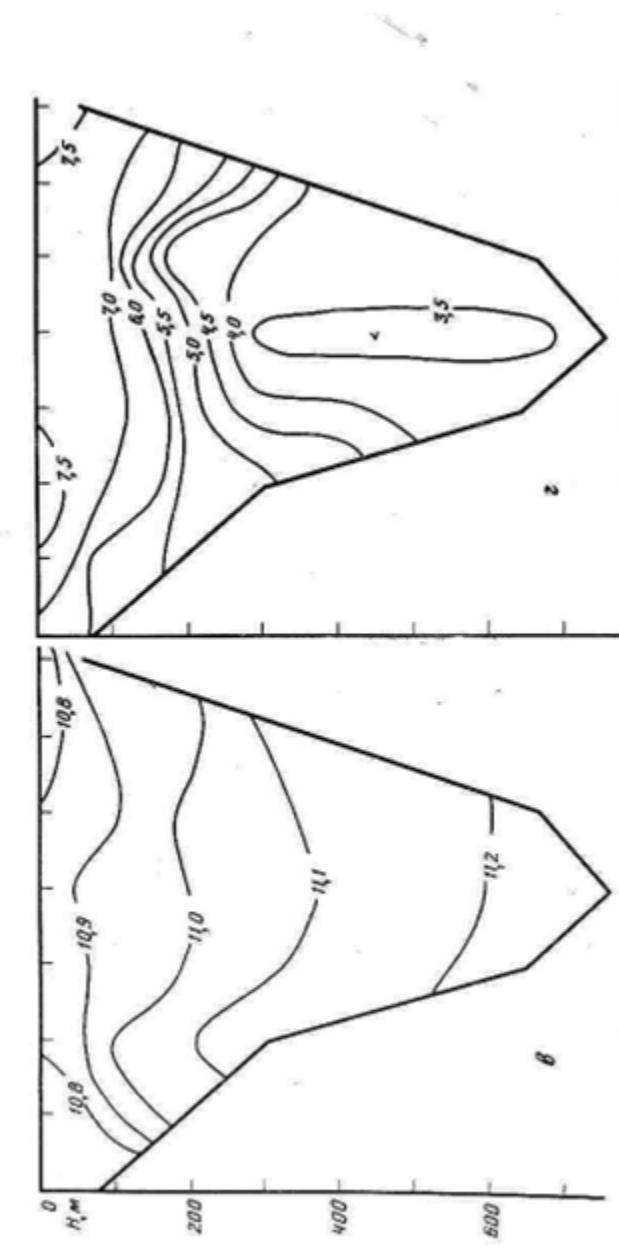


Рис. 5.1. Распределение гидрологических характеристик на разрезе через Средний Каспий (см. рис. 1, XIV) в феврале 1980 г.
 σ — химическая концентрация, мг/л; θ_0 — температура воды, °С; z — условная глубина, м; d — номера станций

температура в среднем повысилась на 3° , что существенно меньше, чем в средней части моря. На большей части акватории Южного Каспия температура на поверхности в апреле была $12-13^{\circ}$.

На горизонте 50 м повышения температуры не отмечено. По направлению с северо-запада на юго-восток она возрастает от 6 до 9° и выше. Вдоль западного берега моря температура примерно на $1,5-2^{\circ}$ ниже, чем вдоль восточного, что характерно для условий меридионального переноса вод.

На горизонте 100 м температура, по сравнению с февралем, также почти не изменилась и составляла $6-7^{\circ}$. При этом в западной половине моря она ниже, чем в восточной.

Распределение температуры в августе отличается прежде всего наличием в верхнем слое моря резкого, четко выраженного термоклина. В западной и центральной частях разреза Дивичи–Кендерли он находится в слое 20–40 м, где температура уменьшается от 23 до $10-12^{\circ}$. В восточной части разреза термоクлин выходит к поверхности в связи с тем, что вдоль восточного берега Среднего Каспия в летние месяцы интенсивно развит апвеллинг (см. рис. 50, III, a).

На разрезе Жилой–Куули термоклин занимает несколько больший слой – от 10–20 до 40–50 м, что связано с активными динамическими процессами в этом районе. Температура в термоклине понижается от 24 до $10-12^{\circ}$, а в глубинных слоях разреза составляет $5,7-6,0^{\circ}$.

В западной части разреза Куринский Камень–Огурчинский термоклин находится на несколько больших глубинах (20–50 м), чем в восточной (10–40 м), температура в этом слое уменьшается от 24–25 до $11-12^{\circ}$. Под термоклином, в слое воды до 150 м температура понижается примерно до 7° (см. рис. 50, III, б).

В августе 1976 г. температура на поверхности в средней части моря изменилась от 22 до 26° , в южной – от 26 до 28° . В Среднем Каспии характерно понижение температуры по направлению с запада на восток от 25–26 до 23–24 $^{\circ}$, в связи с образованием вдоль восточного побережья отрицательной температурной аномалии в результате апвеллинга. В то же время вдоль западного берега происходит перенос на юг хорошо прогретых опресненных вод из северной части моря. Судя по распределению температуры воды, в августе 1976 г. апвеллинг вдоль восточного берега был выражен слабо. В годы с интенсивным его развитием температура в этом районе может понижаться гораздо больше.

В Южном Каспии самая высокая температура (29°) была на шельфе у восточного берега. В этой части моря прослеживалось движение хорошо прогретых вод на север и в районе Кара-Богаз-Гола, у южной границы области отрицательной температурной аномалии отмечались существенные горизонтальные градиенты температуры: по направлению с юга на север она понижалась от 27 до 24° .

На горизонте 50 м по сравнению с апрелем также произошло повышение температуры: в Среднем Каспии на 3° , а в некоторых районах Южного Каспия на $10-11^{\circ}$. В центральном районе Среднего Каспия выделялся язык наиболее прогретых вод с температурой более 10° , распространяющихся из южной части моря. В Южном Каспии температура в основном составляла $10-11^{\circ}$, но к юго-востоку от Апшеронского полуострова выделялся локальный максимум (до 15°).

На горизонте 100 м изменения температуры были малы, лишь в центральном районе Южного Каспия она повысилась примерно на 1° .

Сезонный термоклин в августе 1976 г. в средней части моря располагался на горизонтах 30–50 м, в южной – 20–30 м.

С сентября начинается охлаждение поверхностных слоев моря, интенсивность и величина которого уменьшается по направлению от северных мелководных к южным глубоководным районам. К ноябрю температура на поверхности понижается в Среднем Каспии на $15-20^{\circ}$, в Южном – на $12-16^{\circ}$. В период охлаждения моря различия в температуре у западного и восточного берегов выравниваются и осенью в море преобладают широтные ее изменения.

В ноябре термоклин уже размыт, но в верхнем 100-метровом слое еще сохраняются вертикальные градиенты температуры, особенно в Южном Каспии.

На разрезе Дивичи–Кендерли по среднемноголетним данным в слое 0–80 м температура понижается от $10-11$ до 7° и далее ко дну – до $4,5^{\circ}$ (см. рис. 50, IV, а).

На Апшеронском пороге более низкие температуры воды отмечаются вблизи западного берега, где на поверхности температура около 13° , тогда как в восточной части разреза – $15-16^{\circ}$. В слое 0–80 м она уменьшается до $7,5-8,0^{\circ}$, а вблизи дна составляет $6,2^{\circ}$.

В южной части моря в ноябре хорошо перемешан 30-метровый слой воды, в котором температура составляет $16-17^{\circ}$; глубже, на горизонтах 30–80 м, она уменьшается до 9° (см. рис. 50, IV, б).

В ноябре 1976 г. поверхностная температура в северном районе Среднего Каспия равнялась 6° , а на Апшеронском пороге была около 10° . В южной части моря, в направлении с севера на юг, температура возрастала от 12 до 16° . Область более низких температур (около 12°) выделялась на восточном шельфе, что связано с интенсивным охлаждением этого района под влиянием резко континентального климата прилегающих пустынь.

В связи с развитием конвекции и усилением динамического перемешивания в ноябре в Среднем Каспии перепад температур в слое 0–50 м составлял всего 2° , на горизонте 50 м преобладала температура 8° . В Южном Каспии в этом слое на фоне температуры $10-12^{\circ}$ выделялся максимум (до 14°), к югу от Апшеронского полуострова приуроченный к локально-му антициклическому круговороту (см. рис. 45, в, г).

На протяжении года средняя величина изменений температуры воды на поверхности в Среднем и Южном Каспии примерно одинаковая и составляет соответственно 18 и $17,5^{\circ}$.

СОЛЕНОСТЬ ВОДЫ

Распределение солености в Каспийском море зависит от изменений поступающего в море речного стока.

В рассматриваемые годы в феврале на разрезе Дивичи–Кендерли толща вод от 100 м до дна имела высокую соленость – $13,0-13,1\%$. При этом более соленые воды находятся в восточной части разреза, где в слое около 400 м выделяется ядро воды с соленостью $13,2\%$. Лишь в поверхностном слое у западного берега соленость понижается до $12,7-12,8\%$, что связано

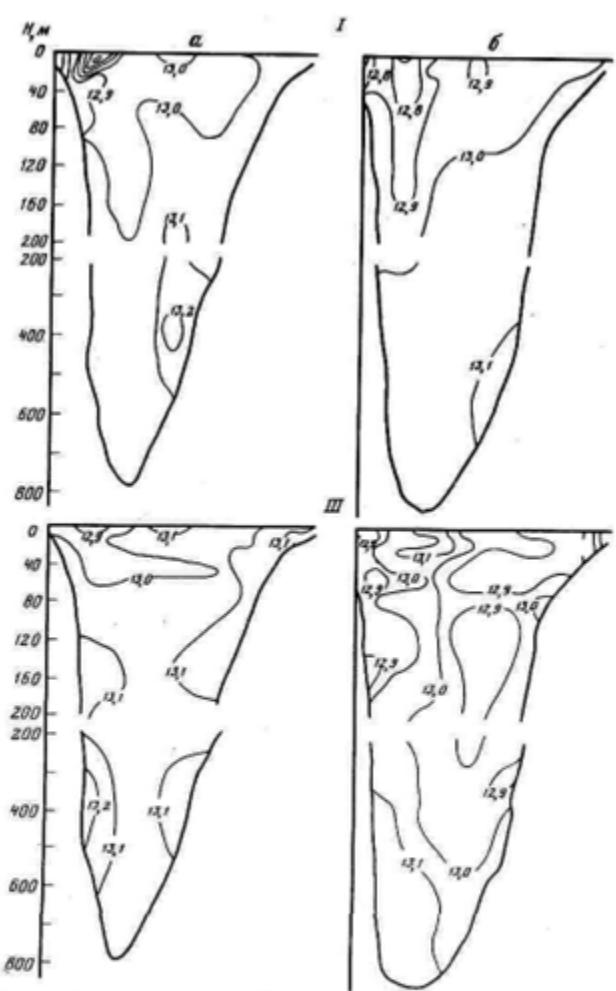
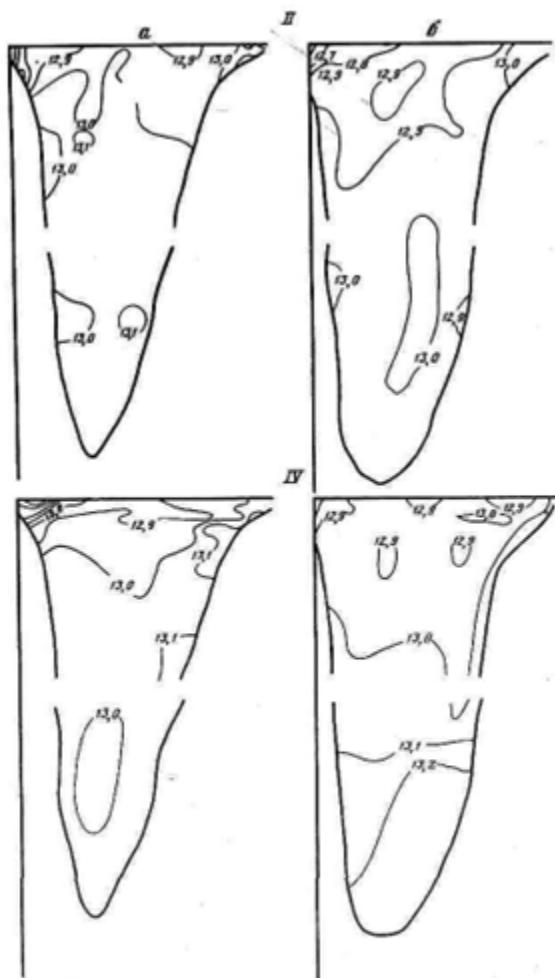


Рис. 52. Распределение солености (‰) в 1968/1978 гг. в феврале (I), апреле (II), августе (III), ноябре (IV) на разрезах: Дживичи-Кендерли (а), Куринский Камень-Огурчинский (б)

с распространением на юг опресненных вод из Северного Каспия (рис. 52, I, а).

В центральной части разреза Жилой-Куули в верхнем 40-метровом слое соленость 12,8–12,9‰, а в основном на разрезе она составляет 12,95–13,1‰.



В западной части разреза Куринский Камень—Огурчинский, в слое до 60 м, соленость пониженная ($12,7-12,8^{\circ}/\text{oo}$) в связи с влиянием стока Куры. В центральной и восточной частях разреза в слое 0–100 м соленость $12,90-12,95^{\circ}/\text{oo}$. На глубинах от 100–200 м до дна она весьма однородная и составляет $13,0-13,1^{\circ}/\text{oo}$ (см. рис. 52, I, б).

В общем, в феврале в толще вод Среднего и Южного Каспия соленость

составляла 13,0–13,1 $\%$ и лишь в поверхностном слое – 12,8–12,9 $\%$. Соленость 13 $\%$ и выше до 70-х годов встречалась в основном в осолоненных мелководных заливах восточного побережья моря и составила для Среднего и Южного Каспия относительно высокую величину, на 0,1–0,2 $\%$ превышающую среднюю многолетнюю соленость этих частей моря в 50–60-х годах. Поэтому появление солености 13 $\%$ и выше на разрезах, построенных по средним многолетним данным, полученным в 1968–1978 гг., – показательный признак, отражающий изменения в режиме солености.

В феврале 1976 г. в южной части Среднего Каспия на поверхности наблюдалась пониженная соленость – 12,5 $\%$, а в Южном Каспии преобладала соленость около 13 $\%$. С глубиной соленость возрастает незначительно, особенно в Южном Каспии.

На меридиональном разрезе через Средний Каспий в феврале 1980 г. соленость постепенно повышалась с глубиной от 12,7 $\%$ в верхнем слое до 13,1 $\%$ в придонном (650–700 м) (см. рис. 51, б).

Весной в средней части моря в верхнем слое воды (0–50, 100 м) величина солености возрастает; от 12,5–12,9 $\%$ у западного берега до 12,9–13,1 $\%$ у восточного. Вся глубинная часть разреза занята водами с соленостью 13 $\%$ и выше (см. рис. 52, II, а).

В Южном Каспии, в слое 0–100–160 м преобладает соленость 12,8–12,9 $\%$. Однако на мелководье у западного берега она понижается до 12,6–12,7 $\%$ (влияние Куры), а у восточного – повышается до 13,0 $\%$ (осолонение вод на шельфе). На глубинах от 100–150 м до дна соленость равна 12,9–13,0 $\%$, ниже, чем в средней части моря (см. рис. 52, II, б).

В апреле 1976 г. в северо-западном районе моря, вблизи о-ва Чечень, четко прослеживалось опресняющее влияние речного стока – соленость здесь повышалась в южном направлении от 9,0 до 12,5 $\%$.

На горизонте 50 м в средней части моря соленость возрастала с северо-запада на юго-восток от 11,0 до 12,5 $\%$. Однако уже на горизонте 100 м ее величина возрастала до 13,0 $\%$. В Южном Каспии в слое 0–100 м отмечалась однородная соленость – около 13 $\%$.

Таким образом, в апреле 1976 г. в слое 0–50 м наблюдались различия в солености между Средним Каспием, где она в основном была пониженная (11,0–12,5 $\%$), и Южным, где отмечены высокие ее значения (около 13 $\%$). На горизонте 100 м по всей акватории Среднего и Южного Каспия соленость была порядка 13 $\%$.

Распределение солености в толще вод летом характеризуется большей перспективностью, "платнистостью", хотя разность ее величин остается небольшой. В средней части моря преобладает соленость 13,0 $\%$, у восточного берега – больше 13,1 $\%$. В Южном Каспии в слое от 0 до 500 м величина солености 12,9–13,0 $\%$, а глубже (600–800 м) она возрастает до 13,1 $\%$ (см. рис. 52, III).

Летом в различных районах моря происходят разнонаправленные процессы изменения солености. В северные и северо-западные районы поступает большое количество пресной воды и соленость в поверхностном слое снижается. В то же время в юго-восточном районе интенсивное испарение приводит к осолонению верхних слоев воды. В процессе преобладающей горизонтальной циркуляции опресненные воды переносятся вдоль западно-

го берега Среднего Каспия на юг, а вдоль восточного берега в Средний Каспий поступают более соленые воды из южной части моря.

В августе 1976 г. в северо-западном районе Среднего Каспия наблюдалась низкая соленость — $8,0-12,5^{\circ}/\text{oo}$, но на большей части акватории моря преобладала соленость $13^{\circ}/\text{oo}$. В слое 50–100 м распределение солености было весьма однородным, почти везде она составляла $13^{\circ}/\text{oo}$ или немногого более. На горизонте 100 м вблизи берегов отмечено повышение солености до $13,2^{\circ}/\text{oo}$.

По сравнению с апрелем в августе горизонтальные градиенты солености возросли, особенно в северных районах Среднего Каспия. Повышение солености в юго-восточном районе моря служит благоприятным фактором для развития соленостной конвекции и постепенного оттока осолоненных вод в глубинные слои Южно-Каспийской впадины.

В ноябре соленость на поверхности изменялась лишь в Среднем Каспии, где на большей части акватории она уменьшалась до $12,5-12,9^{\circ}/\text{oo}$, только в районе Караг-Богаз-Гола отмечалась соленость $13^{\circ}/\text{oo}$. В северо-западном районе моря, так же как и в другие месяцы, наблюдалось спрессование ($8-12^{\circ}/\text{oo}$). На горизонтах 50 и 100 м в обеих частях моря преобладала соленость около $13^{\circ}/\text{oo}$.

Осенью распределение солености в толще воды снова становится более однородным. В Среднем Каспии, в верхнем 30-метровом слое, она увеличивается от западного берега к восточному от $12,3-12,6$ до $13,0-13,1^{\circ}/\text{oo}$. Глубже 60–100 м до дна соленость превышает $13,0^{\circ}/\text{oo}$, вдоль восточного склона дна — до $13,1^{\circ}/\text{oo}$ (см. рис. 52 IV, a).

В южной части моря в ноябре соленость повышается от поверхности ко дну от $12,9-13,0$ до $13,1-13,2^{\circ}/\text{oo}$ (см. рис. 52, IV, б).

Таким образом, в толще вод Южного Каспия от весны к осени происходит накопление вод с высокой соленостью. В апреле в слое от 400 м до дна значения солености были $12,9-13,0^{\circ}/\text{oo}$, в августе возросли до $13,0-13,1^{\circ}/\text{oo}$, а в ноябре соленость достигла $13,1-13,2^{\circ}/\text{oo}$, т. е. была больше, чем соленость глубинных вод Среднего Каспия. Это подтверждает, что образование глубинных вод Южного Каспия связано не только с адвекцией из Среднего Каспия, но и с плотностным стоком соленных вод с восточного склона южной части моря.

Распределение условной плотности в море зимой отличается слабым ее ростом с глубиной от $10,9-11,0$ усл. ед. в поверхностном слое до $11,0-11,1$ усл. ед. в глубинных (см. рис. 51, в). Весной вертикальная плотность, или перспенсивность увеличивается, условная плотность возрастает от $10,4-10,8$ усл. ед. в поверхностном до $11,1-11,2$ в толще вод до самого дна. Летом в верхнем прогретом и перемешанном слое плотности равна $7,5-8,5$ усл. ед., затем резко возрастает до $10,0-10,5$ усл. ед., а далее с глубиной почти не изменяется и равна $11,0-11,2$ усл. ед. Осенью в верхнем слое сохраняются вертикальные градиенты плотности, величина которых растет по направлению с севера на юг. От поверхности до горизонта 80 м условная плотность увеличивается от $9,8-10,6$ до $10,8-11,0$ усл. ед. В глубинных слоях, как и в другие сезоны, она составляет $11,0-11,2$ усл. ед.

Распределение плотности в разные сезоны показывает, что в 70-х годах произошло небольшое ее повышение, связанное с увеличением солености в толще под моря.

Сезонные изменения условной плотности в 1976 г. в верхнем 50-метровом слое составили в среднем 4,0 усл. ед. (от 10,6–11,0 зимой до 6,5–7,0 усл. ед. летом). Характер плотностной структуры вод в этом слое в течение года существенно изменялся. Однако уже на горизонте 100 м с апреля по ноябрь ее сезонные изменения были незначительны – на большей части акватории сохранилась плотность около 11,0 усл. ед. (в феврале 10,8–11,0 усл. ед.).

Анализ показывает, что в толще вод Среднего и Южного Каспия наиболее выражены сезонные изменения температуры и плотности воды и существенно меньше – солености. При этом в разных районах моря эти изменения имеют свои особенности.

ТЕРМОХАЛИННЫЙ АНАЛИЗ ВОД

Совместная оценка пространственно-временного распределения температуры и солености позволяет получить обобщенную характеристику гидрологической структуры вод. Для изучения особенностей термохалинных соотношений в море, их сезонных изменений целесообразно применение объемного T, S -анализа.

Объемный T, S -анализ представляет собой разновидность статистического термохалинского анализа водных масс. Он заключается в подсчете повторяемости объемов вод в соответствующих классах T, S -диаграммы, что позволяет судить о термохалинном разнообразии вод исследуемого бассейна [Мамаев, 1970].

Основу для проведения объемного T, S -анализа вод Каспийского моря составляет массив среднемноголетних гидрологических данных, полученных по результатам наблюдений с 1940 по 1972 г. для февраля, апреля, августа и октября [Косарев, 1975]. Данные массива охватывают площадь Каспийского моря, заключенную между параллелями 38 и 45° с. ш. В рассмотрение не вошли Северный Каспий и иранская часть Южного Каспия.

Исследуемая акватория была разбита на полуградусные трапеции со сторонами, совпадающими с параллелями и меридианами. При этом принято допущение о равенстве площадей трапеций независимо от широты. Возникающие в связи с этим ошибки лишь незначительно сказываются в конечном итоге при построении объемной T, S -диаграммы.

Толща воды была разделена на слои, границы которых определялись горизонтами: 0, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800 м. Поскольку значительные изменения температуры и солености отмечаются в пределах верхнего 200-метрового слоя, в нем для увеличения точности было принято более мелкое деление.

По кривым вертикального распределения определялись значения температуры и солености на середину каждого слоя. После этого для каждого из слоев были построены карты распределения осредненных величин температуры и солености с последующей экстраполяцией значений характеристик в вершины полуградусных трапеций. За значения температуры и солености в данном слое рассматриваемой трапеции принимались средние арифметические из этих величин.

В прибрежных районах береговой контур аппроксимировался прямыми

линиями и реальный объем заменяется эквивалентным объемом с горизонтальным дном, соответствующим средней глубине в данной трапеции.

Для построения объемных T , S -диаграмм плоскость диаграммы была разделена сеткой на классы с интервалами по температуре $0,5^\circ$, солености – $0,1\%$. Итоговый этап работы заключался в подсчете объемных единиц, занимаемых T , S -соотношением данного класса. Полученные T , S -диаграммы для каждого слоя между указанными выше горизонтами были обобщены для Среднего, Южного Каспия и для всего моря. На обобщенных T , S -диаграммах в качестве главной единицы объема рассматривался параллелепипед с основанием полуградусной трапеции и глубиной 100 м.

Объемные T , S -диаграммы Каспия были построены для февраля, апреля, августа и октября по среднемноголетним данным. На T , S -диаграммах указаны относительные объемы вод в процентах к общему объему вод всей рассматриваемой части Каспийского моря. На полях каждой T , S -диаграммы приведены результаты суммирования повторяемости объемов по вертикали и горизонтали, таким образом подсчитаны одномерные распределения для солености (внизу) и для температуры (справа). Кроме того, эти одномерные распределения даны отдельно для Среднего и Южного Каспия (рис. 53).

Сравнение величин, полученных на диаграммах для разных месяцев, показывает, что соленость большей части объема вод Каспийского моря изменяется в довольно узких пределах – от $12,4$ до $13,0\%$. Свыше 50% вод во все сезоны имеют соленость в интервале $12,8$ – $12,9\%$ и температуру от $5,0$ до $6,5^\circ$. Эти T , S -соотношения характерны для глубинных водных масс Каспийского моря (см. главу I настоящей книги).

На диаграммах для февраля и апреля основной объем вод имеет температуру ниже 12° . На диаграммах для августа и октября при той же температуре наблюдается разрыв, указывающий на резкий перепад температур с глубиной. Воды с более высокой температурой относятся к летней модификации верхней каспийской водной массы. Наличие разрыва на диаграммах отмечает образование резкого сезонного термоклина и позволяет принять изотерму 12° за нижнюю границу верхней каспийской водной массы в летний сезон.

Объем верхней каспийской водной массы летней модификации составляет в отношении к общему объему моря в августе $11,8\%$ в Среднем Каспии, $6,9\%$ – в Южном Каспии, в октябре соответственно $12,1$ и $7,1\%$.

Результаты расчетов средних значений температуры и солености даны в табл. 42.

Средняя температура в августе наиболее высокая для года и примерно одинаковая для Среднего и Южного Каспия. В остальные месяцы Средний Каспий холоднее и разница в значениях средней температуры составляет около 1° .

Годовая величина изменений средней солености в Среднем и Южном Каспии незначительная – около $0,1\%$, однако характер изменения средней солености для этих частей Каспийского моря различен. В Южном Каспии от февраля к октябрю средняя соленость увеличивается, в Среднем Каспии за это же время она уменьшается.

На T , S -диаграммах видно (см. рис. 53), что в Среднем и Южном Каспии в отдельные месяцы удельное содержание вод с разной соленостью в диапазоне

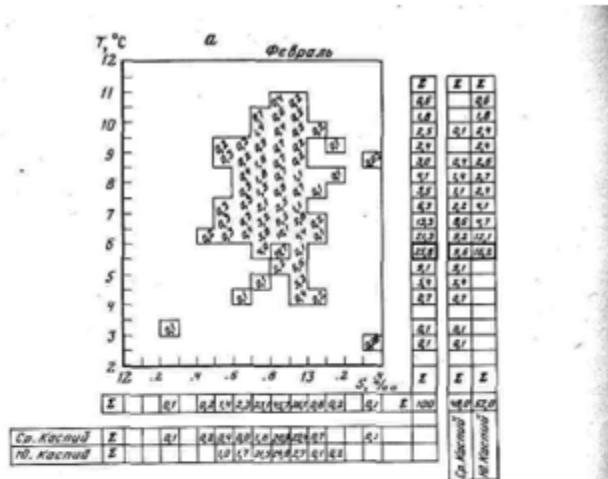


Рис. 53. Объемные T -диаграммы для февраля (а) и августа (б) по средним многолетним данным. Проценты указаны от общего объема

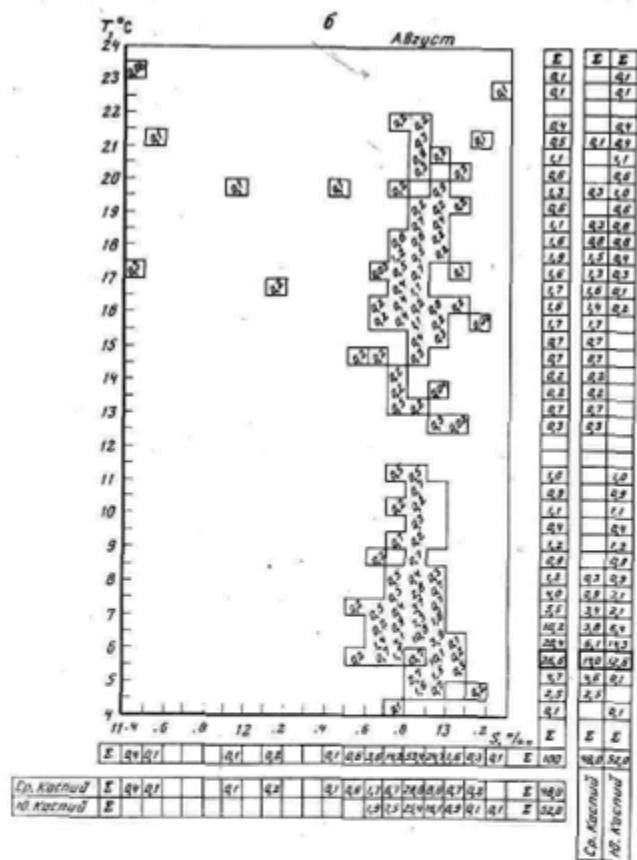
зоне 12,7–13 $^{\circ}$ /‰ изменяется. В октябре в Среднем Каспии воды с соленостью 12,7–12,8 $^{\circ}$ /‰ составляют 18,6% от общего объема вод моря, а в феврале их содержание равно всего 1,6%, но резко увеличивается удельное содержание вод с соленостью 12,9–13,0 $^{\circ}$ /‰ (что составляет 23,4 вместо 0,8% в октябре). В апреле и августе объемы вод указанных диапазонов солености малы, большая часть вод имеет соленость 12,8–12,9 $^{\circ}$ /‰.

В Южном Каспии наблюдается обратная картина. От весны к осени происходит относительное увеличение объемов вод с соленостью 12,9–13,0 $^{\circ}$ /‰. В зимнее же время возрастает удельный вес вод с соленостью 12,7–12,8 $^{\circ}$ /‰.

Анализ сезонных изменений объемов высокосоленных вод ($S > 12,9^{\circ}/\text{‰}$) в глубинных слоях моря (табл. 43) позволяет судить об их генезисе и трансформации.

Таблица 42
Средние значения температуры и солености
по среднемноголетним данным

Месяц	Температура, °C		Соленость, ‰	
	Средний Каспий	Южный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий
февраль	6,00	7,01	12,88	12,80
апрель	6,35	7,28	12,84	12,85
август	8,57	8,51	12,84	12,86
октябрь	7,91	8,16	12,78	12,89



Сезонные изменения суммарных величин объемов вод высокой солености в Среднем и Южном Каспии, по данным табл. 43, примерно соответствуют годовому ходу средней солености в этих бассейнах.

Интенсивное испарение в летний и осенний сезоны сопровождается увеличением объема вод повышенной солености в Южном Каспии, особенно в октябре. В Среднем Каспии высокосоленные воды в большем количестве отмечаются в августе, чем в октябре.

В феврале почти вся толща вод Среднего Каспия заполнена высокосолеными водами. Объем их примерно совпадает с объемом таких же вод в Южном Каспии в октябре. Малое количество высокосоленных вод в Южном Каспии в феврале при более низкой средней солености, по сравнению с октябрьским, указывает на активный перенос южнокаспийских вод в Средний

Таблица 43
Объемы вод с соленостью выше $12,9^{\circ}/\sigma_{\sigma}$, в процентах
к общему объему моря

Стои, м	Февраль		Апрель		Август		Октябрь	
	Средний Каспий	Южный Каспий						
0-50	11,0	2,3	0,4	2,6	3,9	6,7	2,1	10,8
50-100	7,0	1,8	1,7	1,4	1,9	3,0	0,1	1,3
100-150	4,7	1,2	-	1,0	2,8	3,0	-	1,5
150-200	4,1	0,5	-	1,0	3,5	2,0	-	1,5
200-300	8,1	-	1,2	2,0	2,9	3,0	-	7,0
300-400	9,0	1,0	1,6	0,2	1,0	2,2	-	10,1
400-500	6,7	0,1	-	-	1,9	4,2	-	7,2
500-600	3,0	-	-	0,6	2,5	5,2	-	8,7
600-700	0,5	-	-	-	0,5	5,8	-	-
700-800	-	-	-	-	-	2,4	-	-
Сумма	54,1	6,9	4,9	8,8	20,9	37,5	2,2	48,1
Сумма	61,0		13,7		58,3		50,3	

Каспий, происходящий зимой. Эти воды вовлекаются в процесс зимней конвекции в средней части моря, участвуют в плотностном стоке по северным склонам среднекаспийской впадины в более глубокие слои. Об этом свидетельствует увеличение зимой вод повышенной солености в глубинных слоях, в особенности в слое от 200 до 500 м.

В апреле наблюдается минимум содержания высокосоленых вод как в Среднем, так и в Южном Каспии. Это может свидетельствовать о переносе вод из Среднего Каспия в Южный и об интенсивном внутрислойном перемешивании.

Следует учитывать, что использование данных среднемноголетнего массива приводит к значительному стягиванию межгодовых различий и характер внутригодовых изменений в структуре вод может быть иным в конкретные годы. В то же время термохалиненный анализ подтверждает основные особенности распределения и сезонных изменений гидрологических характеристик в море, которые были показаны выше.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Межгодовая (междугодичная) изменчивость в океане определяется как согласованные изменения больших акваторий океана и всей атмосферы от года к году с пространственными масштабами, соизмеримыми с размерами океанических бассейнов в целом. Основной причиной междугодичной изменчивости океанологических полей является перестройка процессов взаимодействия океанов и атмосферы, в том числе автоколебательные процессы в системе океан-атмосфера-материк [Монин и др., 1974].

Аналогичные процессы вызывают и межгодовую изменчивость в морях, с той разницей, что масштабы взаимодействия основных компонентов

системы и величины самой изменчивости в морях, естественно, меньше, чем в океанах.

В замкнутом Каспийском море межгодовая изменчивость гидрологических и гидрохимических условий имеет особо важное значение, так как позволяет оценить устойчивость режима моря по отношению к внешним воздействиям, его реакцию на эти вынуждающие силы, проследить тенденции изменений, выявить районы, наиболее подверженные влиянию внешних воздействий. Все это необходимо для разработки методов долгосрочного прогнозирования изменений режима моря под воздействием природных и антропогенных факторов.

Основные внешние факторы, оказвающие влияние на сезонную и межгодовую изменчивость океанологических полей в Каспийском море, – это тепловое воздействие атмосферы, особенно в зимний период (сухость зим), влияющее на термическое состояние вод, и речной (прежде всего волжский) сток, от величины и пространственно-временного распределения которого в море зависит соленость вод. В отличие от океана в Каспийском море отсутствует адvectionия вод из других бассейнов – основная причина межгодовых изменений в глубинных слоях океанских вод. В то же время в Каспии существенное влияние на перераспределение тепла и субстанций внутри водоема оказывает водообмен между отдельными его частями.

В настоящей работе для исследования межгодовой изменчивости гидрологических характеристик в Среднем и Южном Каспии были использованы данные наблюдений на "вековых" разрезах Дивичи–Кендерли и Куринский Камень–Огурчинский (см. рис. 1), репрезентативно отражающие состояние режима этих частей моря.

На указанных разрезах проанализирована межгодовая изменчивость температуры воды, солености, условной плотности и содержания кислорода в феврале, апреле, августе и ноябре 1962–1978 гг., на горизонтах 0, 50, 100, 200 и 600 м.

Межгодовые изменения температуры воды сопоставлялись с суровостью зим, характеризуемой индексом $\Sigma(-T_a)$ – суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха [Владимирцев, Косарев, 1976]; изменения солености – с величиной стока Волги за те же годы, а изменения содержания кислорода – с обоими внешними факторами.

В феврале, когда в море активно развито конвективное перемешивание, вертикальная структура вод однородная, в межгодовых изменениях температуры воды прослеживается согласованность на всех горизонтах в слое до 600 м в обеих частях моря: За исследованный отрезок времени температура воды на поверхности изменялась в Среднем Каспии от 3,6 до 7,2°, в Южном – от 7,1 до 10,3°. С глубиной размах межгодовых изменений температуры уменьшается и на горизонте 200 м равен 0,5° на разрезе Дивичи–Кендерли и 1° на разрезе Куринский Камень–Огурчинский. В целом зимой изменчивость термических условий верхнего слоя воды в Южном Каспии немного меньше, чем в Среднем. На горизонте 200 м, наоборот, температура в южной части моря более изменчива, так как она существенно зависит от характера адvectionии вод из Среднего Каспия в разные годы.

Повышение температуры от февраля к апрелю на поверхности составляет 3,5°, а на горизонте 50 м – 0,8° в Среднем и 0,3° в Южном Каспии.

Температура воды на поверхности в апреле изменялась в Среднем Каспии от 7,8 до 11,3° (на 3,5°), а в Южном – от 7,9 до 14,8° (на 6,9°). С глубиной межгодовые изменения температуры уменьшаются в 3–4 раза: на горизонте 200 м температура изменялась в средней части моря от 4,5 до 5,9°, а в южной – от 4,6 до 6,3°.

На разрезе Дивичи–Кендерли связи между сировостью прошлой зимы и температурой воды в апреле отметить не удалось. На разрезе Курийский Камень–Огурчинский такая связь прослеживалась для экстремальных зим. Так, после наиболее сухой зимы 1968/69 г. здесь на всех горизонтах наблюдалась самая низкая температура (на 0 м – 7,9°; на 600 м – 4,5°), а после наиболее мягкой зимы 1961/62 гг. – самая высокая температура (на 50 м – 11,4°). Как и в феврале, отмечалась согласованность межгодовых изменений температуры на всех горизонтах, особенно в Южном Каспии.

В августе в Среднем Каспии температура на поверхности изменялась в пределах 20,5–25,5°, в Южном Каспии – от 25,0 до 28,9°, на горизонте 600 м изменения температуры были соответственно: 4,0–5,3° и 5,8–6,8°. Большая межгодовая разность температуры воды на поверхности в средней части моря отражает различную интенсивность апвеллинга, образующегося вдоль восточного берега в летние месяцы. В южной части моря термические условия более устойчивые.

Влияние характера прошлой зимы прослеживается летом в Среднем Каспии по изменениям температуры во всех слоях воды. Например, на горизонте 600 м после аномально теплой зимы 1965/66 г. наблюдалось повышение температуры, сохранившееся до 1969 г., когда после экстремально холодной зимы температура понизилась. В Южном Каспии на том же горизонте ход температуры был более ровным, почти все годы она находилась в пределах 5,9–6,1°.

На разрезе Дивичи–Кендерли в ноябре температура на поверхности менялась от 8,3 до 14,7°, а на разрезе Курийский Камень–Огурчинский – от 13,9 до 19,1°. Следует отметить, что в этот сезон наблюдалась некоторая несогласованность тенденций изменения температуры воды на поверхности моря и в глубинных слоях.

Весьма важный результат проведенного анализа заключается в том, что за рассмотренные годы температура глубинных слоев моря (горизонт 600 м) оставалась в пределах значений, определенных для глубинных водных масс моря (см. главу 1 настоящей книги). Это свидетельствует о сохранении общей устойчивости термического состояния глубинных вод Каспийского моря в современных условиях.

В глубоководном бассейне моря влияние изменений речного стока на соленость проявляется не столь быстро и значительно, как в Северном Каспии, а гораздо медленнее, иногда через год или несколько лет.

В феврале соленость на поверхности изменялась в Среднем Каспии от 12,6 до 13,3°/oo, в Южном – от 12,5 до 13,2°/oo, т. е. в каждой части моря на 0,7°/oo. Вертикальные различия солености, кроме отдельных случаев, были весьма незначительными – с глубиной соленость повышалась не более чем на 0,1°/oo в средней и 0,2°/oo в южной частях моря. Сравнение величины солености и годового стока Волги показывает, что они не связаны.

Весной, в апреле, величина изменений солености на поверхности была больше, чем зимой: в Среднем Каспии – от 11,2 до 13,3°/oo, в Южном –

от 12,3 до $13,2^{\circ}/\text{oo}$. С глубиной наблюдалось очень незначительное увеличение солености.

В августе в море отмечались следующие изменения солености: в Среднем Каспии от 12,6 до $13,5^{\circ}/\text{oo}$, в Южном от 12,6 до $13,6^{\circ}/\text{oo}$. Величины солености и пределы ее изменений в обеих частях моря весьма близкие, что свидетельствует об уменьшении в августе пространственных неоднородностей поля солености. Влияние половодья в августе не ощущается, по сравнению с февралем и апрелем наблюдается небольшое увеличение солености в верхнем слое, проявляющееся весьма согласованно на обоих разрезах. Вместе с тем, по августовским данным, прослеживается связь солености с экстремальными величинами годового стока Волги, со сдвигом на два года. Так, за два года до того как на обоих разрезах наблюдался минимум солености ($12,6^{\circ}/\text{oo}$), в 1966 г. отмечался экстремально высокий сток Волги ($270 \text{ km}^3/\text{год}$). Наоборот, после малого стока Волги в 1967–1969 гг. (около $170 \text{ km}^3/\text{год}$) наблюдался максимум солености в Среднем Каспии в 1971 г. ($13,5^{\circ}/\text{oo}$) и в Южном Каспии – в 1969 г. ($13,6^{\circ}/\text{oo}$). Однако для этого ряда лет связь между стоком Волги и соленостью Среднего и Южного Каспия со сдвигом в два года не обнаружена.

Межгодовые изменения солености в августе в обеих частях моря были небольшими в 1956–1967 гг. и более существенными в 1968–1976 гг., что соответствует характеру изменений волжского стока в те же годы.

В ноябре соленость на поверхности изменялась от 11,8 до $13,5^{\circ}/\text{oo}$ на разрезе Дивичи–Кендерли и от 12,3 до $13,5^{\circ}/\text{oo}$ на разрезе Куринский Камень–Огурчинский. В глубинных слоях ее изменения были весьма незначительными, особенно в Южном Каспии.

Таким образом, величина межгодовых изменений солености в феврале и апреле была $0,3$ – $0,7^{\circ}/\text{oo}$, в августе и ноябре – $0,8$ – $1,2^{\circ}/\text{oo}$. Начиная с 1970 г. отмечается возрастание изменений солености, особенно летом и осенью. Влияние на соленость среднего годового стока Волги прослеживается только для экстремальных его величин. Обращает внимание увеличение солености в толще вод в годы с экстремально суровыми зимами 1968/69 г. и 1970/71 г., когда на осолонение оказывало влияние интенсивное плюообразование.

Наиболее важная особенность в межгодовых изменениях солености состоит в том, что за рассмотренные 20 лет наблюдалось ее повышение в глубинных слоях Каспия, отмеченное во все сезоны. В Среднем и Южном Каспии соленость на глубинах более 600 м стала достигать величин $13,1$ – $13,3^{\circ}/\text{oo}$, тогда как в 50-е годы она обычно была меньше $13,0^{\circ}/\text{oo}$ (средняя многолетняя соленость в открытых районах моря составляла $12,85^{\circ}/\text{oo}$). Повышение солености до $13^{\circ}/\text{oo}$ и более есть следствие общей тенденции уменьшения водности Волги, наблюдавшейся в последние десятилетия вплоть до середины 70-х годов.

Для обобщенной характеристики межгодовой изменчивости в Среднем и Южном Каспии рассчитаны ряды среднегодовых аномалий температуры, солености и содержания кислорода¹ на разрезах Дивичи–Кендерли и Ку-

¹ Здесь данные о содержании кислорода используются как важный показатель межгодовых изменений структуры вод, существенно дополняющий результаты анализа температуры и солености. (Примеч. авт.)

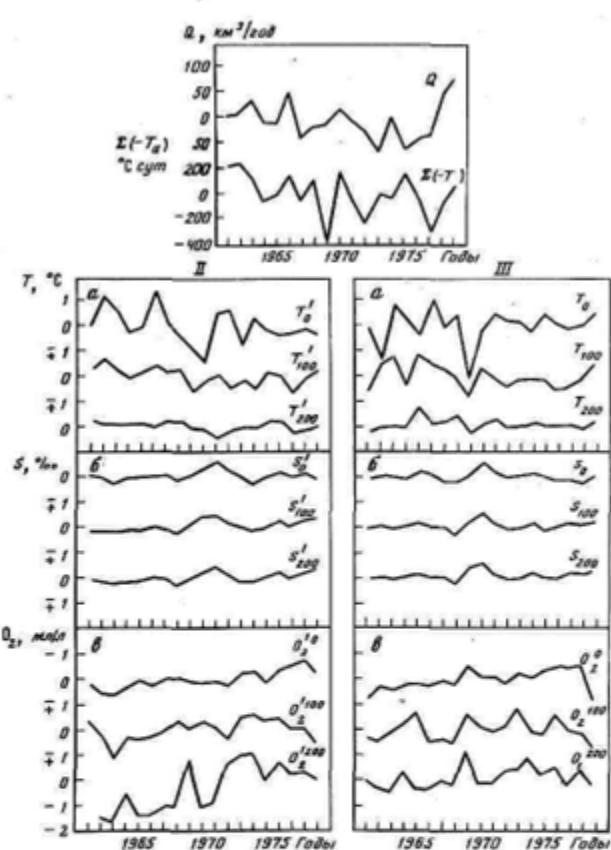


Рис. 54. Межгодовые изменения за 1961–1979 гг. среднегодовых аномалий стока Волги ($\text{km}^3/\text{год}$) и индекса сировости зимы ($\Sigma(-T_g) {}^\circ\text{C сутм}$) – I, температуры, воды (а), солнечности (б), содержания кислорода (mg/l) (в) на разрезах Дивичи–Келлерли (II) и Куринский Камень–Огурчинский (III) на горизонтах 0, 100, 200 м

ринский Камень–Огурчинский за 1961–1979 гг. Для этого из рядов их значений в каждый из рассмотренных выше четырех характерных месяцев сезонов вычиталась среднемноголетняя (климатическая) норма данного месяца. Таким образом, исключалась среднемноголетняя сезонная изменчивость. Среднегодовая аномалия определялась осреднением аномалий по четырем выбранным месяцам каждого конкретного года. Полученные ряды среднегодовых аномалий более достоверно отражают межгодовую изменчивость, поскольку влияние короткопериодных процессов здесь сплачивается осреднением.

Результаты расчетов таких рядов представлены на рис. 54 для основных

Таблица 44
Статистические параметры и матрица корреляции межгодовой изменчивости температуры,
специфики и растворенного кислорода на разрезах в Среднем и Южном Каспии, 1961–1979 гг.*

Разрез	Характеристика	Размерность	Коэффициент корреляции (r)												Днепропетровск–Кемерово					
			Днепропетровск–Кемерово						Куринский Казань–Огузинский						Днепропетровск–Кемерово					
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Q	куб/гол	41	-1	<90	X	0,27	—	-0,13	0,28	-0,06	-0,27	—	0,18	0,29	-0,46	-0,29	—	—	—	—
$\Sigma(-T_d)$	°С, сут.	175	-260	95	0,27	X	0,25	0,42	—	-0,44	-0,56	0,37	0,22	—	-0,57	-0,57	—	—	—	—
T_d	°С	0,70	-0,81	95	—	0,25	X	0,07	-0,13	—	-	-	0,27	—	—	—	—	—	—	—
$T_{1,00}$	°С	0,20	-0,24	90	—	0,42	0,07	X	-	-0,63	—	-	-	0,11	—	—	—	—	—	—
S_e	%/°е	0,23	0,14	<90	-0,13	—	-0,13	-	X	0,66	-0,01	-	-	-	0,37	—	—	—	—	—
$S_{1,00}$	%/°е	0,19	0,31	95	0,28	—	-	0,63	0,66	X	-	0,17	—	-	0,57	—	—	—	—	—
$O_{1,0}$	мг/л	0,35	0,83	99	-0,06	-0,44	—	-	-0,01	-	X	0,57	—	-	-	-	0,50	—	—	—
$O_{1,250}$	мг/л	0,98	1,52	95	-0,27	-0,56	—	-	-	0,17	0,57	X	—	-	-	-	-	-	—	0,81
$T_{1,250}$	°С	0,72	0,34	<90	—	0,37	0,27	—	-	-	-	X	0,29	-0,11	—	—	—	—	—	—
$T_{1,00}$	°С	0,22	-0,14	<90	—	0,22	—	0,11	—	-	-	-	0,29	X	-	-0,11	—	—	—	—
S_g	%/°е	0,16	-0,04	90	0,18	—	-	-	0,37	—	-	-	-0,11	-	X	-0,79	0,06	—	—	—
$O_{1,250}$	мг/л	0,17	0,13	95	0,29	—	-	-	0,57	—	-	-	-0,11	0,79	X	-	—	—	—	—
$K_{1,00}$	мг/л	0,40	0,74	99	-0,46	-0,57	—	-	-	0,50	—	-	-	0,06	-	X	0,55	—	—	—
$O_{1,250}$	мг/л	0,43	0,54	95	-0,29	-0,57	—	-	-	0,81	—	-	-	0,19	0,55	X	—	—	—	—

* Условные обозначения и объяснения в тексте, на с. 204.

внешних факторов: стока Волги (Q , км³/год) и сировости зимы ($\Sigma(-T_a)$), а также для распределения указанных выше характеристик в Среднем и Южном Каспии на горизонтах 0, 100, 200 м.

Как видно из рисунка, вид изменчивости различных характеристик весьма разнообразен, хотя во всех рядах заметны квазициклические изменения с периодом от двух до пяти лет, выраженные, однако, неодинаково. Лучше всего они прослеживаются в изменениях внешних факторов, температуры воды на поверхности и содержании растворенного кислорода на горизонтах 100 и 200 м.

Для каждого из представленных рядов был проведен расчет некоторых статистических параметров, которые представлены в табл. 44. Перечень характеристик и их размерности приведены в столбцах 1 и 2 таблицы. Здесь Q – годовой объем стока Волги, $\Sigma(-T_a)$ – индекс сировости зим, T_0 , T_{200} – температура в поверхностном слое и на горизонте 200 м; S_0 , S_{200} – то же, для солености; $O_{2,0}$, $O_{2,200}$ – то же, для растворенного кислорода. В столбце 3 приведены среднеквадратические отклонения (a_φ) среднегодовых значений характеристик от многолетней нормы. В столбце 4 – полный размах ($\Delta\varphi$) линейного тренда изменчивости характеристик, в столбце 5 – вероятность (P) тренда. Оценки, приведенные в столбцах 4 и 5, выполнены по критерию тренда, приводимому Дж. Бендтом и А. Пирсоном [1971]. Тренды с вероятностью $P < 90\%$ относились к маловероятным. В столбцах 6–19 представлена матрица коэффициентов взаимной парной корреляции для рассмотренных характеристик. Уровень нулевой корреляции в нашем случае составляет 0,42, более низкие значения свидетельствуют об отсутствии линейной парной статистической связи между характеристиками.

Анализ табл. 44 показывает, что интенсивность межгодовой изменчивости, представленная в виде среднеквадратического отклонения (a_φ), наибольшая для температуры поверхностного слоя, а также для содержания кислорода на горизонте 200 м в Среднем Каспии. Наименьшей изменчивостью отличается соленость на всех горизонтах. Обращает внимание, что изменчивость содержания кислорода на горизонте 200 м и солености на поверхности в Среднем Каспии соответственно более чем вдвое и в полтора раза выше, чем в Южном Каспии. Это связано с интенсивным влиянием внешних источников возмущений (речного стока, сировости зим) в средней части моря.

Сравнение изменений температуры и солености позволяет оценить их вклад в изменчивость плотности вод. Необходимо отметить, что для условий Каспийского моря коэффициент соленостного сжатия воды (β) почти в 4 раза превышает коэффициент ее термического расширения (α). Соотношение для вкладов температуры и солености можно определить как $\alpha\sigma_t/\beta\sigma_s$. Табл. 44 показывает, что в поверхностных слоях Каспийского моря межгодовая изменчивость плотности вод определяется приблизительно в равной степени температурой и соленостью, тогда как на горизонте 200 м соленость имеет по меньшей мере двукратное преимущество.

Наиболее четкими тенденциями, хорошо прослеживаемыми даже визуально (см. рис. 54), можно считать уменьшение стока Волги до 1978 г., увеличение сировости зим и связанное с последним фактором понижение поверх-

Таблица 45
Средние многолетние величины солености на разрезах
в Каспийском море в 1958–1962 и 1968–1978 гг.

Годы	Разрезы						
	Дивичи–Кендерли	Жилой–Куули	Куринский Камень–Огурчинский	Дивичи–Кендерли	Жилой–Куули	Куринский Камень–Огурчинский	
Зима (февраль)						Весна (апрель)	
1958–1962	12,90	12,82	12,84	12,85	12,81	12,84	
1968–1978	13,02	12,86	12,94	12,95	12,87	12,80	
Разность	0,12	0,14	0,10	0,10	0,06	-0,04	
Лето (август)						Осень (сентябрь–ноябрь)	
1958–1962	12,88	12,84	12,90	—	12,88	12,89	
1968–1978	13,06	12,92	12,98	—	12,90	13,02	
Разность	0,18	0,08	0,08	—	0,02	0,13	
Средние годовые							
1958–1962	12,84	12,82	12,84				
1968–1978	12,98	12,90	12,95				
Разность	0,14	0,08	0,11				

ностной температуры в Среднем Каспии, а также повышение концентрации кислорода во всей толще вод Каспийского моря. Отмечается также и повышение солености на горизонте 200 м на обоих разрезах, однако не столь заметное. В связи с этим предстаает интерес отношение размаха тренда к среднеквадратическому отклонению характеристики. Там, где оно заметно больше единицы, тренд хорошо прослеживается визуально, как, например, увеличение содержания кислорода в поверхностном слое Среднего и Южного Каспия. В противном случае, как это имеет место для солености и температуры, визуальное определение тренда затруднено.

Оценки матрицы корреляционных связей (в табл. 44 они представлены частично) показали, что T , S -корреляция межгодовых изменений в Каспийском море незначительная, так же как и S , O_2 -корреляция. Дело в том, что изменчивость температуры воды и содержания кислорода зависят прежде всего от суровости зимы, а солености — от речного стока, а эти внешние факторы слабо коррелированы между собой.

Статистически значимые связи с внешними факторами характерны лишь для растворенного кислорода относительно суровости зимы, причем в равной степени как для Среднего, так и для Южного Каспия. Действительно, в суровые зимы приток кислорода из атмосферы и его растворимость в море заметно повышается, к тому же в эти зимы происходит усиленная аэрация глубинных вод благодаря интенсивному развитию конвекции.

То, что этот процесс происходит примерно одинаково в обеих глубоко-водных частях Каспийского моря, подтверждает анализ связей между ними. Статистически значимые корреляции получены здесь именно для

содержания кислорода. По глубине наиболее взаимосвязанными оказались колебания солености. Наименее "коммуникабельной" во всех отношениях оказалась температура воды: ни один из связанных с ней коэффициентов корреляции не превысил нулевого уровня.

Наиболее четкая тенденция в межгодовых изменениях проявилась в повышении содержания растворенного кислорода во всей толще вод моря. Это связано с увеличением суровости зим и усилением процессов перемешивания. Уменьшение речного стока в 60-х и 70-х годах заметно отразилось лишь на увеличении солености на горизонте 200 м в Среднем Каспии. Остальные тенденции не выходят за рамки стандартных отклонений от климатических норм.

На основе проведенного статистического анализа можно заключить, что происшедшие в Каспийском море под влиянием внешних воздействий межгодовые изменения различных характеристик в разных частях и слоях моря имеют свои особенности. В то же время, хотя не во всех рассмотренных случаях, выявлены четкие тенденции, изменения каждой из рассмотренных характеристик в море обладают общей направленностью.

Многолетние изменения солености были оценены путем сравнения их средних сезонных величин на разрезах Дивичи—Кендерли, Жилой—Куули и Куринский Камень—Огурицкий в 1958—1962 гг. [Пахомова, Затучная, 1966] и 1968—1978 гг. (табл. 45).

Сравнение подтвердило, что соленость в 70-х годах повысилась на 0,1—0,2%, причем в Среднем Каспии больше, чем в Южном.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Кислород. Пространственное распределение и сезонные изменения содержания растворенного кислорода в Среднем и Южном Каспии в 1930—1960 гг. рассмотрены достаточно подробно [Бруевич, 1937; Абрамов, 1959; Пахомова, Затучная, 1966; Косарев, 1974, 1975]. Ниже показаны особенности формирования поля кислорода за последние десятилетия на основе материалов наблюдений за 1964—1981 гг.

Зимой пространственное распределение растворенного кислорода хорошо соответствует особенностям распределения температуры воды. Наибольшие концентрации кислорода (8,5—9,0 мл/л) приурочены к прибрежным мелководьям и пограничной зоне между Северным и Средним Каспием. На разрезе о-в Чечень—п-ов Мангышлак в подповерхностном слое отмечается кислородный максимум, связанный с интенсивным развитием фитопланктона вблизи кромки льда.

В западной части Среднего Каспия содержание кислорода несколько выше, чем в восточной, в связи с переносом холодных северокаспийских вод вдоль западного побережья на юг и относительно теплых, трансформированных южнокаспийских вод вдоль восточного побережья на север.

В Южном Каспии зимой наблюдается некоторое пересыщение кислородом поверхности слоя воды, отмечавшееся и ранее. Оно вызвано тем, что в некоторых районах Южного Каспия фотосинтетическая деятельность фитопланктона хотя и ослабевает, но не прекращается и зимой. Это особенно характерно для восточных мелководий Южного Каспия, прилегающих к свалу глубин.

По средним данным за 1968–1978 гг., зимой в Среднем Каспии в верхнем слое толщиной 100–200 м количество кислорода было 8,0–6,0, а количество уменьшалось до 4,4–4,5 мл/л, т.е. оставалось довольно высоким (рис. 55, I, a). Содержание кислорода в придонных слоях на разрезе Дивичи–Кендерли оказалось на 0,5–1,0 мл/л выше, чем оно было в 1950–1960 гг.

В Южном Каспии зимой толща вод больше стратифицирована по кислороду, его количество уменьшалось от 7,0–7,8 у поверхности до 1,9–3,7 мл/л на горизонте 600 м. При этом в западной части разреза Куринский Камень–Огуручинский содержание кислорода в глубинных слоях на тех же горизонтах в основном более высокое, чем в восточной (см. рис. 55, б).

Для зимы 1976 г. были характерны хорошая язация глубинных слоев воды, незначительные вертикальные градиенты температуры. Хотя эта зима по температурным условиям оказалась умеренной, температура воздуха в феврале была ниже нормы. Эта температурная аномалия привела к формированию на мелководьях Среднего Каспия масс воды с низкой температурой. Высокое содержание кислорода было характерно не только для слоя конвективного перемешивания (около 200 м), но и для глубинных слоев (400–600 м). В феврале количество кислорода в центральной части Среднего Каспия составляло на поверхности 8,4 мл/л, на горизонте 50 м – 7,7 мл/л, на 100 м – 7,2, а в слое 500–700 м около 4,0 мл/л.

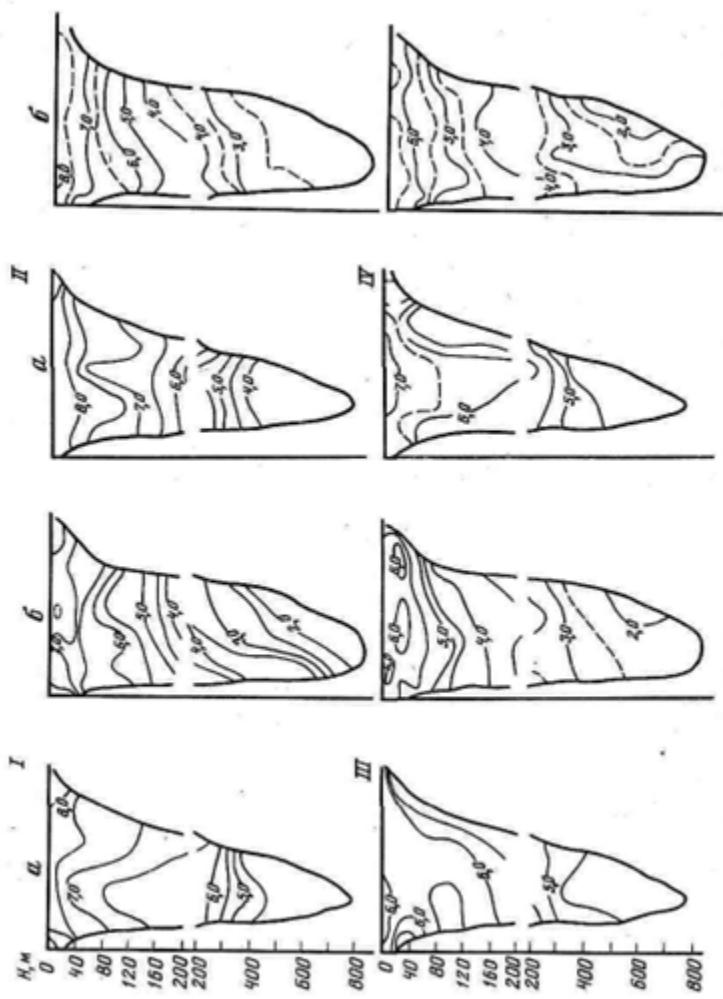
На разрезе Кильянская коса–Бекдаш четко выделялась холодная, болтая кислородом (7,6–9,6 мл/л) вода, идущая вдоль западного берега на юг, и более теплая, с содержанием кислорода 6,1–7,5 мл/л – двигающаяся на север в восточной части моря.

В Южном Каспии в слое 0–50 м величина кислорода была 7,0–8,0, на горизонте 100 м – 5,0, а на горизонте 600 м уменьшалась до 2,5 мл/л.

В центральной части разреза Ленкорань–Белый Бугор отмечено интенсивное поднятие глубинных вод в поверхностный слой: содержание кислорода на горизонте 25 м оказалось равным 2,8 мл/л.

В связи с более интенсивным вертикальным обменом в Среднем Каспии зимой 1976 г. 90%-ное насыщение вод кислородом наблюдалось здесь до горизонтов 100–150 м, а в Южном только до 50–100 м. В придонном слое Цербентской владины насыщение вод кислородом составило 46%, в Южнокаспийской – около 27%. В общем, в слое 100–600 м насыщение кислородом в средней части моря было в 1,5–2 раза больше.

Основные факторы, разнонаправленно влияющие на формирование кислородного режима моря весной, – это активно протекающие процессы фотосинтеза и прогрева вод в верхних слоях. Вертикальное распределение кислорода весной отличается наибольшей сложностью по сравнению с другими сезонами. Интенсивность фотосинтеза весной в верхнем слое толщиной около 100 м столь велика, что содержание кислорода в нем по сравнению с зимой возрастает, несмотря на прогрев вод. Следовательно, продукционные процессы в эвфотическом слое перекрывают уменьшение кислорода при изменении условий его растворимости. Так, по расчетам содержание кислорода в поверхностном слое за счет повышения температуры весной должно понижаться на 1,0–1,5 мл/л, а фактически оно несколько возрастало (табл. 46). В слое 100–400 м в Среднем Каспии содержание



жение кислорода по сравнению с зимой понижалось, что, по-видимому, связано с потреблением его на окисление органического вещества.

На разрезе Дивичи–Кендерли в 1968–1978 гг. весной количество кислорода в верхнем 30–40-метровом слое было выше, чем зимой (8,0–8,8 мл/л). Вместе с тем вертикальные градиенты кислорода возрастали, его содержание в глубинных слоях понижалось до 3,9 мл/л на горизонте 600 м (см. рис. 55, II, а).

Высокое содержание сохранялось на разрезе Жилой–Куули, где оно изменялось от 7,8 мл/л на поверхности до 5,8 мл/л на горизонте 100 м. В придонном слое над Апшеронским порогом (~ 170 м) концентрация кислорода близка к таковой в среднекаспийской воде на тех же горизонтах. Это указывает на преобладание в придонном слое переноса вод из Среднего Каспия в Южный, за счет чего и происходит аэрация глубинных слоев южной части моря.

В Южном Каспии вертикальное распределение кислорода весной мало отличается от такового в Среднем Каспии. Однако в эвфотическом слое Южного Каспия (0–50 м), при близких величинах насыщения кислорода, абсолютное его содержание вследствие более высоких температур воды ниже, чем в Среднем Каспии (см. табл. 46). Резкое уменьшение содержания кислорода наблюдается ниже 100-метрового слоя, охваченного зимней конвекцией. На горизонте 200 м содержание кислорода значительно ниже, чем зимой. Это связано, по-видимому, с потреблением кислорода на окислительные процессы, так как зимняя и весенняя температуры воды на этом горизонте различаются мало. Далее ко дну содержание кислорода постепенно понижается.

На разрезе Курийский Камень–Огуручинский в слое 0–50 м среднее содержание кислорода за 1968–1978 гг. в апреле было такое же, как в феврале, — 7,8–8,0 мл/л. С глубиной оно постепенно уменьшалось до 2,3–2,5 мл/л в придонном слое. При этом сохраняется пространственная неоднородность — на одних и тех же горизонтах количество кислорода больше в западной части разреза, чем в восточной (см. рис. 55, II, б).

Весной 1976 г. в глубоководной части Среднего Каспия до горизонта 20–50 м содержание кислорода было больше 8 мл/л, максимальная концентрация отмечалась в западной части разреза Махачкала–Сагынцык, где содержание кислорода было 8,3–10,0 мл/л (115–136% насыщения); в восточной его части, в зоне переноса южнокаспийских вод — 7,2–8,0 мл/л (101–102% насыщения). В придонных слоях концентрации кислорода по сравнению с зимними существенно снизились (2,8 мл/л, или 35%, на разрезе Дивичи–Кендерли) из-за прекращения их обогащения и усиления окислительных процессов.

Максимальная (более 8 мл/л) концентрация кислорода в Южном Каспии обусловлена процессами фотосинтеза и приурочена к прибрежным районам. В общем, в Южном Каспии концентрация кислорода была ниже (7,2–8,0 мл/л), чем в Среднем Каспии, но фотосинтез протекал активнее

Рис. 55. Распределение растворенного кислорода (мл/л) в 1968–1978 гг. в феврале (I), апреле (II), августе (III) и ноябре (IV) на разрезах Дивичи–Кендерли (а), Курийский Камень–Огуручинский (б)

Таблица 46
Многолетние (сезонные и годовые) величины содержания и насыщения кислорода
в Среднем и Южном Каспии 1964–1980 гг.

Горизонт, м	Зона	Весна			Лето			Осень			Зима				
		средн. макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.			
Мангупакский порог															
0	8.12 99	8.97 104	7.50 97	7.77 107	9.39 120	6.26 96	5.68 105	6.12 113	5.14 98	7.03 99	7.54 104	5.98 90	7.15 102	8.00 110	6.22 95
10	8.26 101	9.01 106	7.59 96	7.81 104	9.07 115	6.20 93	5.38 96	6.05 105	4.63 83	7.10 99	7.14 110	5.55 89	8.11 100	5.99 109	90
20	7.71 96	9.03 108	6.20 74	7.85 103	8.79 113	6.35 87	4.72 102	6.18 97	1.65 26	6.84 103	7.54 103	4.98 78	6.78 92	7.88 106	4.80 66
0	7.87 98	8.18 104.8	7.16 94	8.02 111	9.29 133	7.53 100	6.10 109	7.85 124	5.37 94	7.11 102	7.76 111	5.98 92	7.28 105	8.27 118	6.51 95
10	7.81 98	8.38 109	7.23 94	8.10 109	8.87 127	7.12 94	6.14 107	7.24 118	5.22 92	6.84 98	7.69 105	5.69 90	7.22 103	7.90 115	6.32 92
25(20)	7.69 97	8.08 105	7.03 93	7.86 103	8.64 118	6.79 90	5.87 95	7.46 118	4.55 80	6.62 97	7.40 105	5.37 88	6.99 98	7.90 112	5.93 88
50	7.24 94	7.74 101	6.49 89	7.52 97	8.22 106	6.77 87	5.89 86	6.99 104	4.52 56	6.22 84	7.04 95	5.59 75	6.72 90	7.50 102	5.84 77
100	6.97 90	7.77 98	5.03 74	7.08 90	7.97 103	6.17 73	6.22 80	7.38 86	5.01 74	5.91 77	6.73 88	5.03 66	6.54 84	7.46 94	5.31 72
200	5.83 75	7.18 95	4.34 53	5.52 69	7.40 93	3.81 48	5.24 66	6.44 82	3.00 38	5.45 69	6.24 81	3.38 43	5.51 88	6.82 70	3.63 46
400	4.74 59	6.00 76	2.85 36	4.24 52	5.58 66	3.41 42	4.18 53	6.41 81	3.04 40	3.94 54	4.87 62	2.92 37	4.28 54	5.72 71	3.06 39
600	3.70 47	5.50 68	3.46 —	4.34 —	5.20 52	3.31 65	3.97 39	5.89 51	— 71	3.40 41	4.68 58	— —	3.85 48	5.32 63	— —
750	—	—	—	(3.44) (41)	—	—	—	3.69 46	6.10 76	— (43)	(3.37) (43)	— —	(3.50) (43)	— —	— —

Средний Каспий

		Атмосферный порог										Южная Камчатка										
		5,96	7,69	5,43	6,60	7,62	5,46	6,90	8,06	116	87	105	120	92	6,12							
0	7,40	7,92	9,08	6,59	6,05	5,96	5,43	6,60	6,60	108	122	95	104	116	87	105	120	92	6,12			
10	98	104	92	139	95	108	116	87	105	111	113	113	106	5,25	6,76	7,70	6,38	6,94	8,16	6,32		
20	7,30	7,79	6,50	7,71	9,07	7,17	5,98	8,10	5,25	106	113	96	104	117	96	117	96	104	116	94	6,32	
25 (20)	97	102	87	134	96	109	134	96	106	113	113	106	104	104	104	104	104	104	116	94	6,32	
50	6,83	7,14	6,05	6,62	7,71	5,57	5,26	6,72	4,04	5,49	5,49	5,08	5,08	6,57	7,11	6,15	6,80	7,94	6,04	6,04		
100	92	96	82	90	103	74	74	97	61	79	79	79	79	3,02	4,74	5,92	3,86	5,18	6,57	4,11		
180	4,34	7,32	2,80	4,99	6,90	2,74	4,06	6,04	2,39	5,04	5,10	3,16	3,16	4,36	6,34	2,77	53	87	2,77	2,77		
55	89	36	63	86	35	50	75	31	50	50	50	50	50	50	50	50	50	54	78	36		
0	7,30	7,63	6,93	7,42	8,47	6,50	5,49	5,84	5,30	6,78	6,78	6,13	6,13	6,75	7,53	6,22	6,75	7,53	6,22	6,22		
10	99	107	93	110	135	94	104	113	97	111	111	111	111	111	111	111	111	111	111	111	111	
25	7,07	7,48	6,09	6,09	7,40	8,09	6,73	7,42	5,16	105	122	99	105	115	97	108	126	103	104	117	98	
50	6,88	7,68	6,45	6,90	7,25	6,16	5,56	6,30	4,57	104	118	97	104	116	95	103	103	103	102	111	96	
100	5,70	6,65	5,00	5,79	7,18	4,40	4,76	5,68	4,20	64	76	57	64	6,42	7,14	6,02	6,66	7,22	6,06	6,06		
200	4,02	4,90	3,09	3,55	4,88	2,96	3,64	4,14	3,05	4,31	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	
400	2,68	3,52	2,14	2,71	3,49	2,18	2,87	4,35	2,12	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04		
600	2,46	2,68	2,25	2,14	2,81	1,94	2,86	4,76	1,82	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18	2,18		
800	2,20	2,53	1,90	2,01	2,60	1,54	2,64	3,47	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28	2,28		
28	32	23	23	26	19	19	19	29	31	28	28	28	28	28	28	28	28	35	35	32		

П р и м е ч а н и е . В числителе и знаменателе — величины пределов.

(110–120% насыщения). От поверхностных слоев ко дну содержание кислорода монотонно понижалось до 2,2 мл/л (36%).

В летний сезон кислородный режим формируется в условиях максимального прогрева вод и высокой активности фотосинтеза. В это время концентрация кислорода по абсолютной величине в поверхностном слое минимальная за год, т.е. процессы фотосинтеза не компенсируют уменьшения растворимости кислорода вследствие усиления прогрева вод. В то же время насыщение вод кислородом в эпфотическом слое вследствие фотосинтеза велико. Пространственное распределение кислорода в августе характеризуется относительной однородностью: 5,5–6,5 мл/л в Среднем и 5,0–6,0 – в Южном Каспии.

Важную роль в формировании вертикальной структуры кислорода в летнее время играет термоклин. В Среднем Каспии ниже слоя скачка снижение относительной величины насыщения кислорода в среднем составляло 12%, в Южном Каспии – 21%. В другие сезоны года, когда термоклин отсутствует или развит слабо, уменьшение насыщения кислорода на этих глубинах Среднего и Южного Каспия не превышало 1–6 и 5–10% соответственно.

Резкое снижение содержания кислорода наблюдается в слое 100–200 м в Среднем Каспии и в слое 50–200 м в Южном. Глубже 200 м уменьшение кислорода происходит незначительно и ниже 400 м его содержание меняется мало.

По данным 1968–1978 гг., в августе на разрезе Дивичи–Кендерили содержание кислорода изменялось от 5,8–6,2 мл/л на поверхности до 4,1 мл/л в придонном слое. Вдоль восточного берега в слое от 20 до 250 м содержание кислорода однородное – 5,2–5,4 мл/л, что характеризует подъем вод с горизонтов порядка 200 м в процессе апвеллинга (см. рис. 55, III а).

На разрезе Жилой–Куули содержание кислорода изменялось от 6,0 до 3,8 мл/л, причем в придонном слое более высокое содержание было в западной части разреза. В южной части моря в августе в верхнем слое толщиной 60–100 м оно равно 6,0–4,5 мл/л, а ко дну понижалось до 1,9–2,4 мл/л в слое 600–800 м (см. рис. 55, III б).

Во время съемки 1976 г. в августе благодаря подъему промежуточных вод (особенно в районе Казахского залива и п-ова Манычлак) и высокой активности фотосинтеза, содержание кислорода в зоне апвеллинга повышалось до 6,5 мл/л и более (рис. 56, а).

Вертикальное распределение кислорода в центральной части Среднего Каспия летом 1976 г. резко отличалось от среднемноголетнего, оставаясь высоким во всей толще вод. В верхнем слое концентрация кислорода составляла 5,5–6,5 мл/л (см. рис. 56), а в глубинных была более высокой – на горизонтах 600–700 м, – 6,7–6,9 мл/л. Столь необычное распределение кислорода, вероятно, обусловлено интенсивной зимней аэрацией придонных вод, сохранившейся до лета. Возможно также влияние поперечной циркуляции, возникающей в летнее время при подъеме вод (апвеллинге) у восточного берега и их опускании (даунвеллинге) у западного берега. Опускание вод вдоль западного склона впадины, захватывающее и придонные слои, хорошо прослеживается по распределению температуры, солености и кислорода на разрезах Дивичи–Кендерили и Кильязинская коса–Бекдаш.

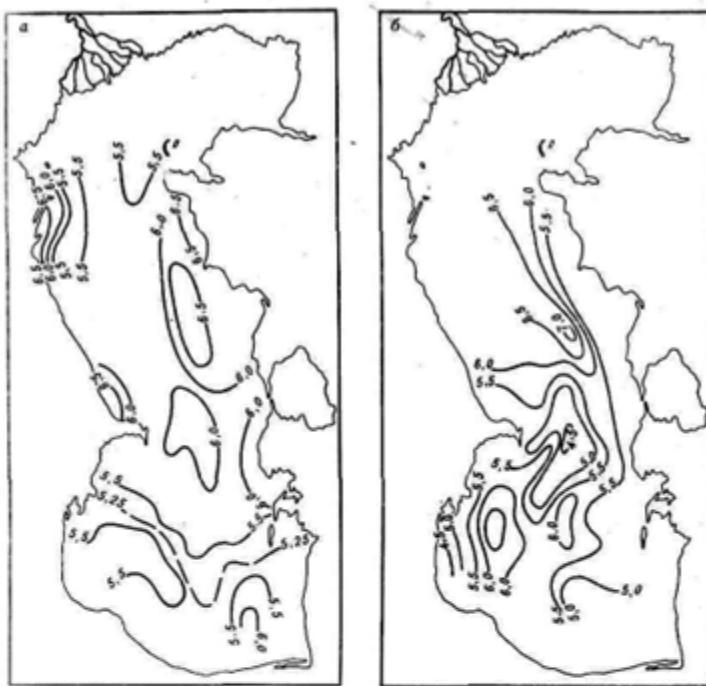


Рис. 56. Распределение растворенного кислорода (мл/л) в августе 1976 г. на горизонтах 0 м (а) и 50 м (б).

Вдоль западного побережья Среднего Каспия на поверхности выделялась струя трансформированных северокаспийских вод с высоким содержанием кислорода – более 6,5 мл/л, прослеживавшаяся до Ашеронского полуострова¹. В то же время придонные воды у западного берега были обеднены кислородом. Это явление объясняется усилившимся переносом волжских вод вдоль западного побережья Среднего Каспия и направлением стока Терека из Северного Каспия в Средний, в связи с чем произошло резкое ухудшение кислородного режима придонных вод в западных прибрежных районах моря. Исследования КаспНИРХа в 1976–1980 гг. показали, что глубокая кислородная депрессия охватывает слои от 10–15 до 20–25 м. Так, в августе 1976 г. содержание кислорода в этом слое вблизи п-ова Аграханский было всего 0,18, на разрезе Махачкала–Сагынык – 0,20, на разрезе Изберг–Меловой – 0,94 мл/л. В последующие годы (1978, 1979,

¹ На рис. 56, а особенности распределения кислорода вдоль западного берега Среднего Каспия отражены не полностью (Примеч. отв. ред.).

1981) в указанном районе также отмечались случаи формирования резкой гипоксии. Пониженное содержание кислорода прослеживается вдоль западного склона Среднего Каспия вплоть до Ашеронского порога.

Образование вод с дефицитом кислорода (до 3% насыщения) в районе п-ова Аграханский происходит в условиях больших вертикальных градиентов плотности и развития активных окислительных процессов в донных отложениях. Из-за высокой вертикальной устойчивости слоев придонные воды, обогнанные кислородом, слабо смешиваются с поверхностными, чем и объясняется их далекое проникновение на юг.

В Южном Каспии летом 1976 г. концентрация кислорода, как обычно, была ниже, чем в Среднем Каспии. В верхнем слое толщиной до 100 м она в основном составляла 5,0–5,5 мл/л (см. рис. 56). Хорошо выделяются подповерхностный кислородный максимум, особенно на разрезе Ленкорань–Белый Бугор, где концентрация кислорода достигала 7,6 мл/л (134%). В западной части акватории отмечено опускание поверхностных вод в ядре антициклонического круговорота (см. рис. 45, а, б).

В целом распределение кислорода в Южном Каспии, в слое до 75–100 м, отличалось сложностью, выделялись отдельные ядра с повышенным или пониженным его содержанием. Возможно, что это связано со сдвигами биохимического равновесия (продукция – деструкция), что согласуется с колебаниями насыщения в этом слое от 58 до 134% (в среднем 105–110%). С глубиной содержание кислорода закономерно уменьшалось до 1,6–2,6 мл/л на придонных горизонтах.

Осеню формирование поля кислорода определяется процессами выхлаживания вод и продолжающегося фотосинтеза. По сравнению с августом в Среднем Каспии среднее многолетнее содержание кислорода в поверхностном слое возрастало на 1,0, в южной части моря на 1,3 мл/л (см. табл. 46). Из-за более низких температур воды в поверхностных слоях Среднего Каспия оно несколько выше, чем в Южном. В слое 0–10 м средняя многолетняя величина растворенного кислорода в Среднем Каспии составляла 7,0, а в Южном – 6,7 мл/л. Однако интенсивность фотосинтеза в Среднем Каспии осенью снижалась, а в Южном, наоборот, возрастала и достигала величины, характерной для весеннего сезона. За счет фотосинтеза осенью в Южном Каспии в верхнем 20-метровом слое дополнительно поступало в воду около 30% кислорода. В прошлом такого явления здесь не наблюдалось [Пахомова, Затучная, 1966].

В 1968–1978 гг. вблизи поверхности на разрезе Дивичи–Кендерти содержание кислорода было 7,0–8,0 мл/л, а в центральной части разреза во всем слое до 200 м более 5,6 и ко дну уменьшалось лишь до 4,1 мл/л (см. рис. 55, IV, а).

В районе Ашеронского порога от поверхности ко дну количество кислорода снижалось от 7,0 до 4,0 мл/л. В южной части моря вертикальное распределение кислорода и его величины близки к августовским, поскольку здесь конвекция развивается позже, чем в Среднем Каспии. Содержание кислорода постепенно уменьшалось с глубиной от 6,5 мл/л в поверхностном слое до 1,8–3,2 мл/л у дна (см. рис. 55, IV, б).

Распределение кислорода осенью 1976 г., как обычно, в основном соответствовало полю температуры. Мелководные районы и поверхностные слои воды в Среднем Каспии были хорошо аэрированы. В центральной глу-

боководной части Среднего Каспия (разрез Дивичи–Кендерли) наблюдался подъем глубинных вод в ядре циклонического круговорота (см. рис. 45, в, г), прослеживающийся по куполообразному виду изоксиген. Воды в слое до 200–250 м были хорошо аэрированы – содержание кислорода более 7 мл/л.

В Южном Каспии концентрации кислорода были ниже, чем в Среднем Каспии, и в эвфотическом слое (0–30 м) колебались от 6,0 до 4,0 мл/л. Интенсивное выхолаживание восточных мелководий привело к повышению содержания кислорода до 7,1–7,2 мл/л. В то же время на западных мелководьях сохранялась более низкая его концентрация (5,7–5,8 мл/л).

Более подробное представление о влиянии суровости зим на распределение кислорода в море дает анализ его изменений в 1962–1978 гг. на разрезах Дивичи–Кендерли и Куринский Камень–Огурчинский в разные сезоны.

Зимой содержание кислорода изменялось на поверхности в Среднем Каспии в пределах 7,3–8,9 мл/л, в Южном Каспии – 6,8–8,7 мл/л; относительное содержание кислорода было соответственно 92–106 и 93–111%. С глубиной диапазон межгодовых изменений содержания кислорода увеличивается от 1–2 до 2–3 мл/л. Так, на горизонте 200 м на разрезе Дивичи–Кендерли содержание кислорода изменялось от 7,2 мл/л (в экстремально суровую зиму 1968/69 г.) до 3,6 мл/л, на разрезе Куринский Камень–Огурчинский – от 5,8 до 3,1 мл/л.

В 1969–1976 гг., когда почти все зимы были суровыми, отмечается увеличение содержания кислорода на разрезе Дивичи–Кендерли во всем верхнем 200-метровом слое воды – на горизонте 200 м в эти годы оно было не менее 5,8 мл/л (78%). Тот же процесс, но менее ярко выраженный наблюдался и на разрезе Куринский Камень–Огурчинский.

В апреле абсолютное содержание кислорода на поверхности в Среднем Каспии изменялось от 7,0 до 8,6 мл/л (на 1,6 мл/л), а в Южном от 6,8 до 8,9 мл/л (на 2,1 мл/л), а относительное соответственно в пределах 96–132 и 73–139%. С глубиной содержание кислорода уменьшалось в Южном Каспии значительно быстрее, чем в Среднем. Так, на горизонте 200 м в средней части моря оно изменялось от 3,9 до 7,8 мл/л, а в южной – от 1,8 до 3,5 мл/л.

За рассмотренные годы максимальное содержание кислорода на поверхности в Среднем Каспии было в 1974 г. (8,6 мл/л – 113%) после суровой зимы, минимальное – в 1962 г. (7,0 мл/л – 97%) после очень мягкой зимы; в Южном Каспии максимум кислорода на всех горизонтах в слое 0–200 м отмечался в 1969 г. после экстремально суровой зимы, минимум в слое 0–450 м в 1963 г. после теплой зимы.

В августе содержание кислорода на поверхности и в Среднем, и в Южном Каспии изменилось одинаково – от 5,2 до 6,7 мл/л, что связано с выравниванием температуры воды. Различия в содержании кислорода в обеих частях моря летом стяживаются и в глубинных слоях: на горизонте 200 м на разрезе Дивичи–Кендерли содержание кислорода изменялось от 2,7 до 6,9 мл/л, а на разрезе Куринский Камень–Огурчинский – от 2,6 до 5,0 мл/л. Однако в Южном Каспии вертикальные различия в распределении кислорода выражены более четко, чем в Среднем Каспии, где глубинные воды обогащаются кислородом во время развития зимней конвекции.

В 1969 г., например, в этой части моря содержание кислорода в слое 0–200 м было 6,5–5,9 мл/л, а в 1972 г. в слое 0–600 м – 6,5–5,0 мл/л. На горизонте 600 м количество кислорода в Среднем Каспии изменилось от 2,8 до 6,8 мл/л, а в Южном было 1,7–2,8 мл/л.

В ноябре содержание кислорода на разрезе Дивич–Кендерли на поверхности изменилось от 6,4 до 7,6 мл/л (88–116%), на разрезе Курийский Камень–Огурчинский – от 5,1 до 8,1 мл/л (95–128%). Уменьшение количества кислорода с глубиной особенно четко выражено в Южном Каспии.

Многолетние изменения содержания кислорода отражают направленность физико-химических и биологических процессов в Каспийском море, характер условий, в которых формируется его биологическая продуктивность. В течение относительно короткого отрезка времени в аэрации глубинных слоев Каспия произошли серьезные изменения.

По данным А.А. Лебединцева [1901] и Н.М. Книповича [1921], в начале текущего столетия содержание кислорода в море ниже горизонтов 400–500 м было менее 1–2 мл/л, а в Среднем Каспии на глубинах более 700 м он вообще отсутствовал. Исследования, выполненные через 20 лет [Бруевич, 1937], показали, что в придонных слоях Среднего Каспия (на горизонте 700 м) содержание кислорода было не более 0,9 мл/л. За это время уровень моря находился в относительно стабильном состоянии.

Резкое понижение уровня Каспия в 30-х годах вызвало существенные изменения в его гидрохимическом режиме (табл. 47, 48). Аэрация придонных слоев Среднего, а позднее и Южного Каспия значительно усилилась, содержание кислорода в них возросло [Абрамов, 1959; Пахомова, Затучная, 1966].

К концу 50-х – началу 60-х годов уровень Каспийского моря понизился еще на 0,8 м по сравнению с началом 40-х годов. Вентиляция глубинных слоев в Среднем и Южном Каспии еще более усилилась. В Среднем Каспии концентрация кислорода возросла главным образом на глубинах ниже 300 м, в Южном Каспии – ниже 500 м. Насыщение глубинных вод Среднего Каспия на горизонтах 400 и 600 м возросло соответственно на 11 и 16% по сравнению с 1930–1940 гг. Примерно на такую же величину повысилось относительное содержание кислорода ($\Delta_1 O_2$) в Южном Каспии (см. табл. 47, 48).

Стабилизации уровневого режима моря в 60-е годы соответствует сравнительно устойчивое состояние насыщения вод Среднего и Южного Каспия кислородом [Косарев, 1974, 1975]. В первой половине 70-х годов, при дальнейшем снижении уровня, снова прослеживается усиление аэрации глубинных слоев, особенно четко выраженное в Среднем Каспии. Относительно высокое содержание кислорода в глубинных слоях моря отмечается и в начале 80-х годов. Например, в придонных слоях Южного Каспия зимой 1980 г. содержание кислорода составило 2,46 мл/л (30,7% насыщения).

По сравнению с данными, полученными в 1958–1962 гг. [Пахомова, Затучная, 1966], среднее содержание кислорода в толще вод Среднего и Южного Каспия в 1964–1980 гг. возросло соответственно на 0,52 и 0,36 мл/л, или 5 и 7% насыщения. Соответствующие разности между данными 1935–1943 гг. и 1958–1962 гг. составляют 0,64 и 0,53 мл/л (6%

Таблица 47
Среднее сезонное содержание и насыщение хлоридов в Среднем и Южном Каспии

Гори- зонт, м	1934 г. 1935- 1943 гг.	1938- 1962 гг.	1944- 1950 гг.	ΔO_2	1934 г.		1935- 1943 гг.		1958- 1962 гг.		1964- 1980 гг.		ΔO_2					
					МЭ/л	%	МЭ/л	%	МЭ/л	%	МЭ/л	%						
Зима													Весна					
Мариновский порог													Средний Каспий					
0	9,09 ± 1,03	—	—	8,03 ± 0,95	8,12 ± 0,99	0,09 ± 0,4	—	—	—	—	7,40 ± 1,01	7,77 ± 1,07	0,37 ± 0,6					
10	9,07 ± 1,02	—	—	8,27 ± 0,96	8,26 ± 0,01	-0,01 ± 0,5	—	—	—	—	7,64 ± 1,01	7,81 ± 1,04	0,17 ± 0,3					
20	(8,60) ± 0,99	—	—	8,50	102	7,71	96 - 0,79	6	—	—	8,15	104	-0,30					
Анилеронский порог													Средний Каспий					
0	—	—	7,14	94	7,31	92	7,87	98	0,56 ± 0,6	—	7,83 ± 100	7,36 ± 102	0,66 ± 0,9					
10	—	—	—	—	7,53 ± 0,95	7,85 ± 0,98	0,28 ± 0,3	—	—	—	7,55 ± 104	8,10 ± 0,99	0,55 ± 0,5					
25	—	—	7,04	93	7,38	91	7,60	97	0,22	6	—	7,86	98					
50	—	—	6,53	82	7,09	88	7,24	94	0,15	6	—	7,68	97					
100	—	—	6,55	77	6,44	80	6,97	90	0,53	10	—	7,31	91					
200	—	—	5,26	64	4,32	53	5,83	75	0,51	22	—	5,13	63					
400	—	—	3,04	36	3,58	44	4,74	59	1,16	15	—	2,90	30					
600	—	—	3,12	—	3,59	42	3,70	47	0,11	5	—	2,31	20					
750	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,14	13					
0	7,84 ± 100	6,92 ± 93	7,68	98	7,40 ± 98	0,32 ± 0,5	—	—	7,56	102	—	7,64	109					
10	7,78 ± 99	—	—	—	7,30 ± 97	—	—	—	—	—	—	7,71 ± 109	—					
25	7,45 ± 96	6,70	90	7,20	93	7,17	96 - 0,03	3	—	7,47	100	7,22	96					
50	6,93	89	6,10	83	6,90	86	6,83	92 - 0,07	6	—	7,27	92	7,18	96				
100	5,27	66	5,12	67	6,12	79	5,97	79 - 0,15	0	—	5,56	60	6,20	82				
180	—	—	3,90	54	3,97	38	4,34	55 - 0,37	17	—	4,06	48	—	4,99				
											—	4,99	63	—				

Tag 47 (Moderatoren)

Альпийский горох											
Южная Каспия - С.Б. Брускова											
200	-	4.68	56	3.83	47	5.24	66	1.41	19	4.23	51
400	-	2.99	36	3.53	42	4.18	53	0.65	11	2.17	27
600	-	1.86	18	3.49	41	3.97	51	0.48	10	1.42	17
750	-	-	-	3.55	42	3.69	46	0.14	4	-	-
0	-	-	-	5.39	98	5.74	100	5.96	108	0.22	8
10	-	-	-	-	-	-	5.98	106	-	5.45	95
25	-	-	-	5.85	87	5.48	87	5.90	99	0.42	12
50	-	-	-	5.31	68	4.74	62	5.26	74	0.52	12
100	-	-	-	4.97	62	3.98	48	4.45	57	0.47	9
200	-	-	-	3.97	57	3.94	52	4.06	50	0.12	2
500	-	-	-	5.43	98	5.60	99	5.49	104	-0.11	5
100	-	-	-	-	-	-	5.56	105	-	5.39	95
250	-	-	-	6.51	106	-	5.75	104	-	5.54	90
500	-	-	-	5.21	77	5.96	86	5.56	83	-0.40	3
1000	-	-	-	3.83	62	4.57	56	4.76	64	0.19	8
2000	-	-	-	3.19	40	2.95	36	3.64	46	0.69	10
4000	-	-	-	1.88	26	2.28	28	2.87	32	0.59	4
6000	-	-	-	0.57	9	2.01	26	2.86	31	0.85	5
8000	-	-	-	-	-	1.55	19	2.64	29	1.09	10

Приимечание. ΔO_3 — разница между содержанием кислорода в 1958—1962 и 1964—1980 гг.; 1934 г. — по данным С.В. Брускова [1937], 1935—1943 гг. — по данным К.И. Ильинова из работы А.С. Пахомовой, Б.М. Затуцкой [1966], 1964—1980 гг. — по материалам УГКС ЭССР и КаспНИИХа.

Таблица 48
Многолетнее содержание и насыщение кислорода
и их изменения в Среднем и Южном Каспии

Горизонт, м	1935—1943 гг.		1958—1962 гг.		1964—1980 гг.		$\Delta_1 O_2$		$\Delta_2 O_2$	
	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%	мл/л	%
Мантышлакский порог										
0	—	—	7,10	98	7,15	102	—	—	0,05	4
10	—	—	7,20	97	7,14	100	—	—	-0,06	3
20	—	—	7,21	94	6,78	92	—	—	-0,43	-2
Среднее	—	—	7,17	96	7,05	98	—	—	—	—
Средний Каспий										
0	6,54	98	6,62	97	7,28	105	0,08	-1	0,66	8
10	—	—	6,75	97	7,22	103	—	—	0,47	6
25 (20)	6,69	91	6,50	87	6,99	98	-0,19	-4	0,49	11
50	6,35	80	6,14	80	6,72	90	-0,21	0	0,58	10
100	6,26	76	6,07	76	6,54	84	-0,19	0	0,47	8
200	4,98	60	4,24	52	5,51	70	-0,74	-8	1,27	18
400	2,90	34	3,79	45	4,28	54	0,89	11	0,49	9
600	(2,04)	(16)	(3,59)	(42)	3,85	48	1,55	26	0,26	6
750	—	(3,57)	—	(3,50)	43	—	—	-0,07	—	—
Среднее	3,60	49	4,24	55	4,76	61	—	—	—	—
Атмеронский порог										
0	6,62	98	(6,30)	(96)	6,90	105	-0,32	-2	0,60	9
10	—	—	—	—	6,94	104	—	—	—	—
25	6,61	93	6,41	90	6,80	100	-0,20	-3	0,39	10
50	6,03	79	5,99	78	6,05	84	-0,04	-1	0,06	6
100	5,12	63	5,22	67	5,18	66	0,10	4	-0,04	-1
200	4,06	52	(4,23)	(48)	4,36	54	0,17	-4	0,13	6
Среднее	5,30	69	5,33	69	5,44	73	—	—	—	—
Южный Каспий										
0	6,49	98	6,52	100	6,75	106	0,03	2	0,23	6
10	—	—	—	—	6,74	104	—	—	—	—
25 (20)	6,76	98	(6,80)	(97)	6,66	102	0,04	-1	-0,14	5
50	5,46	78	6,26	85	6,26	90	0,80	7	0,0	5
100	(4,57)	(62)	4,75	60	5,23	71	0,18	-2	0,48	11
200	3,44	43	3,18	37	3,88	49	-0,26	-6	0,70	12
400	2,45	28	2,45	29	2,82	35	0	1	0,37	6
600	0,83	10	2,23	26	2,41	31	1,40	16	0,18	5
800	(0,57)	(7)	1,94	23	2,28	28	1,37	16	0,34	5
Среднее	2,53	32	3,06	38	3,42	45	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. $\Delta_1 O_2$ — разница между 1935—1943 и 1958—1962 гг., $\Delta_2 O_2$ — то же, между 1958—1962 и 1964—1980 гг.

насыщения кислорода). Здесь сопоставлялись данные наблюдений на разрезах Дивичи—Кендерли, Жилой—Куули, о-в Куринский Камень—о-в Отурчинский.

В последнее время наибольшее увеличение содержания кислорода по сравнению с 1958–1962 гг. отмечалось не в придонных слоях, а на горизонте 200 м — нижней (в среднем) границе слоя, охватываемого зимней вертикальной циркуляцией (см. табл. 48). Существенное повышение концентрации кислорода за это же время произошло во всей толще вод моря. По сезонам наибольшее увеличение кислорода относительно 1958–1962 гг. в Среднем Каспии отмечено зимой—весной, в Южном — зимой осенью, т.е. в период зимней конвекции и максимального развития фотосинтеза (для Среднего Каспия — весна, для Южного Каспия — осень).

Сопоставление разницы в содержании кислорода в Среднем и Южном Каспии в отдельные отрезки времени показывает тенденцию ее увеличения, в основном за счет повышения концентрации кислорода в Среднем Каспии. Вместе с тем постоянство разницы в процентном насыщении вод кислородом в этих частях моря свидетельствует о том, что процессы фотосинтеза в современных условиях более интенсивно протекают в Южном Каспии.

Основным фактором, обусловившим увеличение содержания кислорода в глубинных слоях моря, является усиление плотностного стока богатых кислородом вод из северных районов моря, о чем говорилось выше.

Кроме того, следует учитывать изменения, которые произошли во внутригодовом распределении волжского стока. В естественных условиях зимой в море поступало всего около 30 км³, или 12% годового стока. После зарегулирования Волги существенно увеличились расходы воды в осенне-зимнюю межень. Так, в 50-х годах сток за декабрь—март составил 46 км³, а в 70-е годы — 65,1 км³, или в среднем, по сравнению с начальным периодом регулирования, возрос на 42%. Поскольку волжская вода зимой содержит около 10 мг/л кислорода, увеличение поступления ее в этот период способствует обогащению вод моря кислородом. Это особенно заметно в прибрежных районах на западе Северного и Среднего Каспия. В общем балансе обогащения кислородом морских вод за счет стока р. Волги невелико и составляет в современных условиях около 6%. Однако доля "речного" кислорода в приращении общего его запаса от 50-х к 70-м годам значительна и по расчетам dochходит до 20%.

Происшедшее в последнее десятилетие значительное улучшение аэрации глубинных слоев Каспия, повышение содержания кислорода в толще воды — важное условие для формирования высокой биологической продуктивности в глубоководном бассейне моря.

Активная реакция pH Каспийского моря выделяется среди других морских водоемов повышенными величинами pH. Это связано с весьма высоким щелочным разрывом, обусловленным влиянием речного стока на химический состав каспийской воды. Пространственно-временная неоднородность распределения pH определяется совокупностью биохимических, физико-химических (фотосинтез, разложение органического вещества, дыхание организмов, состояние карбонатной системы и др.) и гидрологических (речной сток, динамика вод, температура воды и т.д.) факторов. В зависимости от этих факторов концентрация водородных ионов

в различных частях Среднего и Южного Каспия изменяется от 8,3–8,6 в поверхностном слое воды до 7,8–8,0 в придонном.

Зимой pH возрастает с запада на восток и с севера на юг как в Среднем, так и в Южном Каспии. Летом наибольшие значения pH наблюдаются в западных районах моря и особенно в пограничной зоне между Северным и Средним Каспием. Эти основные черты распределения pH связаны со следующими гидрологическими особенностями. Зимой температура возрастает с севера на юг и в восточной части Среднего Каспия она выше, чем в западной, под влиянием поступающих сюда теплых южнокаспийских вод. Летом в восточной части Среднего Каспия развивается апвеллинг, вследствие чего температура воды здесь ниже, чем у западных берегов. Эти различия температуры определяют крупномасштабные неоднородности величин pH. Высокие величины водородного показателя на границе Северного и Среднего Каспия объясняются влиянием поступающего сюда волжского стока.

В Южном Каспии повышение концентрации водородных ионов проявляется вблизи устьевого взморья Куры, а также в восточных районах, где оно связано с интенсивным испарением и высокими температурами воды, приводящими к хемогенному осаждению здесь кальцита [Бруевич, 1937]. Кроме того, было установлено, что летом вследствие усиления процессов окисления органического вещества в придонном слое происходит увеличение содержания углекислоты и, следовательно, уменьшение pH.

Сопоставление материалов исследований показывает (табл. 49), что установленные ранее [Бруевич, 1937; Пахомова, Затучная, 1966] основные закономерности распределения водородного показателя по акватории водоема сохраняются и в современных условиях. Так, по материалам комплексной съемки 1976 г. в феврале изменения pH в поверхностном слое воды хорошо коррелировались с изменениями температуры воды по акватории моря. Величины pH возрастали с северо-запада к юго-востоку от 8,35–8,40 до 8,45–8,50. Вдоль западного побережья Среднего Каспия, в зоне переноса опресненных северокаспийских вод и вод Терека, Сулака и Самура, а также вблизи устьевого взморья Куры наблюдались высокие значения pH (8,50), что свидетельствует о продолжающихся в это время года продукционных процессах. Самые низкие величины pH были отмечены в центральных областях моря (до 8,30). Таким образом, пространственное распределение pH зимой 1976 г. практически не отличалось от распределения pH во время зимней съемки 1934 г. [Бруевич, 1937], но в 1976 г. наблюдались более высокие величины pH.

С глубиной величина pH уменьшалась и в придонном слое Среднего Каспия достигала минимальных величин – 8,06, Южного Каспия – 7,98.

Весной разность в величинах pH между Средним и Южным Каспием несколько стлаживается. Из-за быстрого обогащения вод кислородом в процессе фотосинтеза в мелководной северной части Среднего Каспия величина pH возрастала до 8,45–8,48. Минимальные значения сохраняются в центральной части Среднего Каспия, что обусловлено подъемом глубинных вод в поверхностный слой в центре циклонического круговорота.

В теплое время года распределение pH в эвфотическом слое становится

мозаичным. Выделяются подповерхностные максимумы и минимумы в термоклине, обусловленные сдвигом производственно-деструкционных процессов в ту или иную сторону. Вдоль западного побережья Среднего Каспия, в зоне переноса северокаспийских вод, величины pH повышены (8,50–8,55). В придонном слое, в районе п-ова Аграханский и устья Сулака, а также в прибрежной зоне у Изберга, где наблюдается дефицит кислорода, pH понижается до 7,9–8,0 вследствие накопления гидросульфитных и сульфитных ионов.

Вдоль восточного побережья Среднего Каспия величины pH зависят от наличия или отсутствия апвеллинга. Поэтому в сезонном ходе водородного показателя максимум может наблюдаться осенью, а минимум летом (8,35–8,45).

В августе 1976 г. вертикальное распределение pH на разрезах Дербент–Песчаный и Дивич–Кендерлы отражало подъем глубинных вод в восточной части моря – величины pH были менее 8,20.

Осенью значения pH по акватории Среднего и Южного Каспия возрастают, а их распределение становится более однородным. Максимальные величины pH наблюдаются в центральной части моря, что связано с более высоким теплосодержанием вод и более интенсивным фотосинтезом. В Южном Каспии до начала разрушения термоклина сохраняется значительная стратификация pH в слое воды 10–30 м.

Одна из основных закономерностей распределения pH – более высокие его величины в Южном Каспии, по сравнению со Средним, во все сезоны года до горизонта 100 м – нижней границы распространения зимней конвекции в южной части моря. Глубже этого горизонта значения pH в Среднем Каспии выше, чем в Южном.

Таким образом, в деятельном слое Среднего Каспия свободная углекислота присутствует в больших количествах, чем в Южном Каспии. В глубинных слоях, наоборот, содержание углекислоты в южной части моря более высокое, чем в средней. Это показывает, что в Южном Каспии производственные процессы протекают более интенсивно, чем в Среднем, вследствие чего pH более высокий и содержание углекислоты меньше. Обратное соотношение углекислоты и pH в глубинных слоях моря указывает на более интенсивные деструкционные процессы в Южном Каспии (больше органики поступает из эфотического слоя).

Сезонные изменения pH на разных глубинах Среднего и Южного Каспия неоднозначны по величине. В Среднем Каспии в эфотическом слое они крайне незначительны (0,01–0,04), в глубинных слоях величина сезонных изменений pH возрастает в несколько раз (0,06–0,10). В Южном Каспии максимальные изменения pH также происходят в глубинных слоях воды (600–800 м), в слое 0–500 м их величина мала (0,04–0,10). Максимальные величины pH в эфотическом слое наблюдаются в периоды, когда фотосинтез относительно интенсивен, а окислительные процессы подавлены вследствие пониженной температуры воды (осень, весна). Минимальные величины водородного показателя отмечаются летом. В это время деструкционные процессы преобладают над производственными, что приводит к накоплению углекислоты. В глубинных слоях минимум pH также отмечается летом, поскольку вертикальный обмен затруднен из-за наличия термоклина, а поступление органического вещества увеличивается [Бруевич, 1937].

Таблица 49
Многолетние сезонные и годовые величины рН и их изменения
в Среднем и Южном Каспии

Горизонт, м	Зима					Весна		
	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1980 гг.	pH ₁	pH ₂	1958— 1963 гг.	1964— 1980 гг.	pH ₃
Мангышлакский порог								
0	8,34	8,36	8,49	0,02	0,13	8,29	8,49	0,20
10	8,33	8,36	8,49	0,03	0,13	8,30	8,49	0,19
25 (20)	8,31	8,35	8,48	0,04	0,13	8,33	8,48	0,15
Среднее	8,33	8,36	8,49			8,31	8,49	
Средний Каспий								
0	8,26	8,30	8,42	0,04	0,12	8,26	8,41	0,15
10	8,24	8,32	8,43	0,08	0,11	8,27	8,42	0,15
25 (20)	8,23	8,32	8,40	0,09	0,08	8,28	8,39	0,11
50	8,21	8,27	8,35	0,06	0,08	8,26	8,34	0,08
100	8,16	8,22	8,33	0,06	0,11	8,20	8,31	0,11
200	8,07	8,17	8,22	0,10	0,05	8,16	8,19	0,03
400	7,98	8,08	8,18	0,10	0,10	8,13	8,20	0,07
600	7,83	8,05	8,13	0,12	0,12	8,12	8,20	0,08
Среднее	8,03	8,14	8,23			8,16	8,22	
Апшеронский порог								
0	8,31	8,33	8,49	0,02	0,16	8,36	8,44	0,08
10	8,29	8,34	8,48	0,05	0,14	8,35	8,45	0,10
25 (20)	8,26	8,33	8,50	0,07	0,17	8,36	8,44	0,08
50	8,22	8,32	8,41	0,10	0,09	8,32	8,39	0,07
100	8,14	8,29	8,35	0,15	0,06	8,21	8,28	0,07
200	7,91	—	8,15	—	—	—	8,23	—
Среднее	8,12	—	8,34				8,32	
Южный Каспий								
0	8,35	8,38	8,48	0,03	0,10	8,34	8,44	0,10
10	8,34	8,34	8,47	0,00	0,13	8,32	8,42	0,10
25 (20)	8,32	8,34	8,48	0,02	0,14	8,33	8,43	0,10
50	8,29	8,34	8,42	0,05	0,08	8,32	8,40	0,08
100	8,21	8,23	8,34	0,02	0,11	8,22	8,30	0,08
200	8,07	8,07	8,17	0,00	0,10	8,14	8,22	0,08
400	7,85	7,95	8,13	0,10	0,18	7,99	8,11	0,12
600	7,76	7,93	8,12	0,17	0,20	8,00	8,02	0,02
800	7,73	7,99	8,09	0,26	0,10	7,98	(8,01)	(0,03)
Среднее	7,93	8,04	8,18			8,07	8,14	

П р и м е ч а н и е. pH₁ — разница между 1934 и 1958—1963 гг. pH₂ — то же, между 1958—1963 и 1964—1980 гг.

По сравнению с 1958—1962 гг. [Пахомова, Затучная, 1966] значительно возросли величины рН во все сезоны года и во всей толще вод Среднего и Южного Каспия. Наибольшее увеличение рН во все сезоны произошло в верхнем слое моря (0—25 м) вследствие усиления фотосинтеза.

В придонных слоях Среднего и Южного Каспия максимальная разность

Лето					Осень				
1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1980 гг.	pH ₁	pH ₂	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1980 гг.	pH ₁	pH ₂
Мангыштакский порог									
8,52	8,37	8,45	-0,14	-0,08	—	8,46	8,53	—	0,07
8,34	8,34	8,42	0,00	0,08	—	8,41	8,50	—	0,09
8,46	8,21	8,31	-0,25	0,10	—	8,42	8,48	—	0,06
8,42	8,32	8,40				8,42	8,50		
Средний Каспий									
8,41	8,36	8,44	-0,05	0,08	8,40	8,34	8,44	-0,06	0,10
8,41	8,34	8,42	-0,07	0,08	8,37	8,30	8,43	-0,07	0,13
8,35	8,21	8,39	-0,14	0,18	8,34	8,27	8,41	-0,07	0,14
8,13	8,20	8,32	0,07	0,12	8,15	8,26	8,34	0,11	0,08
8,12	8,19	8,25	0,07	0,06	8,12	8,23	8,28	0,11	0,05
8,01	8,14	8,23	0,13	0,09	8,00	8,21	8,25	0,21	0,11
7,86	8,13	8,19	0,27	0,06	7,90	8,20	8,24	0,30	0,04
7,81	8,12	8,18	0,31	0,06	7,81	8,21	8,20	0,40	-0,01
7,97	8,15	8,23			7,98	8,21	8,26		
Ашхеронский порог									
8,44	8,33	8,43	-0,11	0,10	—	8,39	8,50	—	0,11
8,44	8,33	8,41	-0,11	0,08	—	8,40	8,45	—	0,05
8,28	8,28	8,40	0,00	0,12	—	8,37	8,45	—	0,08
8,21	8,24	8,32	0,03	0,08	—	8,28	8,32	—	0,04
8,16	8,16	8,26	0,00	0,10	—	8,18	8,26	—	0,08
7,88	—	8,30				(8,20)			
8,13	—	8,31				8,29			
Южный Каспий									
8,44	8,35	8,44	-0,09	0,09	8,47	8,37	8,50	-0,09	0,12
8,45	8,33	8,43	-0,12	0,10	8,47	8,37	8,47	-0,10	0,10
8,42	8,33	8,42	-0,09	0,09	8,41	8,36	8,48	-0,05	0,12
8,22	8,30	8,35	0,12	0,05	8,20	8,29	8,35	0,09	0,06
8,09	8,17	8,28	0,18	0,11	8,09	8,22	8,25	0,13	0,03
8,00	8,05	8,21	0,05	0,16	7,96	8,07	8,18	0,11	0,11
7,90	7,98	8,14	0,08	0,16	7,91	8,00	8,10	0,09	0,10
7,81	7,96	7,97	0,15	0,01	7,83	7,94	(8,06)	0,11	(0,12)
7,74	7,93	7,93	0,19	0,00	7,75	7,91	—	0,16	—
7,93	8,03	8,12			7,93	8,04	8,14		

между средними значениями pH в 1958—1962 и 1964—1980 гг. отмечена зимой, что дополнительно подтверждает усиление вентиляции этих слоев воды. Учитывая, что содержание кислорода на этих глубинах возросло, можно полагать, что причиной неадекватного увеличения pH (или сохранения на уровне 1958—1962 гг.) является накопление двуокиси углерода

Таблица 49 (окончание)

Горизонт, м	Средние годовые				
	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1969 гг.	pH _t	pH _s
Манычско-Джанкойский порог					
0	—	8,37	8,49	—	0,12
10	—	8,40	8,48	—	0,08
25 (20)	—	8,36	8,44	—	0,08
Среднее		8,38	8,47		
Средний Каспий					
0	8,36	8,32	8,45	-0,04	0,11
10	8,34	8,34	8,42	0,00	0,08
25 (20)	8,31	8,34	8,40	0,03	0,06
50	8,16	8,25	8,34	-0,09	0,09
100	8,13	8,21	8,29	0,08	0,08
200	8,03	8,18	8,22	0,15	0,04
400	7,91	8,14	8,19	0,23	0,05
600	7,82	8,12	8,18	0,30	0,06
Среднее	(8,03)	8,16	8,23		
Апшеронский порог					
0	—	8,35	8,46	—	0,11
10	—	8,35	8,45	—	0,10
25 (20)	—	8,34	8,45	—	0,11
50	—	8,29	8,36	—	0,07
100	—	8,21	8,29	—	0,08
200	—	—	8,22	—	
Среднее		—	8,31		
Южный Каспий					
0	8,42	8,36	8,46	-0,06	0,10
10	8,42	8,34	8,45	-0,08	0,11
25 (20)	8,38	8,34	8,45	-0,04	0,11
50	8,24	8,31	8,38	0,07	0,07
100	8,13	8,21	8,29	0,08	0,08
200	8,01	8,08	8,20	0,07	0,12
400	7,89	7,98	8,12	0,09	0,14
600	7,80	7,96	8,04	0,16	0,08
800	7,74	7,95	(8,01)	0,21	(0,06)
Среднее	(7,93)	8,04	8,15		

в результате большего обогащения этих глубин органическим веществом, чем это было в прошлом.

Вертикальное распределение кислорода и pH в целом хорошо согласуется между собой. Как и для кислорода, для pH отмечаются значительные межгодовые колебания на всех глубинах, вплоть до дна. Это свидетельствует о большой изменчивости природных процессов, с которыми связан pH, и в первую очередь об изменениях содержания двуокиси углерода в морской воде.

В 70-х годах, по сравнению с отрезком времени между 1934 и 1962 гг., интенсивность увеличения водородного показателя в Среднем Каспии заметно снизилась, в Южном — сохранилась на том же уровне. Вследствие этого разница между средними значениями pH в Среднем и Южном Каспии уменьшилась.

Происшедшие количественные изменения величиной pH характеризуют усиление в современных условиях интенсивности продукционно-деструкционных процессов в море.

Щелочность. Щелочность воды Каспийского моря, по сравнению с Мировым океаном, сильно повышена в результате поступления больших количеств карбонатов с речным стоком. Сезонные изменения щелочности в Среднем и Южном Каспии характеризуются ее увеличением от зимы к лету и снижением осенью.

Распределение щелочности тесно связано с полем солености. Минимальные величины щелочного резерва наблюдаются вдоль западного побережья Среднего Каспия, в зоне распространения трансформированных речных вод. Например, зимой 1976 г. значения щелочности у западного побережья изменились от 3,34 мг-экв/л на разрезе Диевичи—Кендерли до 3,56 на разрезе Жилой—Куули. В центральной части моря щелочной резерв достигает максимума (до 3,77 мг-экв/л). Вдоль восточного побережья значения щелочности довольно однородны и составляли 3,66—3,68 мг-экв/л.

С глубиной распределение щелочности становится весьма разнородным. Глубинные воды Среднего Каспия имели щелочность 3,45 и 3,59 мг-экв/л, но на разрезе Диевичи—Кендерли в придонных слоях она составила только 3,10—3,30 мг-экв/л.

На разрезе Жилой—Куули прослеживается повышение щелочности от западного побережья к восточному во всех слоях воды. Это характеризует перенос вдоль восточного побережья более соленых южнокаспийских вод.

Весной, при сохранении общей закономерности, распределение щелочности становится более однородным. Минимальные значения щелочного резерва характерны для северо-западной части Среднего Каспия (3,70 мг-экв/л у о-ва Чечень). Здесь наблюдается наибольшая разность щелочности (0,5 мг-экв/л) между западным и восточным прибрежными районами.

Такое распределение щелочности хорошо согласуется с распределением pH и отражает адvectionию речных вод вдоль западного побережья Среднего Каспия. Далее к югу щелочность возрастает и достигает максимума у восточного побережья (3,96—4,05 мг-экв/л), а по глубине — в придонных слоях моря, согласуясь с распределением солености.

Летом щелочность возрастает, годовой максимум — 4,54 мг-экв/л — отмечается на поверхности из разреза Диевичи—Кендерли. Максимальные величины щелочности в поверхностном слое воды связаны с пониженным содержанием углекислоты. Вертикальное распределение щелочности становится однородным глубже термоклина. Примерно от горизонта 30 м до дна щелочной резерв изменяется в пределах 3,5—3,7 мг-экв/л. Сохраняется различие в распределении щелочности между западной и восточной частями моря. В зоне апвеллинга у восточного берега значения щелочности летом составляют 3,72—3,75 мг-экв/л.

Осенью вертикальное распределение щелочности становится почти полностью однородным (в среднем 3,6 мг-экв/л) и в целом соответствует распределению солености. Величины ее остаются высокими, достигая на разрезе Дивичи–Кендерли летних значений. Средние величины щелочного резерва в Среднем Каспии в 1976 г. зимой и летом составили соответственно 3,56 и 3,65 мг-экв/л.

Биогенные вещества. Изучение биогенных веществ, их пространственного распределения, сезонной и межгодовой изменчивости представляет значительную сложность в связи с серьезными изменениями, которые произошли в гидрологическом и гидрохимическом режиме Каспийского моря. Количественные и качественные изменения биогенного стока Волги отразились на составе и количестве биогенных веществ в Северном Каспии, нарушении характера их пространственного распределения. Это не могло не сказаться на балансе биогенных веществ в глубоководных частях моря. Наблюдающееся в последние десятилетия усиление вертикального обмена в море и аэрации его глубинных слоев способствует вовлечению в продукционные процессы большого количества биогенных веществ из зоны аккумуляции и, возможно, из донных отложений.

В последнее время была существенно учтена роль подземного стока и грязевого вулканизма в балансе биогенных веществ моря. Однако предположения С.В. Бруевича [1941] о количестве биогенных веществ, поступающих в море с атмосферными осадками, еще не получили достоверных подтверждений, основанных на данных натурных наблюдений.

Ниже рассмотрены особенности распределения биогенных веществ в Каспийском море в основном по данным 70–80-х годов, проведено сравнение с материалами предыдущих исследований.

Соединения фосфора. Один из важнейших компонентов минерального питания, лимитирующей первичную продукцию, представляет собой минеральный фосфор ($P_{\text{мин.}}$).

Зимой распределение минерального фосфора в Среднем и Южном Каспии довольно однородно. Зимняя конвекция слаживает его вертикальные градиенты в Среднем Каспии до горизонтов 100–200 м (в зависимости от суровости зимы), в Южном – до 80–100 м. В верхнем слое повышенные концентрации минерального фосфора отмечаются вдоль западного побережья Среднего Каспия (до 20 мкг/л). Это связано с поступающим сюда стоком рек Волги, Терека и Сулака. Увеличение зимних полусиков Волгоградской ГЭС соответственно увеличило и вынос биогенных веществ с волжским стоком в Средний Каспий. Переориентация Терека из Северного в Средний Каспий привела к резкому увеличению стока наносов в этот район. Минерализация огромного количества органики также обогащает прибрежные воды биогенными веществами. Существующий перенос вод вдоль западного берега на юг обеспечивает высокое их содержание в верхнем слое моря вдоль всего западного прибрежья вплоть до Апшеронского полуострова.

Довольно высокие концентрации фосфатов характерны для центрального района Среднего Каспия (до 10–12 мкг/л), что объясняется циклоническим характером циркуляции, способствующим поднятию к поверхности глубинных вод, богатых биогенными веществами. В рассматриваемом районе циклоническая циркуляция преобладает в течение года, поэтому

му во все сезоны эвфотический слой имеет здесь устойчивое биогенное питание.

Минимальные зимние концентрации фосфатов в Среднем Каспии, как правило, отмечаются на востоке, в зоне проникновения более теплых южно-каспийских вод, доходящих почти до Казахского залива. В теплых водах и зимой протекает интенсивный фотосинтез и концентрация фосфатов может снижаться до нулевых значений.

В Южном Каспии распределение минерального фосфора более разнородное. Максимумы приурочены к западной прибрежной зоне и к свалу глубин на востоке. Минимальные концентрации отмечались на восточных мелководьях (50–100 м), где сохраняются высокие температуры и, следовательно, происходит наиболее интенсивное потребление фосфатов (концентрация в отдельные годы может понижаться до нуля).

В зоне свала глубин обогащению поверхностного слоя способствуют подъем вод вдоль свала и в некоторых районах влияние деятельности грязевых вулканов. Так, в феврале 1980 г. в районе банок Грязный вулкан и Ливанова отмечалась концентрация минерального фосфора 50–90 мкг/л от поверхности до дна, хотя средние ее величины составляют здесь 10–15 мкг/л.

В западном районе Южного Каспия наблюдается сложная структура гидрологических и гидрохимических полей, состоящая из мелкомасштабных зон поднятия и опускания вод, обогащения и обеднения биогенными веществами. В зоне влияния куринского стока величины минерального фосфора в тонком поверхностном слое могут достигать 30–40 мкг/л.

В целом по акватории моря в верхнем 25-метровом слое концентрации минерального фосфора убывают с севера на юг. Максимум наблюдается на разрезе о-в Чечень – п-ов Мангышлак, минимум – на разрезе о-в Курийский Камень – о-в Огурчинский. Различия в среднем составляют 5–7 мкг/л. Такой характер меридионального распределения фосфатов обусловливают два фактора. С одной стороны, большая глубина проникновения конвекции в Среднем Каспии, обеспечивающая компенсационный подъем глубинных вод, обогащенных биогенными веществами. С другой – активное их потребление в Южном Каспии.

В зависимости от суровости зимы, концентрация биогенных веществ в верхнем слое в Среднем и Южном Каспии может существенно изменяться (по фосфатам – примерно на порядок). Величина суровости зимы определяет глубину конвективного перемешивания и степень обогащения верхнего эвфотического слоя биогенными веществами, поступающими из зоны их аккумуляции в глубинных слоях моря.

Следует также обратить внимание на повышенную концентрацию биогенных веществ на горизонте 0 м, отмечающуюся во все сезоны, что, очевидно, связано с их накоплением в поверхностной пленке. Это явление впервые для Каспийского моря описано Ю.Л. Семеновым [1982].

С глубиной концентрации фосфатов в Среднем Каспии ниже горизонта 100 м возрастают до 25–30 мкг/л, затем, глубже 400 м отмечается ее понижение до 20 мкг/л.

В Южном Каспии накопление биогенных веществ происходит ниже горизонта 50 м и разность в содержании минерального фосфора между поверхностными и глубинными слоями составляет 20–25 мкг/л. Придон-

ное обеднение наблюдается редко, и оно менее значительно, чем в Среднем Каспии.

Весной в эфотическом слое распределение фосфатов становится более разнородным. В восточной части Среднего Каспия содержание фосфатов понижается почти до нуля. На западе, в зоне влияния волжского стока, концентрация фосфатов достигает 40–45 мкг/л, а к югу понижается до 10–12 мкг/л. В центральной части моря, на разрезах Дербент–Песчаный и Дивичи–Кендерели, в ядре циклонического круговорота концентрация фосфатов также повышенная – до 15–20 мкг/л.

В Южном Каспии в зоне влияния куринского стока в поверхностном слое воды концентрация фосфатов высокая (35–38 мкг/л), но уже на горизонте 10 м понижается до 15–20 мкг/л. В центральной глубоководной части моря содержание фосфатов составляет 5–6 мкг/л. Восточные мелководья в слое 0–10 м практически лишены фосфатов.

С глубиной и в Среднем, и в Южном Каспии горизонтальные различия в распределении минерального фосфора стягиваются, вертикальные же возрастают (табл. 50). В Южном Каспии в слое ниже 300 м содержание фосфатов равномерно повышается ко дну до 55–60 мкг/л. Это примерно в два раза выше, чем на соответствующих глубинах в Среднем Каспии.

Летом основные закономерности распределения фосфатов в море сохраняются. Их концентрация в эфотическом слое по сравнению с весной понижается почти во всех открытых районах Среднего и Южного Каспия. У западного побережья средней части моря преобладает концентрация 5–10 мкг/л, возрастающая к северу. В восточной части Среднего Каспия, где летом развит интенсивный апвеллинг, отмечается повышенное содержание фосфатов, максимум которых у мыса Песчаный в эфотическом слое может достигать 25–30 мкг/л. Осредненные величины фосфатов в слое 0–25 м в Среднем Каспии составляют 7–9 мкг/л, в Южном – 6–8 мкг/л.

Данные по осеннему распределению биогенных веществ, и в частности фосфатов, имеют разрозненный характер, что не позволяет воссоздать целостную картину.

На разрезах Чечень–Мангыштак и Дивичи–Кендерли (см. табл. 50) в эфотическом слое концентрации минерального фосфора выше летних (7–11 мкг/л), что связано с начавшимся выхолаживанием и угнетением процессов фотосинтеза. На разрезах Жилой–Куули и Куринский Камень–Огуренский осенняя концентрация фосфатов в поверхностном слое очень низкая.

В глубинных слоях осенью восстановление запасов фосфатов происходит более интенсивно в Южном Каспии. Тогда как летом для глубоководных районов обеих частей моря характерны примерно равные величины фосфатов, осенью они повышаются в Южном Каспии до 50 мкг/л, а в Среднем до 35 мкг/л.

Зимой и летом 1979–1981 гг. (табл. 51) проводилось определение органического фосфора. В исследуемые сезоны его содержание в море изменилось от 0 до 450 мкг/л, причем зимняя концентрация в 2–3 раза выше летней. Вертикальное распределение органического фосфора зимой в Среднем Каспии характеризуется понижением от поверхности (80 мкг/л) до 25 м (30 мкг/л) и повышением в зоне накопления. В пространственном

Таблица 50
Распределение минерального фосфора в Среднем и Южном Каспии
в 1964–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрез							
	Чечень—Мангышлак				Денич—Кендерли			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	14,9	6,8	7,2	9,9	12,7	9,7	9,3	11,0
10	16,5	7,0	7,9	7,9	12,0	6,0	7,0	9,8
25	8,9	4,2	9,0	6,6	12,7	6,0	6,8	9,3
50	—	—	—	—	11,1	12,2	6,9	9,3
100	—	—	—	—	11,4	24,6	12,7	12,0
200	—	—	—	—	17,9	28,5	16,4	20,6
400	—	—	—	—	29,7	30,3	24,3	19,1
600	—	—	—	—	19,5	28,0	36,2	33,3
800	—	—	—	—	15,9	18,2	15,0	15,6

Горизонт, м	Разрез							
	Жилой—Куули				Куринский Камень—Огурчинский			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	9,8	8,9	7,5	2,6	9,1	8,6	8,7	5,3
10	8,4	6,2	4,9	1,4	7,5	6,0	6,7	7,4
25	9,5	4,4	7,9	0	8,3	7,3	6,1	14,8
50	10,7	6,3	15,5	2,4	8,1	6,1	8,7	20,0
100	15,4	11,3	25,6	14,8	15,4	19,0	11,3	26,3
200	20,9	28,0	21,7	36,7	24,1	23,9	18,4	37,5
400	—	—	—	—	30,2	38,4	21,4	27,6
600	—	—	—	—	23,8	(60,6) ** (32,8)	35,3	—
800	—	—	—	—	28,1	(57,0)	(36,0)	53,0

* По данным 1966 г.

** В скобках приведены данные по отдельным годам.

17,2 25,2 16,6 25,2

распределении выделяются две зоны повышенной концентрации в слое 0–50 м, в западном и восточном прибрежных районах – 87 и 135 мкг/л соответственно. Ниже горизонта 50 м происходит повышение содержания фосфора с запада на восток.

В Южном Каспии содержание органического фосфора в поверхностном слое значительно выше, чем в Среднем Каспии. Здесь также выделяются две обогащенные зоны – в западной части до горизонта около 600 м и на восточных мелководьях. На западе наибольшая концентрация отмечается на взморье Курмы (150–175 мкг/л). В придонном слое зона с высоким содержанием фосфора охватывает материковый склон, часть южно-каспийской котловины и распространяется к северу до Аштеронского норога.

На восточном шельфе содержание органического фосфора на поверхности составляет 150–380, у дна – 100–200 мкг/л. Минимальная концен-

Таблица 51
Содержание органического растворенного фосфора
в Среднем и Южном Каспии в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мантыш- дак		Дивичи–Кен- дергир		Желой–Куули		Куринский Ка- мень–Огурчани- ский	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	—	18,8	80,1	19,6	87,7	24,8	159,3	31,2
10	—	22,0	59,3	15,7	129,7	32,5	89,8	26,0
25	—	56,9	30,0	11,4	112,0	46,1	135,5	24,8
50	—	—	74,0	27,5	—	27,8	67,0	24,6
100	—	—	112,4	26,8	—	25,7	61,0	45,3
200	—	—	39,2	26,0	50,8	32,5	70,5	54,0
400	—	—	71,0	38,5	—	—	106,5	68,6
600	—	—	65,6	61,0	—	—	263,5	—
800	—	—	66,5	38,5	—	—	71,0	36,8
			47,4			7,8		

рация от поверхности до дна отмечена в глубоководной котловине (70–80 мкг/л) и на свале глубин.

Летом, при общем понижении содержания органического фосфора в обеих частях моря, в Среднем Каспии оно в 1,5–2,0 раза меньше, чем в Южном, понижается с запада на восток в средней части моря и относительно однородно в южной. Максимум отмечен к северу от Апшеронского полуострова на горизонте 50 м (424 мкг/л). Вертикальное распределение в обеих частях моря и на Апшеронском пороге характеризуется уменьшением содержания органического фосфора от поверхности до горизонта 25 м и затем монотонным возрастанием ко дну.

Соотношение минерального и органического фосфора ($P_{\text{мин}}/P_{\text{орг.}}$) в эфитическом слое моря колеблется от 0,06 до 0,60. Зимой оно в два-три раза ниже, чем летом, что объясняется повышенной концентрацией органического фосфора. Деструкция органического вещества преобладает над обогащением минеральным фосфором. В глубинном слое Южного Каспия это соотношение одинаково в оба сезона, в Среднем Каспии летние значения выше (табл. 52).

Средние изменения минерального фосфора в зоне потребления (0–50) и зоне накопления (100–600 м) представлены в табл. 53. Слой 100–600 м выбран для удобства сравнения данных по Среднему и Южному Каспию. По этим зонам подсчитан запас фосфатов в столбце воды сечением 1 м².

Анализ распределения фосфатов в море по сезонам показал, что зимой происходит обогащение эфитического слоя из зоны накопления. В глубинных слоях запас невысок, что объясняется поступлением фосфора в верхние слои, а главным образом тем, что он находится в органической форме.

Зимой наблюдается максимальная толщина слоя придонного обеднения минеральным фосфором. По средним многолетним данным, его верхняя

Таблица 52
Отношение минерального и органического фосфора ($P_{\text{мин.}}/P_{\text{орг.}}$)
в Среднем и Южном Каспии, 1979–1981 гг.

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень—Мангышлак		Динчи—Кендерлы		Желой—Куулы		Куринский Ка- мень—Огурчинский	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	—	0,38	0,16	0,47	0,10	0,30	0,06	0,28
10	—	0,36	0,20	0,45	0,06	0,15	0,08	0,26
25	—	0,16	0,42	0,60	0,07	0,17	0,06	0,25
50	—	—	0,15	0,25	0,04	0,56	0,12	0,35
100	—	—	0,10	0,47	(1,23)	1,00	0,25	0,25
200	—	—	0,46	0,63	0,09	0,67	0,34	0,34
400	—	—	0,42	0,63	—	—	0,28	0,31
600	—	—	0,30	0,59	—	—	0,09	—
800	—	—	—	—	—	—	—	1,80

граница примерно совпадает с горизонтами 500–600 м. Причиной обеднения придонных слоев фосфатами, по-видимому, служит поступление поверхностных охлажденных вод, стекающих с северных и восточных мелководий. Содержание фосфора в этих водах невысокое, и они формируют придонную аномалию. В то же время придонные воды, богатые фосфатами, частично вытесняются в более высокие слои. С. В. Бруевич [1937] во время наблюдений в 1934 г. подобного явления не отмечал, у дна наблюдалась максимальные концентрации фосфатов. По данным Б. Н. Абрамова [1959], в 1937–1941 гг. уже наблюдалось незначительное снижение минерального фосфора в придонном слое и в дальнейшем этот процесс продолжался вплоть до настоящего времени (табл. 53).

В Южном Каспии зимой распределение фосфатов по зонам аналогично средней части моря, но контраст между ними выражен в большей степени.

Весной в эвфотическом слое с увеличением потребления фосфатов их запас уменьшается (в Южном Каспии до минимального в году), а в глубинных слоях, напротив, накопление достигает максимума. Весенний максимум накопления связан с минерализацией органического фосфора, запасы которого зимой достигают наибольшей величины. Этот вывод подтверждается и тем, что весной начиная с горизонта 200 м содержание кислорода ниже зимнего в связи с его потреблением на минерализацию.

Летом в Среднем Каспии происходит максимальное потребление фосфатов в верхнем слое и понижение их запаса в зоне накопления (до 11,5 мг/м³). Фосфор накапливается в живом веществе моря, и к осени это накопление достигает максимума — запас фосфатов в глубинных водах снижается до 10,8 мг/м³.

Как показал Ю. Л. Семенов [1978], скорость регенерации фосфора летом на шельфе восточной части Среднего Каспия составляет 9–10 суток, Южного — 5–6 суток. Эти величины ориентировочно можно распространить в качестве оценки на акваторию поверхностного слоя всего моря.

Таблица 53
Среднегодовое содержание минерального фосфора
в Среднем и Южном Каспии, мкг/л

Горизонт, м	Средний Каспий				Южный Каспий			
	1934 г. 1941 гг.	1937— 1941 гг.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.	1934 г.	1937— 1941 гг.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.
0	—	7,0	8,3	10,7	—	5,0	6,6	7,9
10	—	—	7,0	8,7	—	—	5,8	6,9
25	—	7,0	5,8	8,7	—	5,0	5,2	9,1
50	—	9,0	9,6	9,9	—	6,0	6,7	10,7
100	10	17	13	15	11	10	13	18
200	25	22	21	21	24	26	24	26
400	36	35	28	26	39	37	32	29
600	48	44	34	29	49	47	40	38
800	—	—	—	—	72	—	—	44
То же, 2 мг/м ²								
0–50	0,34*	0,39	0,39	0,47	0,06*	0,27	0,30	0,46
100–600	16,25	15,55	13,00	12,00	16,85	16,50	14,65	14,40

* Данные осреднены по двум сезонам.

В Каспийском море интенсивный фотосинтез охватывает верхний 25-метровый слой, ограниченный снизу сезонным термоклином с большими градиентами температуры и плотности. Вблизи верхней границы термоклина происходит разложение органики и регенерация биогенных соединений из остатков фито- и зоопланктона, плотность которых не позволяет им погрузиться ниже. Свидетельством того, что количество такого органического вещества значительное, служат высокие величины минерального фосфора, наблюдаемые летом в эвфотическом слое и низкие концентрации органического фосфора в глубинных слоях. Только та часть органики, которая продуцируется ниже термоклина, и та, плотность частиц которой позволяет ей проникнуть через термо克莱н, регенерирует в глубинных слоях моря, где скорость регенерации фосфора при низких температурах и меньшем содержании кислорода значительно ниже и может составлять месяц-полтора. Для температур 0,8–9,2° Ю.Л. Семенов [1978] приводит величину 1–2 месяца.

Осенью, с понижением температуры воды, сначала в Среднем, а затем в Южном Каспии фотосинтез угнетается, происходит массовое отмирание планктона. Разрушение термоклина теперь уже не препятствует проникновению всей этой массы органики в глубинные слои, где происходит ее разложение и минерализация. Указанными факторами можно объяснить образование зимнего максимума содержания органического фосфора и весеннего максимума минерального фосфора в зоне накопления.

Соединения азота. Распределение нитратной и нитритной форм азота в водах Среднего и Южного Каспия изучено довольно хорошо. Массовые определения аммонийного и органического азота проведены Ю.Л. Семеновым [1978] для восточной части моря и сотрудниками КаспНИРХа для

Таблица 54
Содержание нитратного азота в Среднем и Южном Каспии
в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангыш- лак		Дивичи–Кендер- ли		Жилой–Куули		Куринский Ка- мень–Огурический	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	—	3,7	11,8	4,1	2,1	3,5	10,0	6,1
10	—	2,4	10,7	3,8	2,4	3,6	2,6	5,7
25	—	2,4	11,9	4,2	2,9	4,4	3,1	4,1
50	—	—	15,2	4,1	23,2	3,7	4,6	5,0
100	—	—	18,3	6,6	40,2	8,9	17,0	9,7
200	—	—	57,5	9,0	—	12,5	69,4	10,4
400	—	—	71,4	11,3	—	—	63,0	13,2
600	—	—	38,4	8,8	—	—	75,9	15,1
800	—	—	39,4	6,4	—	—	31,5	10,0
							30,3	8,81
							14,80	

ср 248. 17.94

всего моря. Исследования аммонийного азота весьма важны, так как в последнее время некоторые авторы указывают на его предпочтительное потребление фитопланктоном. Следовательно, без учета этой формы азота, нельзя полностью рассмотреть условия минерального питания фитопланктона.

Определение нитратного азота проводилось в 1979–1981 гг. в зимний и летний сезоны. Для горизонтального распределения нитратов в основном характерны те же черты, что и для фосфора. Зимой в Среднем Каспии обогащены воды западной части моря, до 30 мкг/л. К востоку концентрация нитратов понижается до следов. В Южном Каспии обширная глубоководная акватория и восточные мелководья практически лишены нитратов. Максимум отмечен в зоне свата глубин и вблизи западного побережья – 10–14 мкг/л. По осредненным значениям, зимние концентрации нитратов в эвфотическом слое Среднего Каспия на порядок выше, чем в Южном Каспии и на Ашхеронском пороге, так как на юге зимой нитраты интенсивно потребляются. В Среднем Каспии в слое 200–400 м содержание нитратов максимально и составляет 60–75 мкг/л (табл. 54, 55). В Среднем и Южном Каспии на глубинах соответственно 400 и 600 м наблюдается снижение концентрации нитратов ко дну.

Летом, в эвфотическом слое Среднего Каспия количество нитратов уменьшается до 5–10 мкг/л. Их содержание повышено лишь в зоне влияния волжского стока (от о-ва Чечень до Махачкалы) и в восточной части моря, в зоне апвеллинга – до 7–10 мкг/л.

В Южном Каспии основные районы повышенных и пониженных концентраций нитратного азота остаются теми же, что и зимой, но зоны с нулевыми концентрациями нитратов почти отсутствуют. Содержание нитратов в эвфотическом слое в Южном Каспии и на Ашхеронском пороге в целом выше, чем зимой. Данные по сезонному распределению органического азота также обнаруживают эту закономерность. Возможно,

Таблица 55
Содержание нитратного азота в разные годы
в Среднем и Южном Каспии, мкг/л

Горизонт, м	Средний Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1960—1962 гг.	1979—1981 гг.	1934 г.	1960—1962 гг.	1979—1981 гг.
0	13	48	11,8	0	3,2	4,1
10	13	45	10,7	0	2,9	3,8
25	13	48	11,9	0	3,5	4,2
50	13	40	15,2	5	12,2	4,1
100	123	65	18,3	78	15	6,6
200	110	76	57,5	148	46	9,0
400	—	75	71,4	126	85	11,3
600	(47)	75	38,4	64	70	8,8
800						

Горизонт, м	Южный Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1960—1962 гг.	1979—1981 гг.	1934 г.	1960—1962 гг.	1979—1981 гг.
0	0	12	10,0	0	2,2	6,1
10	0	12	2,6	0	5,6	5,7
25	0	12	3,1	0	9,4	4,1
50	13	12	4,6	0	9,0	5,0
100	73	24	17,0	83	24	9,7
200	140	35	69,4	161	52	10,3
400	126	53	63,0	161	40	13,2
600	38	42	75,9	64	20	15,1
800	0	60	31,5	0	10	10,0

это связано с тем, что наблюдения проводились в теплую зиму 1980 г., когда, при слабом обогащении зафотического слоя биогенными веществами, преобладало их потребление.

Летом запас нитратов в слое 100–600 м уменьшается в 5–6 раз по сравнению с зимой.

Нитритный азот — нестойкая переходная форма в процессе окисления аммония до нитратов — служит хорошим показателем зон с интенсивной деструкцией органического вещества, а также загрязнения вод.

В Среднем и Южном Каспии нитриты встречаются во все сезоны в районах, подверженных влиянию речного стока — у побережья Дагестана и в западном районе южной части моря. Максимальные концентрации нитритов изменяются от 2–3 зимой до 6–8 мкг/л летом. Невысокие значения (1 мкг/л) определялись на востоке, в районах бухок Ливанова и Грязный Вулкан. На остальной акватории моря преобладают концентрации 0,5–1,5 мкг/л (табл. 56).

Таблица 56
Содержание нитритного азота в Среднем и Южном Каспии
в 1964–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангышлак				Дагичи–Кендерзи			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	0,4	0,4	1,7	1,8	1,3	1,1	1,7	1,5
10	0,5	0,3	1,2	2,2	1,2	1,3	1,4	1,5
25	0,1	0,1	1,1	1,2	0,8	1,0	1,1	1,0
50	—	—	—	—	0,6	1,1	1,7	1,3
100	—	—	—	—	0,6	0,8	1,4	1,5
200	—	—	—	—	0,7	0,7	1,3	1,5
400	—	—	—	—	0,7	0,6	1,2	1,7
600	—	—	—	—	1,0	—	1,0	(2,2)
800	—	—	—	—	0,86	0,94	1,4	1,5

Горизонт, м	Разрезы							
	Жилой–Куули				Куринский Камень–Огурчинский			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	1,2	1,7	1,3	0,9	0,9	1,0	1,4	1,4
10	1,0	1,5	1,2	1,4	0,9	0,5	1,2	1,3
25	0,8	0,9	0,3	1,7	0,9	0,8	1,1	1,8
50	0,7	0,9	1,5	1,8	1,0	1,5	1,6	1,5
100	0,6	1,2	1,8	1,2	0,8	0,9	1,1	1,5
200	0,7	1,1	1,6	1,9	0,4	1,0	1,0	1,3
400	—	—	—	—	0,4	1,2	1,2	1,2
600	—	—	—	—	(0)	(2,2)	0,7	(3,8)
800	—	—	—	—	0,4	(1,9)	(0)	(2,4)

Главную тенденцию многолетних изменений содержания нитритного азота представляет постоянный рост концентраций. В 30-х годах его находили только в слое 50–400 м, что дало основание для выделения этого слоя в особую нитритную подзону [Бруевич, 1937]. В настоящее время вертикальное распределение нитритов не обнаруживает определенных закономерностей. Увеличение содержания нитритов во все сезоны года указывает на увеличение интенсивности биохимических процессов в море.

Концентрации аммонийного азота зимой хорошо согласуются с температурой воды. Теплые воды в восточной части Южного и Среднего Каспия (в которых продукционные процессы зимой наиболее интенсивны) обогащены аммонийным азотом – здесь преобладают величины 20–40 мкг/л, а максимальные отмечены на Ашхеронском пороге и в центральной части Южного Каспия – 60 мкг/л. В западной части Среднего Каспия величина аммонийного азота составляет 2–5, Южного – 3–10 мкг/л.

При однородном вертикальном распределении температуры зимой содержание органического вещества высокое на всех глубинах и аммони-

Таблица 57
Содержание аммонийного азота в Среднем и Южном Каспии
в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангыш-лак		Дагичи–Кен-дерли		Жалой–Куули		Куринский Ка-мень–Отурен-ской	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	—	87,8	19,6	208,4	41,2	146,4	31,3	131,3
10	—	74,8	15,8	243,3	35,8	170,8	25,9	109,0
25	—	50,9	14,2	200,0	44,4	119,9	25,6	83,1
50	—	11,3	11,3	210,2	31,7	127,7	36,3	135,3
100	—	—	12,1	196,9	29,9	145,0	34,2	154,0
200	—	—	4,8	256,7	—	249,7	25,8	140,0
400	—	—	7,4	188,6	—	—	—	175,0
600	—	—	4,6	181,6	—	—	—	119,0
800	—	—	—	—	—	—	98,0	—

Таблица 58
Содержание органического азота в Среднем и Южном Каспии
в 1979–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангыш-лак		Дагичи–Кен-дерли		Жалой–Куули		Куринский Ка-мень–Отурен-ской	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
0	—	474	895	504	487	807	659	855
10	—	334	1008	340	598	136	340	380
25	—	362	667	366	988	532	707	1810
50	—	—	655	414	666	483	755	548
100	—	—	740	570	—	224	631	945
200	—	—	347	587	—	438	848	120
400	—	—	106	943	—	—	458	1050
600	—	—	—	803	—	—	707	1025
800	—	—	121	566	—	—	697	887

Ур. 269. 598 77547

фикация охватывает всю толщу вод. Поэтому в вертикальном распределении аммонийного азота существенных различий не наблюдается (табл. 57).

Летом содержание аммонийного азота в воде многократно возрастает, особенно в Среднем Каспии. Средние концентрации составляют 150–200 мкг/л. Повышенные концентрации, как правило, наблюдаются в прибрежных районах, пониженные — в глубоководных частях моря. Вертикальное распределение аммонийного азота летом характеризуется пониженными значениями на горизонте 25 м, что примерно совпадает с верхней границей термоклина.

Таблица 59
Содержание кремниксилоты в Среднем и Южном Каспии
в 1964–1981 гг., мкг/л

Горизонт, м	Разрезы							
	Чечень–Мангышлак				Диничи–Кендерли			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	455	601	586	354	389	334	373	374
10	430	626	533	392	534	273	287	363
25	372	510	755	310	516	234	285	273
50	—	—	—	—	588	373	386	686
100	—	—	—	—	819	358	610	680
200	—	—	—	—	1100	571	1035	1218
400	—	—	—	—	1560	1419	1648	1442
600	—	—	—	—	1850	1400	1085	740
800	—	—	—	—	—	—	—	—

Горизонт, м	Разрезы							
	Желой–Куули				Куринский Камень–Огуренский			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	335	377	306	210	302	273	404	88
10	335	293	273	149	263	233	360	115
25	300	274	469	187	245	270	321	106
50	341	288	362	306	290	286	319	257
100	397	570	1272	593	356	340	551	506
200	1090	1439	1418	1074	1015	846	1040	748
400	—	—	—	—	1073	1522	1715	1332
600	—	—	—	—	1530	2000	1564	1409
800	—	—	—	—	1640	1928 ¹	1476	1410

Содержание органического азота колеблется зимой от 100 до 1800 мкг/л. Максимальное обогащение наблюдается в прибрежных зонах, минимальная концентрация – в глубоководных районах. В Среднем Каспии с глубиной наблюдаются пониженные содержания органического азота, в Южном Каспии распределение его в толще вод однородное.

Летом в верхнем слое средней части моря содержание органического азота снижается в 1,5–2 раза, а в южной – остается на уровне зимних величин. В глубинных слоях отмечается максимальное накопление – до 940 мкг/л в Среднем Каспии и более 1000 в Южном (табл. 58).

Кремниксилота. Содержание кремниксилоты в водах Каспийского моря почти всегда высокое и поэтому она не лимитирует процесс продукции органического вещества.

Сезонные колебания кремниксилоты в эфотическом слое незначительны, за исключением Южного Каспия, где в холодное время года происходит массовое развитие диатомовых и, следовательно, максимальное потребление кремния (табл. 59). Содержание кремниксилоты в поверхност-

Таблица 60
Запас биогенных веществ в эвфотическом и глубоководном
слоях Среднего и Южного Каспия, мкг/м²

Свой, м	Средний Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.
Минеральный фосфор						
0—50	0,26	0,60	0,60	0,08	0,33	0,36
100—600	17,40	11,60	11,14	15,55	14,50	11,54
Нитратный азот						
0—50	0,65	2,21	0,65	0,25	0,34	0,20
100—600	42,55	37,15	27,66	57,70	25,35	4,82
Кремниевистота						
0—50	19,53	17,78	24,20	18,84	8,44	15,30
100—600	571,95	517,90	584,45	396,90	230,15	353,05
Свой, м	Южный Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.	1934 г.	1958— 1963 гг.	1964— 1981 гг.
Минеральный фосфор						
0—50	0,07	0,40	0,41	0,04	0,39	0,38
100—600	16,55	12,95	12,80	17,25	19,70	10,82
Нитратный азот						
0—50	0,26	0,60	0,21	0,0	0,39	0,25
100—600	53,65	21,25	31,45	66,90	19,00	6,18
Кремниевистота						
0—50	13,46	11,04	12,39	12,32	7,94	14,61
100—600	543,15	483,05	461,60	582,45	550,55	533,25

П р и м е ч а н и е. Данные по нитратному азоту приведены за 1979—1981 гг.

ном слое моря может колебаться от 900 до 600 мкг/л. С глубиной оно возрастает, достигая максимума в придонном слое — 1850 в Среднем Каспии и 1930 мкг/л в Южном. В отдельные годы у дна в южнокаспийской котловине отмечались концентрации 2500 мкг/л.

По материалам А.С. Пахомовой, Б.М. Затучной [1966], КаспНИРХа, Аз УГКС и Махачкалинской ЗГМО, подсчитан запас биогенных веществ в эвфотическом слое моря (0—50 м) и в слое 100—600 м (табл. 60). По этим данным отмечается устойчивый рост запаса фосфатов в эвфотическом слое и их снижение в зоне накопления. Увеличение запаса фосфатов в этом слое в Среднем и Южном Каспии по сравнению с 1934 г. составляет около 0,3 мг/м². Снижение количества фосфатов —

Таблица 61
Содержание кремниекислоты в разные годы
в Среднем и Южном Каспии, мкг/л

Горизонт, м	Средний Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958—1962 гг.	1979—1981 гг.	1934 г.	1958—1962 гг.	1979—1981 гг.
0	426	291	389	346	109	373
10	426	299	534	306	180	287
25	428	287	516	371	227	285
50	443	523	588	517	191	386
100	496	743	819	594	370	610
200	910	1350	1100	907	734	1035
400	852	1350	1560	1485	700	1648
600	3019	(1405)	1850	2560	(1365)	1085
800						

Горизонт, м	Южный Каспий					
	зима			лето		
	1934 г.	1958—1962 гг.	1979—1981 гг.	1934 г.	1958—1962 гг.	1979—1981 гг.
0	321	211	302	226	179	404
10	305	236	263	212	103	300
25	246	254	245	245	250	321
50	317	254	290	331	176	319
100	386	463	356	547	481	551
200	747	1233	1015	749	910	1040
400	1355	1302	1073	1315	1501	1715
600	2040	(1364)	1530	2116	1854	1564
800	2193	1400	1640	2742	2000	1476

П р и м е ч а н и е. В скобках приведены данные на горизонте 500 м.

в зоне накопления составило ~4 и 4–6 мг/м² в Среднем и Южном Каспии соответственно. Наиболее значительное уменьшение запаса фосфатов в Среднем Каспии связано, вероятно, с их оттоком в Южный Каспий зимой. Обеднение моря биогенными веществами может быть обусловлено следующими основными факторами: увеличением продуктивности моря, в связи с чем больший запас биогенных соединений находится в составе живого вещества; захоронением в донных осадках; изъятием с выловом рыбы.

Несложный расчет показывает, что с выловом рыбы из моря может ежегодно изыматься 3,4 тыс. т фосфора и 10,5 тыс. т азота. Среднегодовое же поступление валового азота и фосфора с волжским стоком за 1976–1980 гг. составляло 398,0 тыс. т азота и 47,2 тыс. т фосфора.

Расчет величины захоронения азота и фосфора в донных осадках [Лебедев и др., 1973; Романкевич, 1977] дает величину 41,5 тыс. т для азота, и для фосфора.

Таким образом, несмотря на значительные количества азота и фосфора, изымаемые ежегодно из круговорота биогенных веществ, основной причиной обеднения Каспия их минеральными формами следует считать увеличивающуюся продуктивность моря.

В многолетнем распределении кремния в эвфотическом слое наблюдается снижение его количества в 60-х годах по сравнению с данными С.В. Бруевича [1937] и увеличение в 1979–1981 гг. по сравнению с данными А.С. Пахомовой, Б.М. Затучной [1966] (табл. 61). Значительное понижение запаса кремнекислоты в 1958–1962 гг. можно объяснить массовой вспышкой диатомовых (ризосолен) , которая в отдельных случаях составляла до 99%, а обычно – свыше 80% всего фитопланктона [Лешакова, Санина, 1973]. Поскольку диатомовые потребляют преимущественно кремний, их массовое развитие может привести к ощутимому снижению его концентраций.

С целью выявления изменений, произошедших в гидрохимических условиях Каспийского моря со времени исследований С.В. Бруевича в 30-х годах, в августе–сентябре 1983 г. была проведена океанологическая съемка Среднего и Южного Каспия, исключавшая большой объем гидрохимических определений. Наблюдения проводились на стандартных поперечных разрезах через море на 59 станциях (см. рис. 1, разрезы IV, V, VI, VIII, X, XI, XII) *.

Исследования подтвердили, что в связи с усилением вертикальной циркуляции толща воды Среднего и Южного Каспия хорошо аэрирована. Верхний слой воды характеризовался высоким содержанием растворенного кислорода – 6,0–7,0 мл/л (до 120%). Максимум кислорода находится на горизонтах 30–60 м, где иногда его концентрация превышала 8,0 мл/л. В придонных слоях глубоководных частей моря содержание кислорода было не ниже 2,5 мл/л.

Распределение растворенного кислорода хорошо согласовалось с распределением pH. В верхнем слое величина pH составляла 8,40–8,47, в восточной части моря – 8,30–8,40.

Максимальные величины pH наблюдались на горизонтах 30–50 м и в основном были приурочены к нижней границе термоклина. Придонные слои в глубоководных районах моря характеризовались величинами pH – 8,01–8,15, а в мелководных – 8,30–8,40.

Многолетние наблюдения за величиной pH в море показывают, что начиная с 30-х годов pH постепенно возрастал и выравнивался по вертикали, причем более энергично в Среднем Каспии и несколько слабее – в Южном. Эта тенденция соответствует характеру изменений распределения кислорода и является следствием одной и той же причины – усиления вертикальной циркуляции в Среднем и Южном Каспии.

Величина общей щелочности, по данным съемки, в среднем составляла 3,67–3,75 мг-экв/л. Максимум щелочности наблюдался в придонном слое, что, возможно, связано со значительным количеством карбонатной взвеси

*Съемка была организована Научным советом по комплексному изучению проблем Каспийского моря. В нее привлечены участники сотрудники Института океанологии АН СССР (гидрохимические работы), Института водных проблем АН СССР и Гидрографической службы Каспийской флотилии (гидрологические работы). Данный раздел написан О.К. Бордовским.

в придонной воде. В прибрежных районах, в зоне влияния речного стока, наблюдалось уменьшение величин щелочности до 3,60–3,46 мг-экв/л.

Количество биогенных веществ в верхнем слое в зоне влияния волжского стока повышенное. На границе Северного и Среднего Каспия концентрация фосфатов на поверхности доходила до 12 мкг/л, а кремния – 300–400 мкг/л. В слое 25–50 м концентрации этих биогенных веществ увеличивались до 10–15 мкг Р/л и 700–1000 мкг Si/л. В центральных областях Среднего и Южного Каспия наблюдались более низкие концентрации (5–10 мкг Р/л и 100–150 мкг Si/л).

Подобные же черты наблюдались в распределении органического фосфора, концентрация которого на севере Среднего Каспия была в 1,5–2 раза выше, чем в центральных районах моря (30–90 мкг Р_{орг}/л и 15–20 мкг Р_{орг}/л, соответственно). Исключение составляли некоторые прибрежные станции, на которых было встречено более высокое содержание Р_{орг}.

С глубиной концентрации биогенных веществ возрастали и в слое 150–500 м достигали 12–20 мкг Р/л и 550–850 Si/л. Их максимум располагался на горизонтах 600–800 м (более 40 мкг Р/л и 3000–3600 мкг Si/л).

Однако наибольшие концентрации органического фосфора (40–50 мкг Р_{орг}/л) отмечены на горизонтах 200–400 м, а глубже они постепенно уменьшались до 12–20 мкг Р_{орг}/л. В некоторых случаях наблюдалось равномерное вертикальное распределение этой фракции фосфора.

Распределение нитратов в верхнем (0–30 м) слое было довольно равномерным: по всей акватории величины нитратов редко превышали 15–30 мкг N–NO₃/л, а нитритов практически обнаружено не было. В слое пикноклина (30–50 м) наблюдалось резкое увеличение количества нитратов (более 100 мкг N–NO₃/л)¹. Здесь же обнаружены, но не по всей исследованной акватории максимальные значения нитритов, превышающие 7 мкг N–NO₂/л.

Глубже нитриты исчезают, а количество нитратов постепенно увеличивается, достигая максимума на горизонтах от 200 до 400 м, в зависимости от района. Слой наибольших величин нитратов в южной части моря залегает глубже, чем в средней.

Как показывают материалы съемки, усиление вертикального перемещения в море отразилось на изменении распределения биогенных веществ, а азрация – на соотношении их форм.

Основное отличие современного распределения фосфора заключается в возрастании его количества в верхнем слое и уменьшении в глубоководных зонах Среднего и Южного Каспия. Распределение фосфатов стало более равномерным, хотя в целом увеличение их концентраций с глубиной сохранилось. В большей степени произошло обеднение фосфатами глубинных вод Среднего Каспия, в меньшей – Южного. Хорошая азрация способствует более полной минерализации органических соединений фосфора.

На основании работ, проведенных в 30-х годах, С.В. Бруевич [1937] пришел к выводу, что наиболее четкой основой для стратификации глубоководного Каспия является содержание биогенных элементов. Исходя из этого принципа он выделил в гидрохимической структуре Каспия две зо-

¹ Количество нитратов летом 1983 г. было значительно больше, чем по данным 1979–1981 гг. (см. табл. 54, 55) – Примеч. ред.

ны: обеднения биогенными элементами (0–100 м) и аккумуляции биогенных элементов. В свою очередь, первая зона была разделена на две подзоны – подзону фотосинтеза (0–25 м) и нитритную подзону (50–100 м). Зона аккумуляции разделена на нитратную (200–400 м) и восстановительную (600–800 м) подзоны.

Съемка 1983 г. показала, что за 50 лет гидрохимическая структура Каспия претерпела следующие изменения. Подзона фотосинтеза сохранилась, причем пересыщение вод кислородом стало даже больше. Нитритная подзона несколько поднялась и частично захватила подзону фотосинтеза. Наиболее существенные изменения произошли в зоне аккумуляции биогенных веществ. Восстановительная подзона исчезла, а нитратная подзона стала более обширной и доходит практически до дна.

Таким образом, усиление вертикальной циркуляции, связанное с длительным понижением уровня моря, нарушило резкую вертикальную стратификацию, наблюдавшуюся в 30-е годы, и привело к "размыву" границ между зонами. Характерного резкого деления на верхнюю зону обеднения биогенными веществами и глубинную – аккумуляции теперь нет. При этом изменения гидрохимической структуры моря в наибольшей степени сказались в его глубинных слоях. Поверхностная зона более активно приспособливается к изменениям, происходящим в режиме Каспия. По данным съемки, последний подъем уровня Каспия пока еще не отразился на гидрохимическом облике глубоководных частей моря.