

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОД

Своеобразие Каспийского моря, замкнутого водоема, проявляется в том, что условия формирования структуры его вод отличаются от условий, наблюдающихся в окраинных и средиземных морях, связанных с Мировым океаном. В отличие от этих морей, в Каспийском отсутствуют адвекция из соседних морей или районов океана и водообмен через проливы. Гидрологическая структура моря в целом, и особенно его глубинных слоев, формируется под влиянием конвективного перемешивания и связанной с ним плотностной циркуляции вод. На структуру верхних слоев, так же, как и в других морях, большое влияние оказывают динамические факторы — течения, волнение. Помимо этого, гидрологические условия в различных частях моря зависят от водообмена между северной и средней и между средней и южной частями моря. В прибрежных районах существенное влияние на вертикальную структуру вод оказывают сточно-нагонные процессы. Благодаря этим процессам в прибрежной зоне особенно интенсивно происходит обмен между верхними и нижними слоями в связи с созданием циркуляции в вертикальной плоскости. Особенно интенсивные сточно-нагонные явления наблюдаются у восточного и западного берегов средней части моря.

Говоря об особой роли конвекции в формировании гидрологической структуры вод Каспийского моря, мы имеем в виду все ее виды: зимнюю вертикальную циркуляцию, сползания вод, конвекцию, возникающую в придонных слоях моря. Конвективное перемешивание обеспечивает передачу кислорода в глубинные слои моря и вынос к поверхности биогенных веществ, необходимых для жизни. В районах распространения вертикальной циркуляции до дна создаются благоприятные условия для развития планктона и бентоса. К сожалению, не все виды конвективного перемешивания в Каспии изучены одинаково хорошо.

Следует отметить еще одну особенность гидрологии Каспийского моря — однородность солености в глубоководных районах. Поэтому для формирования гидрологической структуры вод в этих районах наиболее существенный фактор — температура. Однако на севере, как увидим далее, большую роль играет и соленость.

Отмеченные особенности гидрологии Каспия определили и путь исследования структуры его вод. Проанализированы вертикальная устойчивость вод и связи устойчивости с турбулентностью; выяснены особенности зимней вертикальной циркуляции в море и роль других видов конвекции; установлены изменчивость температуры, солености и содержания кислорода в глубинных слоях моря и некоторые особенности водообмена между различными его частями. К сожалению, не удалось рассмотреть глубинную циркуляцию вод из-за отсутствия данных.

В итоге удалось разработать схему структуры вод моря и размещения водных масс, показав их основные характеристики. Для анализа использовались материалы наблюдений на стандартных гидрологических разрезах Каспийского моря для различных сезонов 1947—1965 гг. (рис. 33), а также материалы некоторых специальных экспедиций.

Распределение солености в Каспии характеризуется большой изменчивостью ее в северной части и однородностью в средней и южной частях моря.

Наибольшие изменения солености, происходящие в Северном Каспии, тесно связаны с колебаниями стока Волги. Поскольку эти изменения оказывают существенное влияние на гидрологические характеристики глубинных слоев моря, остановимся на них более подробно.

Н. И. Виницкая (1959), обобщив данные по солености Северного Каспия за 1931—1955 гг., сделала вывод, что за это время средняя годовая соленость колебалась от 5 до 13‰. По характеру многолетних межгодовых и сезонных изменений солености Виницкая выделяет четыре периода:

| | |
|-------------------------------|-----------------|
| I — нормальное состояние моря | — 1931—1933 гг. |
| II — сильное осолопление | — 1934—1940 гг. |
| III — опреснение | — 1941—1948 гг. |
| IV — новое осолопление | — 1951—1954 гг. |

Б. М. Затушная (1966) рассчитала среднюю соленость Северного Каспия за 1956—1962 гг., когда тоже происходили ее межгодовые изменения, хотя и не такие значительные, как в период резкого падения уровня моря (табл. 37).

В результате детального анализа изменений солености по периодам в Северном Каспии была найдена линейная связь между соленостью и средним стоком за соответствующие отрезки времени. За 1953—1962 гг. максимальное изменение солености составило 1,8‰. Резкое увеличение стока Волги в 1955 и 1958 гг. обусловило понижение солености в эти годы соответственно до 7,3 и 7,8‰ во

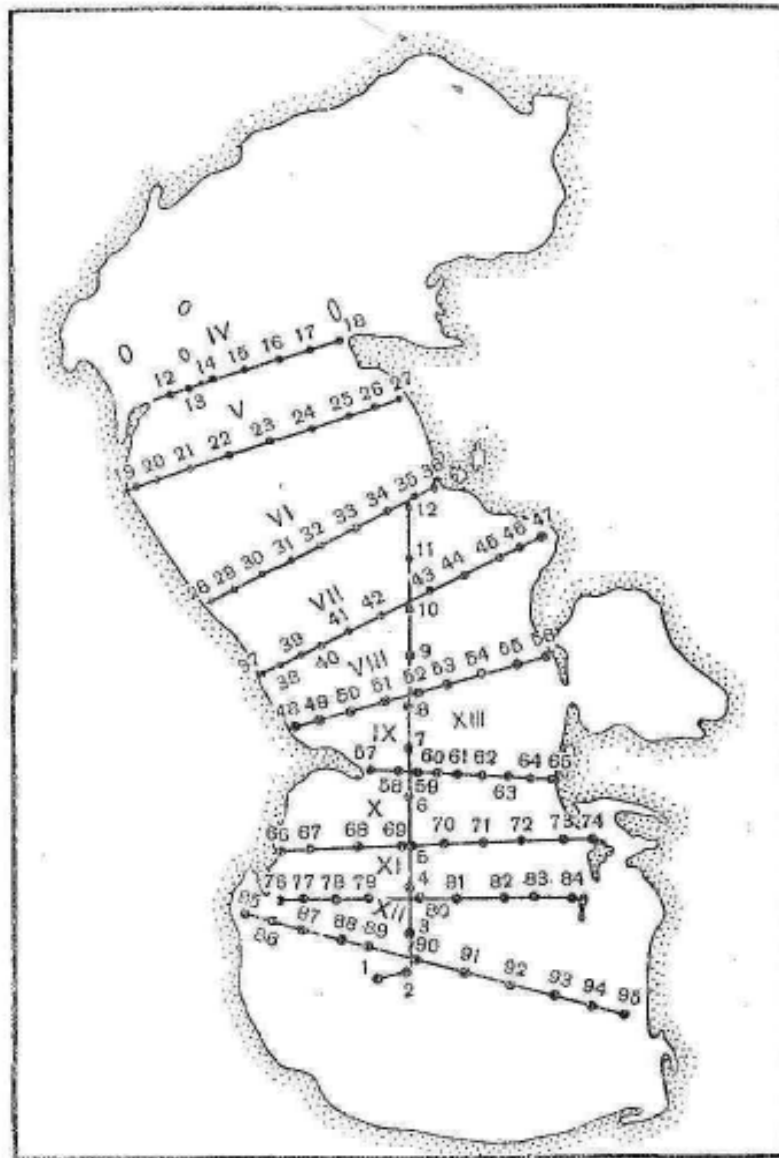


Рис. 33. Схема стандартных гидрологических разрезов на Каспийском море:

IV — Челек — Мангышлак; V — Махачкала — Сагандак; VI — Дербент — Песчаный; VII — Дивизи — Касперли; VIII — Кизильская Боса — Бекташ; IX — Зенкоф — Кузлы; X — Кашеи, Игдаты — Челекен; XI — Куринский Кала — Стуринский; XII — Лешорань — Велия Бутор; XIII — разрез по меридиану 51° в. д. (нестандартный)

Таблица 37

Средние годовые значения солености вод Северного Каспия и отдельных его районов (по Пахомовой и Загучной, 1966)

| Год | Северный Каспий, ‰ | Западный район, ‰ | Восточный район, ‰ |
|------|--------------------|-------------------|--------------------|
| 1956 | 9,13 | 9,45 | 8,63 |
| 1957 | 8,39 | 8,74 | 7,83 |
| 1958 | 7,76 | 8,16 | 7,12 |
| 1959 | 8,35 | 8,94 | 7,41 |
| 1960 | 8,67 | 9,20 | 7,84 |
| 1961 | 8,66 | 9,47 | 7,37 |
| 1962 | 9,03 | 9,54 | 8,23 |

всем Северном Каспии. Средняя многолетняя величина солености за 1956—1962 гг. для западного района равна 9,1, а для восточного района 7,8‰. Это, по-видимому, объясняется тем, что большая часть воды Среднего Каспия поступает в западный район Северного Каспия. Для этого района получена линейная связь средней годовой солености со стоком соответствующего года. Помимо стока Волги на распределение солености северной части моря оказывает влияние и ветровой режим.

Весной, в начале апреля, при небольшом стоке волжские воды занимают узкую прибрежную полосу предустьевоего взморья у западного берега Северного Каспия. Воды из средней части моря с соленостью 10—12‰ продвигаются в это время далеко в центральную часть Северного Каспия. В мае, во время паводка, максимальная соленость у западного берега не превышает 5‰.

После пика половодья (июль), когда за два месяца (май и июнь) на взморье поступает 50% годового стока Волги, зона пресненных вод резко увеличивается и занимает наибольшую площадь, изогалина 12‰ в это время располагается далеко на юге. Осенью сток Волги обычно незначителен и соленые среднекаспийские воды снова продвигаются на север, изогалина 1‰ подходит близко к берегу.

В зависимости от стока, как правило, находится сдвиг границ акваторий, соленость которых имеет крайние значения — от 0 до 2‰ и от 10 до 12‰ (рис. 34). В северной части моря, главным образом в ее западном районе, во все сезоны года можно выделить три типа вод: с соленостью 0—2‰, находящиеся под непосредственным влиянием речных вод, с соленостью 10—12‰, которые формируются под влиянием вод Среднего Каспия, и, наконец, с соленостью 2—10‰ — смешанные. Разные типы вод северной части моря влияют друг на друга, каждому соответствует определенная гидрохимическая характеристика.

Объем различных типов вод в Северном Каспии может сильно варьировать. За время 1953—1962 гг. объем вод с соленостью

0—2‰ в разные сезоны колебался от 5 до 40 км², с соленостью 10—12‰ — от 75 до 200 км², с соленостью 2—10‰ — от 50 до 150 км².

Для всего Северного Каспия режим повышенной солености наблюдается в апреле, мае, октябре и ноябре. В западной части моря наибольшее опреснение обнаруживается в июле и августе, а на востоке — в августе и сентябре. Зимой, как показывают немногочисленные наблюдения, соленость Северного Каспия высокая. Это обусловлено льдообразованием и слабым притоком волжских вод. В районе о. Кулалы зимой 1960—1961 гг. в декабре соленость была равна 12,55‰, а в январе—13,10‰. В феврале началось интенсивное разрушение ледяного покрова, вызвавшее понижение солености до 10,83‰ (Пахомова, Затульная, 1966).



Рис. 34. Положение изогалин 2‰ (а) и 10‰ (б) в разные сезоны в 1957 г. на поверхности (по Пахомовой и Затульной, 1966): 1 — июль; 2 — август; 3 — сентябрь; 4 — август; 5 — октябрь.

Распределение солености в Среднем и Южном Каспии характеризуется увеличением ее от западного побережья к восточному, что объясняется опресняющим воздействием речного стока на западе и отсутствием его на востоке. Соленость вод у восточного побережья во все сезоны года несколько выше солености вод у западного побережья. Различия в солености постепенно уменьшаются по направлению с севера на юг, т. е. с удалением от главного источника пресных вод — волжского стока. В юго-восточном районе Южного Каспия отмечается наибольшее осолонение — до 13,6‰.

Это объясняется не только отсутствием речного стока, но и сильным испарением с поверхности в условиях мелководья и жаркого климата. Открытая часть моря характеризуется соленостью преимущественно 12,75—12,90‰. Как показали расчеты А. С. Пахомовой (1966), межгодовые изменения солености за 1958—1962 гг. незначительны и не превышают 0,20‰. С глубиной соленость, как правило, увеличивается, но в большинстве случаев рост ее очень мал. На глубоководных станциях Южного Каспия соленость во всей толще воды можно считать одинаковой, различия не превышают 0,1‰.

Наибольшие сезонные колебания солености отмечены в северном районе Среднего Каспия, где на соленость влияют волжский сток и льдообразование. Зимой, когда речной сток в море мал,

здесь наблюдается более высокая соленость, чем весной и летом. В глубоководной части Среднего Каспия и в Южном Каспии сезонные изменения солености не превышают 0,10‰ (Пахомова, Затучная, 1966).

Однородность распределения солености в средней и южной частях Каспийского моря обуславливает формирование вертикальной структуры вод главным образом за счет температуры.

Особое значение имеет распределение температуры в верхнем слое моря. Зимой, во время развития конвективного перемешивания, распределение температуры в море очень однородно, вертикальные градиенты малы. На апрельских разрезах температура также главным образом понижается с глубиной, но уже в конце мая — начале июня в Каспийском море начинается формирование слоя скачка температуры, хотя в некоторых районах он еще выражен слабо. При штиле на некоторых станциях значительные градиенты температуры могут наблюдаться непосредственно от поверхности и верхний перемешанный слой отсутствует.

Максимального развития слой скачка температуры достигает в августе, во время наибольшего прогресса моря. В этом месяце во всех районах моря он выражен очень отчетливо и вертикальные градиенты температуры в нем на расстоянии в несколько метров могут достигать 10° и более (Леонов, 1960). Максимальные значения градиентов приходятся на меньшие глубины, что связано с сильным прогревом верхнего слоя воды и прибрежных мелководий.

Значительные вертикальные градиенты температуры сохраняются в Каспийском море и в сентябре, но с октября их величина в большинстве случаев уменьшается. Глубина залегания слоя скачка к осени увеличивается. Полное уничтожение слоя скачка температуры происходит к концу ноября, с декабря по май слой скачка отсутствует.

Таким образом, летом и частично осенью большие градиенты плотности в слое скачка ограничивают перемешивание верхним слоем, толщина которого от 15 до 30 м, и создают неблагоприятные условия для вентиляции глубинных слоев Каспийского моря.

В отличие от средней и южной частей моря, где слой скачка плотности обусловлен в основном вертикальными градиентами температуры, в северной части моря на его формирование влияет соленость. В безветренную погоду, при слабом перемешивании вод вертикальные градиенты солености в северной части моря могут быть весьма значительными вследствие опреснения тонкого поверхностного слоя речным стоком.

Большую помощь при исследовании гидрологической структуры вод может оказать знание вертикальной устойчивости слоев ($E \cdot 10^3$). Слой скачка температуры, солености или того и другого вместе всегда характеризуется максимумом устойчивости. На нижней границе слоя, охваченного зимой циркуляцией, также образуется максимум устойчивости, хотя выражен он значительно слабее максимума, наблюдаемого летом в слое скачка. Абсолют-

ные значения величины устойчивости дают представление о степени развития конвективных процессов и характере их. Знание устойчивости необходимо также при изучении турбулентности в море. Устойчивость верхних слоев, обусловленная стратификацией плотности по вертикали, служит препятствием для возникновения и поддержания турбулентного движения (Иванов-Францевич, 1953).

Для исследования сезонной и многолетней изменчивости вертикальной устойчивости вод Каспийского моря была рассчитана устойчивость на нескольких стандартных поперечных разрезах, выполненных в средней и южной частях моря с 1956 по 1960 г., в различные сезоны. Кроме того, устойчивость была рассчитана на меридиональном разрезе по 51° в. д., выполненном в июле 1958 г.

Для глубинных слоев Каспийского моря расчет устойчивости был произведен по полной общезвестной формуле:

$$E = \frac{\partial \rho}{\partial T} \left(\frac{dT}{dz} - \frac{d\kappa}{dz} \right) + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{dS}{dz},$$

с применением новых точных таблиц, составленных специально для Каспийского моря¹. Для слоя 0—150 м устойчивость вычислялась по упрощенной формуле Хессельберга и Свердрупа:

$$E = 10^{-3} \frac{d\sigma_t}{dz}.$$

При вычислении устойчивости по этой формуле до глубин 100—200 м погрешности обычно меньше погрешностей за счет интервалов глубин.

Основные факторы, влияющие на образование устойчивой стратификации водных слоев, — вертикальные градиенты температуры (с учетом ее адиабатического изменения) и солёности. Роль каждого из них зависит от гидрологических условий рассматриваемой акватории. Гидрологические особенности Каспийского моря обуславливают основную роль температуры в образовании устойчивой стратификации его вод. Особенно это относится к верхним слоям моря. На больших глубинах, где градиенты температуры малы, возрастает значение «солёностной устойчивости».

В зимнее время вследствие развития конвекции и усиления турбулентности из-за большого количества штормов градиенты температуры и солёности верхних слоев моря очень незначительны. В связи с этим распределение устойчивости зимой в Каспийском море весьма однородно, а величины ее малы (рис. 35). В верхнем, стометровом слое значения устойчивости в феврале в большинстве случаев не превышают 300 ед. $E \cdot 10^3$. Часто отмечается нулевая и отрицательная устойчивость (до —100 или 200 ед.). Отрицательная устойчивость может наблюдаться как на поверхности, так и на некоторой глубине. Происхождение промежуточных

¹ Океанологические таблицы для Каспийского, Аральского и Азовского морей, М., Гидрометеоиздат, 1964.

ядер отрицательной устойчивости связано с тем, что во время развития зимней вертикальной циркуляции между слоем, его охватывающим, и глубинными водами может сохраняться теплая прослойка вод, прогретых в летнее время. Граница раздела между верхним однородным слоем и теплой прослойкой характеризуется отрицательной устойчивостью. При дальнейшем развитии зимней вертикальной циркуляции подобные прослойки исчезают.

Характерной особенностью зимнего распределения устойчивости можно считать максимум устойчивости, отмечаемый на многих

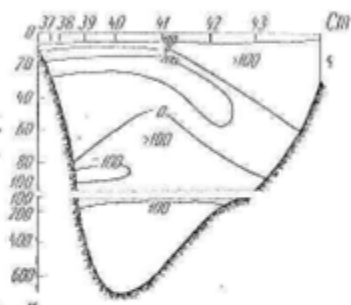


Рис. 35. Вертикальная устойчивость ($E \cdot 10^9$) на разрезе Дивичи—Кепдерли в феврале 1959 г.

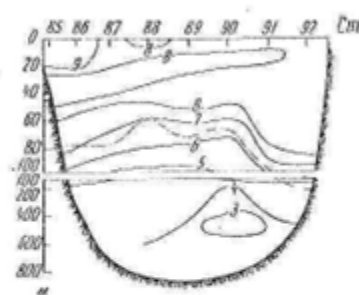


Рис. 36. Распределение кислорода ($мл/л$) и зимний максимум устойчивости ($400-700$ ед. $E \cdot 10^9$, показан пунктиром) на разрезе Ленкорань—Белый Бугор в марте 1956 г.

февральских разрезах в южной части моря в слое 70—100 м. Значения устойчивости в слое максимума доходят до 400—700 ед., что для зимы является довольно существенной величиной, и слой максимума прослеживается на разрезах очень четко. Зимой максимум устойчивости определяет глубину распространения зимней вертикальной циркуляции. Это подтверждается сравнением распределения на одном и том же разрезе величин устойчивости и содержания кислорода, который служит одним из основных показателей глубины проникновения зимней конвекции. Сравнение показывает, что горизонт нахождения максимума устойчивости совпадает с горизонтом, на котором происходит резкое уменьшение содержания кислорода. Так, в марте 1956 г. в западной части разреза Ленкорань—Белый Бугор максимум устойчивости находился в слое 70—80 м, а в восточной части — на горизонте около 90 м. Распределение кислорода на этом разрезе было следующее: в верхнем слое (0—50 м) оно почти не менялось с глубиной и было более 8 $мл/л$; в слое 50—100 м вертикальные градиенты кислорода резко возрастали, его содержание уменьшалось до 5 $мл/л$, причем в восточной части разреза изоксигены опускались так же, как и изолинии устойчивости. Ближе ко дну содержание кислорода вновь

менялось мало — от 3 до 4,5 мл/л (рис. 36). Совпадение глубины залегания максимума устойчивости и наибольших вертикальных градиентов кислорода наблюдалось на разрезе Ленкорань—Белый Бугор и в феврале 1957 и 1959 г. На разрезе Жилой—Куули и в феврале 1959 г. распределение устойчивости и содержание кислорода также хорошо согласовывались. Максимум устойчивости и наибольшие вертикальные градиенты кислорода наблюдались здесь в слое 90—100 м.

В средней части Каспия, где зимняя вертикальная циркуляция охватывала весь слой, в котором проводились наблюдения, зимнего максимума устойчивости не наблюдалось. Следовательно, устойчивость зимой в средней части моря более однородна, чем в южной.

С началом весеннего прогресса устойчивость верхних слоев начинает увеличиваться. В апреле в слое 0—30 м устойчивость достигает 500—1500, а в слое 30—100 м — 300—500 ед. Отрицательная устойчивость в верхних слоях сохраняется лишь на отдельных станциях. Вместе с тем резкой стратификации слоев еще не наблюдается, и устойчивость плавко уменьшается с глубиной. Значительное возрастание устойчивости в верхних слоях происходит в конце мая — начале июня, когда формируется слой максимума устойчивости. Здесь в июне устойчивость может достигать до 10 000—15 000 ед. В более глубоких слоях устойчивость в июне тоже возрастает, но не настолько. От нижней границы слоя максимума до горизонта 100 м ее значения доходят в июне до 500—600 ед. Кривые вертикального распределения устойчивости имеют уже явно выраженный лентный тип, для которого характерно резкое возрастание устойчивости на близком расстоянии от поверхности и дальнейшее плавное ее понижение с глубиной.

На меридиональном разрезе через южную и среднюю части моря (июль, 1958) в верхнем слое выделялся четкий максимум устойчивости, однако величина ее в этом слое была не везде одинакова. В районе Апшеронского порога и в центральном районе южной части моря значения устойчивости в слое максимума доходили только до 3000—5000 ед. Между тем на остальной части разреза устойчивость в слое максимума превышала 10 000 ед. Уменьшение устойчивости верхних слоев в указанных районах связано с наблюдающейся здесь повышенной динамической активностью вод. Такое же уменьшение устойчивости в районе Апшеронского порога и в центральном районе южной части моря отмечалось и Г. Н. Зайцевым (1939).

Наибольшего развития слой максимума устойчивости достигает в августе, когда вертикальные градиенты температуры максимальны. Величина устойчивости в слое максимума в августе на всех разрезах в средней и южной частях достигает 15 000—20 000 ед. (рис. 37). Только на разрезе Жилой—Куули она несколько меньше. Изоиния устойчивости 1000 ед. проходит в среднем на глубине 50 м. Глубже 100—200 м устойчивость по-прежнему остается

весьма малой — десятки и единицы. На некоторых станциях летом наблюдается двойной максимум устойчивости. Например, на ст. 53 разреза Килизская коса — Бекдаш в июне 1958 г. наблюдалось следующее распределение устойчивости в верхних слоях:

| Горизонт, м | Устойчивость, $E \cdot 10^6$ |
|-------------|------------------------------|
| 0 | 4100 |
| 10 | 600 |
| 20 | 4800 |
| 30 | 600 |
| 40 | 300 |
| 50 | |

Двойной (а иногда многократный) максимум устойчивости отражает изменения в распространении волнового перемешивания с глубиной, при одновременном интенсивном прогреве поверхности моря и в какой-то мере показывает «историю» штормов района.

Сравнение распределения устойчивости на одном и том же разрезе, выполненном в различные годы, показывает, что величина устойчивости в верхних слоях не остается постоянной. Так, на разрезе Дивичи — Кеидерли (август 1956, 1957 и 1959 гг.) можно отметить следующие особенности.

В 1956 г. в поверхностном слое 0—10 м наблюдалась отрицательная устойчивость, связанная с повышением солености и понижением температуры. В слое максимума значения устойчивости были 10 000—13 000 ед., на всем разрезе этот слой залегал горизонтально и только у восточного берега выклинивался к поверхности.

В 1957 г. отрицательных значений устойчивости в поверхностном слое не отмечалось, а слой максимума в центре разреза залегал на больших глубинах, чем у берегов. Значения устойчивости в этом слое были 10 000—15 000 ед.

В 1959 г. устойчивость в слое максимума достигала 20 000 ед., но у восточного берега была значительно меньше.

В глубинных слоях на разрезе во все годы наблюдались «ядра» нулевой и отрицательной устойчивости.

Различия в величине устойчивости в слое максимума показывают, что и турбулентность в этом слое летом может быть различной. В глубинных слоях устойчивость всегда остается весьма малой.

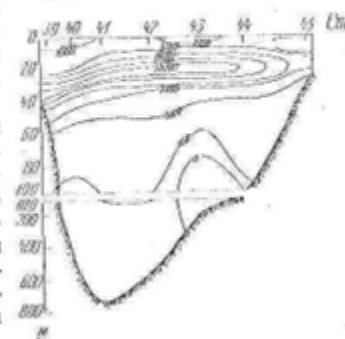


Рис. 37. Вертикальная устойчивость ($E \cdot 10^6$) на разрезе Дивичи — Кеидерли в августе 1959 г.

Осенью, с началом выхолаживания и развития конвективных процессов, устойчивость верхних слоев моря уменьшается. В связи с тем что охлаждение начинается в средней части моря раньше, чем в южной, уменьшение устойчивости происходит прежде всего в средней части моря. В октябре 1958 г. на разрезе Махачкала — Сагындык наряду с сохранением высоких значений устойчивости (10 000 ед.) уже встречалась нулевая и отрицательная устойчивость. При этом устойчивая стратификация была выражена слабо. Только в западной части разреза Жидой — Куули, в слое 30—40 м сохранялась устойчивая стратификация, но значения устойчивости в этом слое были различны — от 5000 до 15 000 ед. В южной части моря, на разрезах Курнаский Камень — Огурчинский и Ленкорань — Белый Бугор верхний слой (0—30 м) был хорошо перемешан и устойчивость в нем довольно мала — порядка сотен единиц, но на горизонтах 30—40 м сохранялся слой высокой устойчивости (10 000—15 000 ед.); горизонтальное распределение устойчивости на разрезах было очень равномерным. Из этого примера хорошо видны различия в распределении устойчивости в начальной стадии охлаждения моря. В ноябре устойчивая стратификация вод выражена слабо, в верхнем слое (0—30 м) преобладает нулевая и отрицательная устойчивость.

Таким образом, летом и частично осенью, когда в море на горизонтах 20—30 м наблюдаются значительные вертикальные градиенты температуры, устойчивость в этом слое весьма велика (десятки тысяч единиц). У западного берега моря слой максимума устойчивости находится глубже, чем у восточного, что вызывается большей глубиной распространения перемешивания. В прибрежных районах моря слой максимума выражен более резко, чем в центральных районах, ввиду того, что прогревание на мелководьях сильнее. На возрастании устойчивости у западного берега сказывается также увеличение вертикальных градиентов солености под влиянием речного стока.

В верхнем однородном слое, выше ее максимума устойчивость довольно мала, а ниже его устойчивость также быстро уменьшается. В глубинных слоях Каспийского моря, ниже так называемого деятельного слоя, устойчивость всегда весьма мала — целые единицы и десятки единиц. Это показывает, что на больших глубинах в Каспийском море воды находятся в состоянии слабоустойчивого, а иногда неустойчивого равновесия, и, следовательно, там имеются хорошие условия для перемешивания.

Высокая устойчивость, создающаяся летом в слое скачка температуры, оказывает существенное влияние на некоторые важные стороны химической и биологической жизни Каспийского моря. Образование слоя максимума устойчивости служит серьезным препятствием для распространения кислорода в глубинные слои моря в летнее время. Подповерхностный максимум кислорода в Каспийском море приурочен именно к слою максимума устойчивости и в зависимости от изменения глубины залегания максимума

устойчивости меняется и глубина максимума содержания кислорода. Е. К. Рубинчик (1959) на основании анализа гидрохимических материалов по южной части моря за 1956 г. приводит следующие данные. Зимой в южной части моря пересыщение кислородом распространялось до больших глубин (75—100, даже 150 м), а летом зона пересыщения была ограничена верхним 25-метровым слоем, где наблюдался летний максимум пересыщения — 113%. Такое значительное летнее пересыщение (в %) кислородом поверхностного слоя воды обусловлено образованием максимума устойчивости. Наибольшее содержание растворенного кислорода летом было обнаружено также на горизонте 25 м, ниже слой максимума содержания растворенного кислорода и процент насыщения им воды значительно уменьшались. Указанные закономерности в распределении кислорода в верхнем слое моря наблюдаются на всех разрезах, выполненных в летнее время.

Слой максимума устойчивости оказывает влияние и на распределение биогенных веществ. Устойчивая стратификация в этом слое затрудняет передачу биогенных веществ из глубинных слоев моря к поверхности, где происходит их интенсивное потребление (Бруевич, 1937). На верхней границе слоя максимума наблюдается увеличение содержания планктона.

А. Е. Крисс (1959) пишет, что слой скачка оказывает сильное влияние на характер распределения микроорганизмов по вертикали в Каспийском море. На всех станциях средней и южной частей моря, где исследовалось вертикальное распределение микроорганизмов, слой скачка характеризовался повышенной концентрацией бактерий по сравнению с вышележащими слоями. Глубже также происходило резкое уменьшение количества микроорганизмов. Как указывает Крисс, такое явление связано с повышенным содержанием в слое скачка органических веществ, необходимых для жизнедеятельности микроорганизмов, и, следовательно, с более интенсивным размножением микробных клеток.

Наблюдаемая летом высокая устойчивость в слое максимума и незначительные вертикальные градиенты скорости сильно затрудняют развитие турбулентности. Для оценки этого нами были рассчитаны числа Ричардсона (R_i), связывающие устойчивость с вертикальными градиентами скорости:

$$R_i = \frac{E_z}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2} = \frac{\frac{g}{\rho} E}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2}.$$

Числа Ричардсона были вычислены на разрезе Ленкорань — Белый Бугор в феврале 1957 и в августе 1959 г. Летом величина чисел Ричардсона в слое максимума устойчивости достигала нескольких тысяч единиц. Зимой условия для развития турбулентности более благоприятные, величина чисел R_i значительно меньше (десятки,

иногда сотни единиц), а распределение более однородное. Там, где зимой наблюдалась отрицательная устойчивость, значения числа R_z также были отрицательные. Проведенные расчеты числа Ричардсона приблизительные, так как градиенты скорости были получены динамическим методом. В дальнейшем изучение связи устойчивости с турбулентностью следует проводить, используя градиенты скорости, полученные посредством инструментальных наблюдений.

В. Б. Штокман (1946), используя метод Фьельдстада (Fjeldstad, 1933), произвел определение сезонных изменений коэффициента турбулентной теплопроводности ($K_{z,t}$) в нескольких морях, в том числе в Каспийском. Вычисление коэффициента теплопроводности производилось по формуле:

$$K_{z,t} = \frac{\theta_{z,t'} - \theta_{z,t}}{t' - t} \cdot \frac{h^2}{\theta_{z',t} + \theta_{z,t} - 2\theta_{z,t}}$$

где h — глубина; $\theta_{z,t}$ — температура на глубине в момент времени t .

Определенные таким косвенным путем величины $K_{z,t}$, отмечает Штокман, — некие условные коэффициенты теплопроводности, отражающие суммарный эффект турбулентности. Для вычисления $K_{z,t}$ по указанной выше формуле применительно к Каспийскому морю Штокман использовал свои наблюдения 1936—1937 гг. в южной части моря.

Таблица 38

Величина коэффициента турбулентной теплопроводности в южной части Каспийского моря, 1936—1937 гг. (по Штокману, 1946)

| Глубина, м | Месяцы | | | | | | | | | | | |
|------------------------------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | IX | X | XI | XII | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| 0 | 25,0 | 22,0 | 19,0 | 16,3 | 13,0 | 10,5 | 7,9 | 10,0 | 13,5 | 17,5 | 21,4 | 25,0 |
| 50 | 10,0 | 11,0 | 11,8 | 11,7 | 10,6 | 9,5 | 8,4 | 7,9 | 8,3 | 8,8 | 9,2 | 9,7 |
| 100 | 7,0 | 6,5 | 6,0 | 6,1 | 6,6 | 7,2 | 7,6 | 7,8 | 7,5 | 7,2 | 6,8 | 6,3 |
| $(\Delta\theta)_t$ | — | 1,8 | 0,7 | -1,2 | -2,2 | -2,2 | -1,6 | -0,1 | 0,9 | 0,19 | 0,9 | — |
| $(\Delta^2\theta)_z$ | — | 6,5 | 1,4 | -1,0 | -1,2 | -1,3 | -1,3 | 2,0 | 4,4 | 7,1 | -0,2 | — |
| $K, \text{ см}^2/\text{сек}$ | — | 1,3 | 2,4 | 5,8 | 10,6 | 8,2 | 6,8 | -0,2 | 0,9 | 0,7 | -2,2 | — |

В табл. 38 указаны значения температуры для каждого месяца для глубин 0,50 и 100 м. Кроме того, в этой таблице указаны величины первых разностей температуры по времени $\Delta\theta_t = \theta_{z,t'} - \theta_{z,t}$ и вторых разностей температуры по глубине $(\Delta^2\theta)_z = \theta_{z',t} + \theta_{z,t} - 2\theta_{z,t}$. Величины $\Delta\theta_t$ и $\Delta^2\theta_z$ соответствуют глубине 50 м, для которой вычислялись коэффициенты турбулентной теплопроводности.

Как указывает Штокман, принимая во внимание интервал глубин $h = z - z'' - z' - z' = 50$ м и интервал времени $t'' - t' = 2$ мес., можно записать формулу для вычисления $K_{z,t}$ в единицах GGS, по данным табл. 38, в простом виде:

$$K_{z,t} = 4,8 \frac{(\Delta\theta) t^2}{(\Delta^2\theta) z}$$

Значения $K_{z,t}$, определенные по этой формуле, указаны в нижней строке табл. 38. На рис. 38, а показано сезонное изменение коэффициента турбулентной теплопроводности в южной части моря.

Как видно из табл. 38 и графика (см. рис. 38, а), на протяжении длительного отрезка времени — с мая по октябрь — коэффициент турбулентной теплопроводности меняется в очень незначительных пределах, обладая минимальными значениями. Напротив, с декабря по март, величины коэффициента наиболее значительны. Максимальное значение ($10,6 \text{ см}^2/\text{сек}$) отмечено в январе. Такую сезонную изменчивость величин коэффициента турбулентной теплопроводности Штокман справедливо объясняет тем, что в Каспийском море преимущественно в течение года удерживается устойчивая вертикальная стратификация, не нарушаемая ветровым перемешиванием и тормозящая процессы вертикального турбулентного теплообмена (Штокман, 1946).

Для более полной характеристики турбулентной теплопроводности Каспийского моря были рассчитаны величины коэффициента турбулентной теплопроводности в средней части Каспия. При этом использовались средние значения температуры, заимствованные из работы Е. Г. Архиповой (1957). Расчет производился по формуле, которой пользовался Штокман, и вся методика расчета была такая же, как у Штокмана. Полученные величины $K_{z,t}$ показаны в табл. 39, а кривая сезонной изменчивости $K_{z,t}$ — на рис. 38, б.

При сравнении данных табл. 39 с данными Штокмана видно, что общий сезонный ход величин коэффициента турбулентности теплопроводности в средней части Каспийского моря такой же, как и в южной. Минимальные значения коэффициента $K_{z,t}$ здесь также приходятся на летнее время, а максимальные — на зимнее. Наибольшая величина $K_{z,t}$ отмечена также в январе, но она вдвое

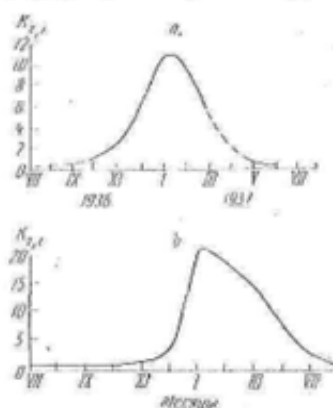


Рис. 38. Сезонное изменение коэффициента турбулентной теплопроводности ($K_{z,t}$) на горизонте 50 м: а — в южной (по Штокману, 1946) и б — в средней части Каспийского моря

Таблица 59
Средние величины коэффициента турбулентной теплопроводности
в средней части Каспийского моря

| Глубина, м | Месяцы | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|--------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|
| | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | I |
| 0 | 6,0 | 6,1 | 7,8 | 10,4 | 18,8 | 25,0 | 26,0 | 23,5 | 19,0 | 12,3 | 9,3 | 7,3 |
| 50 | 5,9 | 5,6 | 6,5 | 7,0 | 7,5 | 7,7 | 7,3 | 7,0 | 6,5 | 6,2 | 6,8 | 6,7 |
| 100 | 5,9 | 5,3 | 6,0 | 5,8 | 5,8 | 6,2 | 5,9 | 5,9 | 6,2 | 5,9 | 5,9 | 5,9 |
| $(\Delta\theta)'$ | -1,1 | 0,6 | 6,7 | 1,0 | 6,7 | -0,2 | -0,7 | -0,8 | -0,8 | 0,3 | 0,5 | -0,9 |
| $(\Delta\sigma_t^2)z$ | 0,1 | 0,2 | 0,8 | 2,2 | 9,6 | 15,8 | 17,3 | 15,4 | 12,2 | 5,8 | 1,6 | -0,2 |
| K_t , cm^2/sec | — | 14,5 | 8,3 | 2,4 | 0,4 | -0,1 | -0,2 | -0,2 | -0,3 | 0,3 | 1,5 | 21,5 |

больше, чем в южной части моря и равна $21,5 \text{ cm}^2/sec$. В весенние месяцы значения $K_{t,z}$ в средней части моря также больше, чем в южной, а в осенние — несколько меньше. Такое различие величин коэффициента турбулентной теплопроводности в южной и средней частях Каспийского моря объясняется тем, что для южной части моря коэффициент $K_{t,z}$ рассчитан по данным за два года, а для средней части получены средние его значения. Более высокие значения $K_{t,z}$ в средней части моря можно объяснить тем, что охлаждение вод в осенне-зимнее время здесь больше, чем в южной, а вертикальная устойчивость меньше.

Выше указывалось, что один из главных факторов, формирующих гидрологическую структуру вод Каспийского моря, — это конвективное перемешивание. В процессе конвективного перемешивания происходит выравнивание градиентов всех океанологических характеристик и создаются однородные водные массы. Зона конвективного перемешивания, включая зону ветрового, — наиболее активная зона океанов и морей. Нижняя граница ее изменяется в широких пределах, в зависимости от местных условий (Зубов, 1947).

Основное условие для развития конвективного перемешивания — увеличение плотности поверхностных слоев — может создаваться либо при понижении температуры, либо при увеличении солености этих слоев. Увеличение солености может быть вызвано как льдообразованием, так и испарением.

Наибольший практический интерес представляет конвективное перемешивание в больших масштабах, в течение длительных промежутков времени. Особо важное значение в режиме океанов и морей высоких и умеренных широт имеет конвективное перемешивание, происходящее в результате зимнего охлаждения — зимняя вертикальная циркуляция.

Теория зимней вертикальной циркуляции подробно разработана Н. Н. Зубовым (1944, 1947 и др.). Зубов предложил простой и надежный метод ее расчета. Схема расчета элементов зимней вертикальной циркуляции приведена в его работе 1944 г. Расчеты

зимней вертикальной циркуляции методом Зубова получили дальнейшее развитие в работах его учеников.

Ввиду большой меридиональной протяженности Каспийского моря и разнообразия гидрометеорологических условий в различных его частях наблюдается, по классификации Н. П. Зубова (1947), три типа конвективного перемешивания: полярный, субполярный и субтропический.

Полярный тип характерен для северной части моря, где зимой происходит льдообразование. В средней и в большинстве районов южной части моря конвекция протекает по субполярному типу, исключительно благодаря понижению температуры. У восточного берега южной части моря, где летом наблюдается осолонение поверхностных слоев вследствие сильного испарения, отмечается и субтропический тип конвекции. Помимо различия факторов, определяющих развитие зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море, при ее исследовании необходимо учитывать также то, что Каспийское море — солончатый водоем и что солевой состав каспийской воды несколько иной, чем океанской.

Развитие зимней конвекции в солончатых водах отличается некоторыми особенностями. Как показал К. Д. Сабинин (1960), для солончатых вод ($S < 24,7\%$) не характерна соленость, соответствующая удельному объему на данном горизонте и температуре замерзания (S_z), а соленость, соответствующая удельному объему и температуре наибольшей плотности (S_{θ}).

Для характеристики зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море на всех стандартных разрезах (см. рис. 33) был проведен расчет ее по схеме Зубова (1944). Для нахождения по этой схеме общей температуры перемешавшихся слоев (T_c) необходимо пользоваться графиками условного удельного объема (v_c). Однако вследствие отличия солевого состава каспийской воды от океанской, графики v_c для океана применительно к Каспию могут быть неточными. С целью исключения возможных ошибок нами использовались графики условного удельного объема для Каспийского моря, построенные по специальным таблицам¹, которые были рассчитаны по методике, изложенной в 24-м томе «Трудов Института океанологии» (Бурков и др., 1957). Сравнение значений условного удельного объема, найденных для одной и той же температуры и солености по графикам для океана и для Каспийского моря, показало, что при солености 12—13‰ и температуре от 2 до 16° разность величин условного удельного объема была равна 0,75—0,80 ед.

По формулам Крюммеля были вычислены температура замерзания воды Каспийского моря (τ) и температура ее наибольшей плотности (θ), также необходимые для расчетов. При солености 1‰ температура замерзания каспийской воды ниже океанской на

¹ Океанологические таблицы для Каспийского, Аральского и Азовского морей. М., Гидрометеоиздат, 1961.

0,005°, а при солености 13‰ — на 0,054°. Температура наибольшей плотности воды Каспийского моря при солености 1‰ ниже океанской на 0,005°, а при солености 13‰ — на 0,249°.

Малые глубины северной части моря и интенсивное охлаждение воды приводит к тому, что зимняя конвекция доходит здесь до дна очень быстро. Расчет элементов зимней вертикальной циркуляции на разрезе Чечень — Мангышлак показал, что для распространения циркуляции до дна льдообразования не требуется — кривые S_m и S_0 не пересекаются или пересекаются у самого дна. Дальнейшее значительное охлаждение вод в северной части моря способствует их сползанию по склонам дна в глубинную часть среднекаспийской впадины.

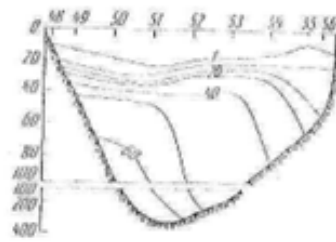


Рис. 39. Величина теплоотдачи (q_1) в ккал/см² на разрезе Киязипская коса — Бекдаш (август, 1956)

В средней и южной частях моря конечной величиной расчета зимней вертикальной циркуляции по схеме Зубова является q_1 — количество тепла в ккал/см², которое должно быть отдано 1 см² поверхности моря, чтобы конвекция дошла до данного горизонта. Расчет величины q_1 позволил установить следующие особенности зимней вертикальной циркуляции в средней и южной частях Каспийского моря.

Верхний слой воды от поверхности до горизонта 10–20 м к началу охлаждения обычно хорошо перемешан и может быть быстро охвачен конвекцией. Теплоотдача в верхнем слое на всех разрезах проходит довольно равномерно. Значительная теплоотдача требуется для преодоления слоя максимума устойчивости, сохраняющегося к началу охлаждения на горизонтах 30–60 м. На этих горизонтах изолинии теплоотдачи на многих разрезах сгущены. Ниже слоя максимума устойчивости процесс теплоотдачи снова протекает довольно равномерно, так как вертикальные градиенты гидрологических характеристик малы и устойчивость невелика.

Характерно, что у восточного берега Каспийского моря условия для развития конвекции более благоприятны, чем у западного. Так, на разрезе Киязипская коса — Бекдаш, выполненном в августе 1956 г., для распространения зимней конвекции до горизонта 50 м у восточного берега должно быть отдано около 20 ккал тепла, а у западного — более 50 ккал (рис. 39). Облегчение развития циркуляции у восточного берега в средней части моря обуславливается малыми вертикальными градиентами температуры вследствие выхода к поверхности глубинных вод.

Условия для более легкого распространения конвекции сохраняются и у восточного берега южной части моря вследствие уменьшения вертикальных градиентов солености из-за осолонения

верхнего слоя воды в результате летнего испарения. Так, для того, чтобы конвекция доходила до горизонта 100 м на разрезе Ленкорань — Белый Бугор, теплоотдача у западного берега была 70—80 ккал тепла, а у восточного — 50—60 ккал.

Влияние осолонения на распространение конвекции определяется сравнением величины q_1 при одном и том же вертикальном распределении температуры, но различном распределении солености. При этом в одном случае в верхнем слое (0—10 м) соленость принималась на 0,2‰ выше солености нижележащих слоев, а в другом рассматривалось равномерное возрастание солености с глубиной 0,05‰ на каждые 5 м. Оказалось, что для перемешивания слоя толщиной 20 м при осолонении требуемая теплоотдача на 3—5 ккал меньше, чем в случае возрастания солености с глубиной. Вблизи границы между северной и средней частями моря (разрез Михичкала — Сагылдык) развитие зимней вертикальной циркуляции затрудняется созданием значительных вертикальных градиентов температуры и солености в связи с интенсивным прогревом вод летом и поступлением опресненных вод из северной части моря.

Сравнение величин теплоотдачи (q_1) на одном и том же разрезе, в разные годы показывает, что эти величины могут быть различными в зависимости от распределения гидрологических характеристик, наблюдавшихся в тот или иной год к началу охлаждения. Например, на разрезе Жидой — Куули для того чтобы циркуляция доходила до дна, необходима была теплоотдача в 1956 г. примерно 60 ккал, а в 1959 г. — более 70 ккал.

Реальная глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море определялась путем анализа вертикального распределения плотности и содержания кислорода в конце охлаждения — феврале — начале марта.

Нижняя граница однородного слоя, охваченного зимней вертикальной циркуляцией, в феврале — марте в Каспийском море достаточно четко выделяется по значительному вертикальному возрастанию плотности и уменьшению содержания кислорода (табл. 40).

Нижняя граница конвекции представляет собой не горизонт, а слой, в котором конвекция постепенно затухает. Поэтому за глубину, до которой доходит конвекция, условно принималась средняя дистанция между горизонтами, где происходило наиболее резкое возрастание плотности и уменьшение кислорода. В табл. 40 эти горизонты разделены линией.

На основании обобщения полученных результатов была построена карта средней глубины распространения зимней вертикальной циркуляции в 1956—1959 гг. (рис. 40). Карта показывает, что в Каспийском море имеются неплохие условия для распространения циркуляции. В северной части моря зимняя циркуляция везде доходит до дна и сопровождается льдообразованием. Создающееся значительное переохлаждение вод оказывает большее



Рис. 40. Средняя глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в 1956—1959 гг.:
 1 — циркуляция доходит до дна и сопровождается образованием льда; 2 — циркуляция доходит до дна без образования льда; 3 — глубина распространения циркуляции

Таблица 40

Вертикальное распределение плотности (σ_t) и содержания кислорода (O_2) в Каспийском море в конце охлаждения

| Глубина, м | I* | | | II** | | | III** | | |
|---------------|------------|-------|----|------------|-------|----|------------|-------|----|
| | σ_t | O_2 | | σ_t | O_2 | | σ_t | O_2 | |
| | | мг/л | % | | мг/л | % | | мг/л | % |
| 0 | 10,71 | 7,11 | 95 | 10,59 | 6,72 | 89 | 10,61 | 7,12 | 95 |
| 10 | 10,70 | 7,20 | 95 | 10,61 | 6,74 | 89 | 10,61 | 6,81 | 91 |
| 25 | 10,70 | 6,39 | 93 | 10,62 | 6,71 | 89 | 10,61 | 6,80 | 91 |
| 50 | 10,71 | 7,02 | 93 | 10,66 | 6,04 | 79 | 10,53 | 7,01 | 93 |
| 75 | 10,74 | 6,38 | 93 | 10,78 | 3,62 | 46 | 10,63 | 6,06 | 80 |
| 100 | 10,76 | 6,94 | 92 | 10,83 | 3,18 | 40 | 10,81 | 3,09 | 47 |
| 150 | 10,99 | 4,56 | 56 | — | — | — | 10,83 | 3,42 | 43 |
| 190 | 11,05 | 2,67 | 33 | — | — | — | — | — | — |

* I — ст. 60, разрез Жилой—Куули, 17 февраля 1959 г.

** II — ст. 80, разрез Куринский Камень—Огуринский, 17 февраля 1957 г.

*** III — ст. 89, разрез Ленкорань—Белый Бугор, 23 февраля 1959 г.

влияние на вентиляцию глубинных слоев моря. В средней части моря глубина распространения циркуляции около 200 м, а в некоторых районах (разрез Дербент—Песчаный) может достигать до 300 м и более. В тех районах средней части моря, где глубина менее 200 м, зимняя вертикальная циркуляция доходит до дна, хотя и не сопровождается льдообразованием. По направлению с севера на юг глубина распространения циркуляции уменьшается до 120 м на границе между средней и южной частями моря (разрез Жилой—Куули).

В суровые зимы глубина распространения конвекции в средней части моря может значительно увеличиваться. В мягкую зиму средняя месячная температура воды в районе Махачкалы в январе—феврале равна 5—7°, а в суровую—понижается до —0,5° (Каракаш, 1961). Как показывают расчеты, такое понижение температуры при той же солености может увеличивать глубину распространения конвекции на 50—100 м и более.

В центральных районах южной части моря глубина распространения конвекции равна 80—100 м, а на самом юге, в иранских водах, по данным С. В. Бруевича (1937), — 40—60 м. Интересно отметить, что глубина нижней границы зимней конвекции в южной части моря хорошо согласуется с глубиной нахождения зимнего максимума устойчивости.

Сравнение реальной глубины распространения конвекции в различные годы показывает, что хотя общий порядок этой глубины в одном и том же районе сохраняется, на некоторых станциях даже за исследованные несколько лет глубина распространения

конвекции изменялась почти вдвое (табл. 41), что связано с изменениями потенциальных возможностей теплоотдачи в различные годы, величиной охлаждения зимой, адвекцией и т. д.

Таблица 41
Глубина распространения зимней вертикальной циркуляции (м) на разрезе Куринский Камешь—Огуринский

| Год | Дата | Номера станций | | | | | |
|------|----------|----------------|-----|-----|-----|----|-----|
| | | 76 | 77 | 78 | 79 | 80 | 81 |
| 1956 | 1—2/II | 80 (до дна) | 120 | 120 | 100 | 85 | 70 |
| 1957 | 16—17/II | 80 | 120 | 85 | 85 | 65 | 150 |
| 1958 | 16—17/II | 80 | 150 | 75 | 120 | 85 | 85 |
| 1959 | 18—19/II | 80 | 110 | 125 | 125 | 85 | 80 |

Материалы повторных гидрологических наблюдений на одних и тех же разрезах позволяют проследить развитие зимней вертикальной циркуляции за время охлаждения. Рассмотрим в качестве примера распределение температуры на ст. 52 разреза Клязнецкая коса—Бекдан и на ст. 70 разреза Камешь Игнатия—Челекен (рис. 41).

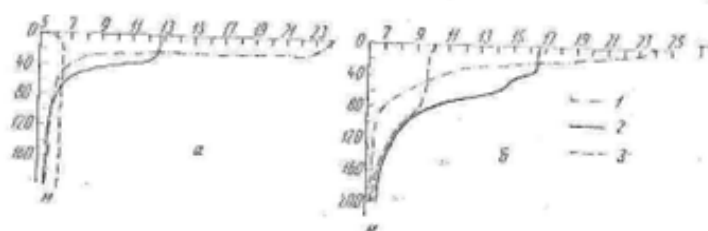


Рис. 41. Распределение температуры воды на ст. 52 разреза Клязнецкая коса—Бекдан (а) и ст. 70 разреза Камешь Игнатия—Челекен (б):
1—июль 1956 г.; 2—ноябрь 1956 г.; 3—февраль 1957 г.

ская коса—Бекдан и на ст. 70 разреза Камешь Игнатия—Челекен (рис. 41). На ст. 52 в июле верхний слой воды до горизонта 20 м был хорошо прогрет и перемешан, на горизонтах 25—30 м располагался очень резкий термоклин, ниже которого температура плавно понижалась с глубиной. На ст. 70 термоклин располагался ближе к поверхности, на горизонтах 15—20 м. На горизонте 200 м температура в средней части моря была около $5,5^{\circ}$, а в южной—около $6,2^{\circ}$. В ноябре на обеих станциях зимняя конвекция охватила слой толщиной 30 м, но степень охлаждения была различная. На ст. 52 средняя температура перемешанного слоя составляла около $12,5^{\circ}$, а на ст. 70— $16,5^{\circ}$. В феврале, в результате различного за время зимы охлаждения воды в средней и южной частях моря, на

ст. 52 оказался переделанным весь слой толщиной 200 м, в котором производились наблюдения, а на ст. 70 циркуляция распространилась только до горизонта 100 м.

По материалам повторных разрезов можно считать, что наиболее интенсивное развитие зимней конвекции в центральных районах Каспийского моря происходит с декабря по февраль. У берегов, где охлаждение больше, развитие конвекции происходит быстрее, чем в открытом море.

Для оценки возможности предвычисления глубины распространения зимней конвекции, величины теплоотдачи (q_i), вычисленные по схеме Зубова, сравнивались с реальной теплоотдачей, рассчитанной Архиповой (1957) для одноградусных «квадратов» Каспийского моря, и с реальной глубиной распространения конвекции. Поскольку величины теплоотдачи, полученные Архиповой, — средние многолетние, а величины q_i , по схеме Зубова, вычислялись для отдельных лет, рассчитанная теплоотдача по сравнению с реальной не всегда правильно определяет действительную глубину распространения конвекции.

На разрезе Дивичи — Кеңдерли зимняя вертикальная циркуляция обычно доходит до горизонта 200 м и более. По Архиповой, в «квадратах», соответствующих этому разрезу, средняя теплоотдача за время охлаждения равна 60–68 ккал. Для 1956 и 1959 гг. это в общем согласуется с величиной теплоотдачи, рассчитанной по схеме Зубова. Однако в 1952 г. для того чтобы конвекция дошла до 200 м, по расчету требовалось отдать 80 ккал тепла. Наблюдаются отличия в величине теплоотдачи и на других разрезах.

Отличия двух величин теплоотдачи, полученных Архиповой и рассчитанных по методу Зубова, объясняются неодинаковыми гидрологическими характеристиками в начале охлаждения в различные годы. Следует также иметь в виду, что Архиповой учтена адвекция, хотя и весьма приблизительно. При расчете по Зубову предполагается, что конвекция происходит в идеальных условиях только благодаря отдаче морем тепла атмосфере.

Чтобы определить отклонения реального процесса развития зимней вертикальной циркуляции от идеального, были рассчитаны величины этого отклонения (Δq) по схеме Сабинина и Куксы (1957). Для этого были использованы материалы повторных наблюдений на разрезах Дивичи — Кеңдерли и Ленкорань — Белый Бугор.

Расчеты показали, что в средней и южной частях Каспийского моря процесс зимней вертикальной циркуляции протекает с отклонениями от идеальной схемы в основном в сторону облегчения его развития. Почти на всех станциях величины Δq оказались отрицательными. С августа по ноябрь наибольшие отрицательные величины Δq были равны —18, — 20 ккал, в средней части моря величины Δq были больше, чем в южной. На разрезе Ленкорань — Белый Бугор за август — октябрь 1958 г. распределение величины Δq отличалось ясно выраженной закономерностью. Наибольшие

отрицательные значения отмечались у западного берега. По направлению к восточному берегу значения возрастали и вблизи него становились положительными. Можно предположить, что облегчение развития конвекции у западного берега вызывалось притоком холодных вод с севера, понижающих температуру, а затруднение распространения конвекции у восточного берега было связано с поступлением более теплых вод с юга, повышающих температуру.

Несмотря на отклонения реального процесса зимней конвекции от идеальной схемы и различия в ее распространении в разные годы, можно, используя средние величины теплоотдачи, приведенные Архиповой, и расчеты по Зубову требуемую в данном году теплоотдачу, примерно определять, до какой глубины дойдет конвекция будущей весной в конце охлаждения. Сравнив рассчитанную и реальную теплоотдачу с известной средней глубиной распространения конвекции, можно предположить, насколько трудно или легко будет развиваться конвекция.

В отличие от многих других морей в Каспийском, в результате зимней конвекции, не образуется холодного промежуточного слоя. Действительно, в тех районах Каспия, где зимняя конвекция доходит до дна, образование холодного промежуточного слоя невозможно. Там же, где конвекция до дна не доходит, температура охлажденного слоя остается выше температуры нижележащих слоев, что также исключает возможность образования холодного промежуточного слоя.

Несмотря на то что зимняя вертикальная циркуляция распространяется в средней части моря всего до горизонта 200—300 м, глубинные слои среднекаспийской впадины отличаются низкой температурой и высоким содержанием кислорода, что указывает на их хорошую вентиляцию. Хорошая вентиляция глубинных слоев среднекаспийской впадины также вызывается конвекцией и происходит за счет сползания по склонам дна вод, охлажденных в районе «свала глубин», на границе между Северным и Средним Каспием. Это явление широко распространено в морях полярных и умеренных широт. Так, Казеева (1960) указывает подобный путь вентиляции придонных слоев для Карского моря. Значительные величины содержания кислорода и распределение других гидрохимических характеристик в глубинных слоях Карского моря указывают, что это воды поверхностного происхождения. В результате охлаждения они сначала достигли дна в мелководных районах моря, а затем вследствие большой плотности опустились на большие глубины. Возникающая при этом циркуляция способствует вентиляции придонных слоев. Схема опускания более плотных поверхностных вод вдоль склонов берегов и подводных возвышенностей в Карском море в результате зимней вертикальной циркуляции представлена на рис. 42.

Аналогичный процесс наблюдается и в Каспийском море, где на северном склоне среднекаспийской впадины происходит охлаждение вод вплоть до температуры замерзания, в результате чего

плотность их становится достаточно высокой и появляется возможность их сползания в глубинные слои Среднего Каспия.

Плотность вод, охлаждающихся на мелководьях в районе свала дна, а следовательно, и глубина их сползания могут быть весьма различными в зависимости от солености северной части моря. Как отмечалось выше, средняя соленость Северного Каспия за последнее время, по данным Винецкой, изменялась от 5 до 13‰. Такое изменение солености сильно влияет на плотность охлаждающихся вод и соответственно на возможности их сползания. При температуре 1,5° условная плотность воды соленостью 13‰ равна 11,23, соленостью 9‰ — 7,82, а соленостью 5‰ — всего 4,37 условных единиц. Воды с плотностью 11,2—11,3 могут сползать до самых больших глубин в средней части моря, но уже воды с плотностью 7,82 опускаться на большую глубину не могут, так как даже в верхних слоях средней части моря плотность не менее 7,5—8,6 единиц. Происшедшее за последнее время уменьшение стока Волги и связанное с этим осолощение северной части моря привело к увеличению плотности вод на свале глубин и увеличило возможность вентиляции глубинных слоев средней части моря. По наблюдениям 1959—1961 гг. в феврале на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак условная плотность воды равнялась 11,2—11,4. Воды с такой плотностью могут опускаться до придонных горизонтов в котловине Среднего Каспия.

Указанная возможность формирования глубинных вод Среднего Каспия путем сползания охлажденных вод по склонам дна была подтверждена выполненным в Государственном океанографическом институте анализом распределения условной плотности в феврале на придонных горизонтах. Анализ плотности проб воды за 4 года показал, что действительно существует возможность опускания северокаспийских вод до дна Дербентской котловины, как это было в 1941 и 1962 гг., и что такой возможности не было в 1915 и 1934 гг. В 1915 г. плотность воды на дне котловины была примерно равна плотности на границе Северного и Среднего Каспия, а в 1934 г. — на 0,11 больше; таким образом, сползание вод до дна было невозможно. К 1962 г. положение изменилось: воды на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак стали плотнее вод Дербентской котловины. Возможность пополнения глубинных вод среднекаспийской котловины существует и за счет стекания по склону вод из восточных районов Среднего Каспия, главным образом из Казахского залива (Шахомова, Затучная, 1965).

В январе—феврале 1965 г. кафедрой океанологии МГУ была

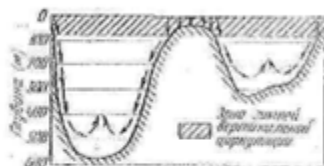


Рис. 42. Схема опускания поверхностных вод вдоль склонов берегов и подводных возвышенностей Карского моря (по Казаевой, 1960)

проведена специальная экспедиция с целью исследования конвективного перемешивания в зимнее время. Экспедиция выполнила три разреза: меридиональный — по 51° в. д., и два широтных — вдоль кромки льдов, примерно по параллели $44^{\circ}30'$ с. ш. и разрез Махачкала — Сагымдык.

На меридиональном разрезе следует отметить наблюдающуюся в последние годы хорошее насыщение глубинных вод кислородом, особенно в средней части моря. Здесь в слое 0—200 м содержание кислорода было 8,5—6,5 мл/л, а у дна уменьшилось на немного — всего до 5,5—6,0 мл/л. Такое распределение кислорода по вертикали свидетельствует о хорошем развитии процессов перемешивания. Весьма высокое содержание кислорода наблюдалось и у кромки льда — 9,3—10,5 мл/л. Температура воды у кромки льда изменялась по направлению с востока на запад от $+3,0$ до $-0,6$ — $0,8^{\circ}$, а самая низкая наблюдаемая температура равнялась $-1,4^{\circ}$. В центральной части разреза наблюдались резкие вертикальные градиенты температуры, на небольшом расстоянии температура уменьшалась от $+3,0$ до 0° . Распределение температуры на разрезе и более детальная съемка поверхностных температур у кромки льда показывают, что в восточной части разреза происходило поступление более теплых и соленых вод из средней части моря; в западной части наблюдались сильно охлажденные северокаспийские воды. Соленость на разрезе была весьма высокая: 12,93—13,10‰. Такая высокая соленость объясняется, во-первых, подтоком среднекаспийских вод, а во-вторых, увеличением солености при льдообразовании.

Низкая температура и высокая соленость обусловили высокую плотность воды у кромки льда. В восточной части разреза условная плотность была равна 11,21—11,23, а в западной части возросла до 11,25—11,35 ед. В то же время на глубинных станциях меридионального разреза в средней части моря плотность была равна 11,0—11,05, а на разрезе Дербент — Песчаный, выполненном за два месяца до нашей съемки, плотность в глубинных слоях доходила до 11,2—11,3 ед. Таким образом, зимние наблюдения у кромки льда еще раз подтвердили возможность сползания вод по склонам среднекаспийской впадины до самых больших глубин. Языкообразный характер изотерм и распределение температуры воды на разрезе показывают, что в районе «свала глубин» зимой устанавливается циркуляция, при которой происходит подток более теплых и соленых вод с юга, их охлаждение и сползание по склонам дна вследствие увеличившейся плотности.

Формирование и вентиляция глубинных вод Южного Каспия происходит главным образом благодаря поступлению среднекаспийских вод через Апшеронский пролив и опускание их вдоль склона дна в глубинные слои южнокаспийской впадины. На такой путь аэрации глубинных слоев южной части моря указывали в 1936—1937 гг. Н. П. Горский и С. В. Бруевич. Последний отмечал, что возможность опускания среднекаспийских вод в пределах южной

части моря обуславливается их температурой, изменяющейся в различные сезоны и годы. Вруевич считал, что средний нижний предел опускания вод, переливающихся через порог, — это горизонт 500 м, но в отдельных случаях и до 700 м.

В настоящее время такой путь вентиляции глубинных слоев Южного Каспия ни у кого не вызывает сомнения. Возможность опускания среднекаспийских вод в глубинные слои южной части моря хорошо иллюстрируется распределением температуры воды на меридиональном разрезе по 51° в. д., сделанном в июле 1958 г.

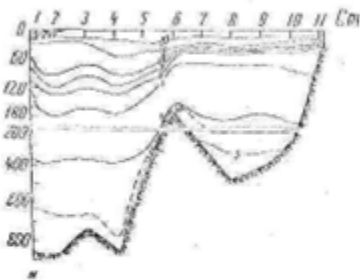


Рис. 43. Распределение температуры воды на меридиональном разрезе по 51° в. д., июль 1958 г.

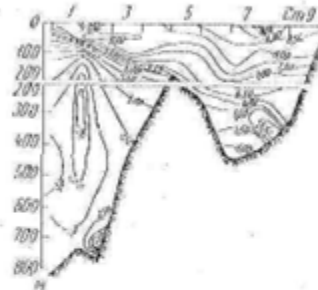


Рис. 44. Распределение кислорода (мл/л) на меридиональном разрезе по 51° в. д., январь 1965 г.

(рис. 43). На ст. 7 над порогом, на горизонте 180 м наблюдалась температура 5,77°, а в Южном Каспии изотерма 5,80° проходила на 750—800 м. Опускание среднекаспийских вод по южному склону Апшеронского порога прослеживалось и на том же разрезе по 51° в. д., во время экспедиции 1965 г. Распределение плотности на разрезе ясно указывает, что опускание среднекаспийских вод возможно до глубины 500—600 м. Опускание этих вод в южной части моря, по-видимому, вызывало подъем глубинных вод в верхние слои. Это подтверждается распределением кислорода в Южном Каспии. Содержание кислорода уменьшалось с глубиной вдоль южного склона Апшеронского порога от 5,0 мл/л на глубине порога до 3,0 мл/л в слое 400—650 м. Содержание кислорода у дна было 3,0—3,5 мл/л. Вместе с тем в центральной части Южного Каспия куполообразное расположение изоксиген указывает на подъем в верхние слои глубинных вод, обедненных кислородом — в слое 150—650 м наблюдался минимум кислорода — 2,0—2,5 мл/л (рис. 44).

Происшедшее за последнее время улучшение вентиляции глубинных слоев средней части моря, связанное с увеличением глубины сползания охлажденных вод по склонам среднекаспийской впадины, несколько повысило плотность в глубинных слоях Среднего

Каспия. Вентилиция глубинных слоев Южного Каспия происходит за счет поступления среднекаспийских вод, в поскольку возможная глубина опускания этих вод по склону Аншеронского порога увеличилась, улучшились и условия вентилиции глубинных вод южной части моря.

А. С. Пахомова (1966) построила схемы распределения величин плотности вблизи Аншеронского порога для февраля 1915, 1934, 1941 и 1962 гг. Для этих схем выбирались по три наиболее глубоководных станции: к северу от порога (слева), на пороге (в центре) и в южной части моря (справа). Из схем видно, что в феврале 1915 и 1934 гг. воды из средней части моря могли опускаться в южной соответственно до глубин 180 и 300–350 м, а в 1941 и в 1962 гг. — до дна (рис. 45).

Наличие движения вод из средней части моря в южную через глубинные слои Аншеронского порога подтверждается при исследовании течений на разрезе о. Жилой — м. Кууля (см. гл. VIII).

Помимо опускания среднекаспийских вод по южному склону Аншеронского порога дополнительным источником аэрации глубинных слоев Южного Каспия служит возможность сползания в глубины осолоненных вод с мелководий у восточного берега. Летом на шельфе у восточного побережья Южного Каспия происходит значительное осолонение вод — до 13,2–13,4‰. Зимой температура воды в этом районе понижается до 8,0–8,5° и плотность осолоненных вод возрастает до 10,9–11,0. Такая плотность позволяет этим водам опускаться до значительных глубин в южной части моря. Проследить процесс сползания трудно, так как по мере движения происходит и трансформация вод. Однако факты сползания осолоненных вод подтверждаются довольно частыми случаями нахождения в глубинных слоях Южного Каспия вод с соленостью более 13,0‰. Например, на ст. 90 разреза Ленкораль — Белый Бугор в марте 1956 г. наблюдалась повышенная соленость в слое 400–700 м:

| Горизонт | Температура | Соленость |
|----------|-------------|-----------|
| 0 | 10,96 | 12,86 |
| 100 | 7,34 | 12,91 |
| 300 | 6,00 | 12,98 |
| 400 | 5,98 | 13,03 |
| 500 | 5,90 | 13,08 |
| 700 | 5,78 | 13,15 |

Следует отметить, что объем этих осолоненных вод и их роль в вентилиции глубинных слоев Южного Каспия во много раз меньше, чем вод, поступающих в южную часть моря через Аншеронский порог.

Чтобы подробно проследить изменения гидрологических и гидрохимических характеристик в глубинных слоях Каспийского моря

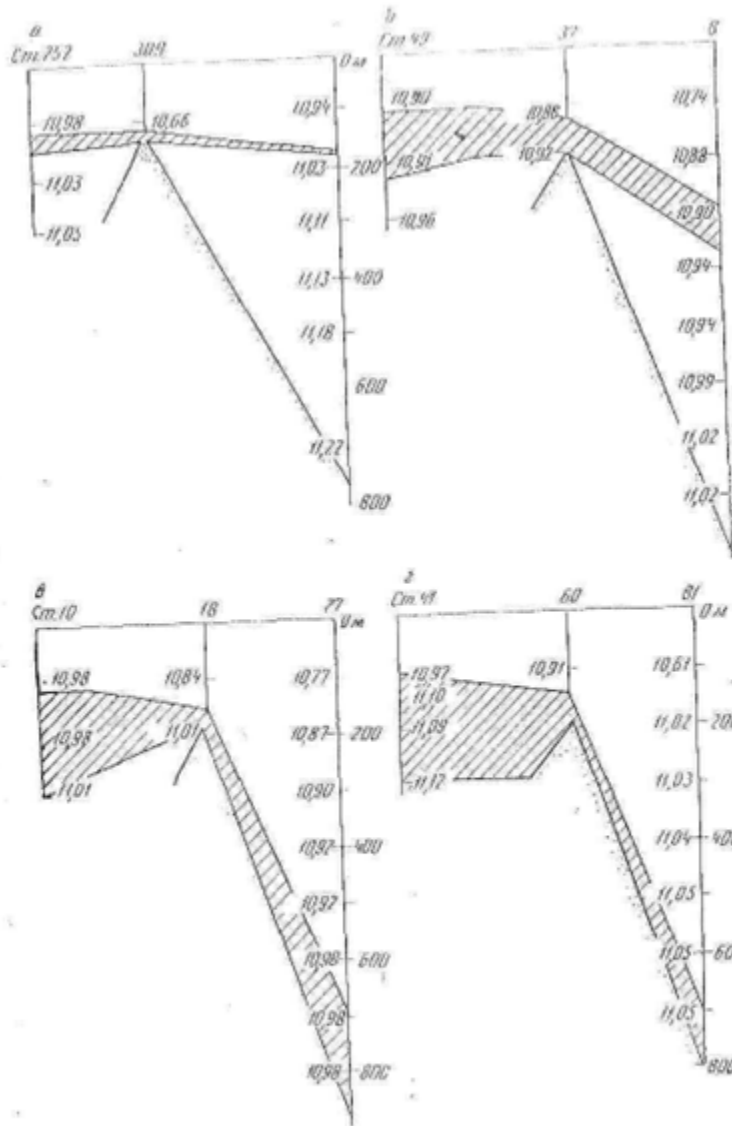


Рис. 45. Схема распределения условной плотности воды σ_t у Анкерного порога и предполагаемый путь перетекания средиземноморских вод в Южный Каспий в феврале (по Пахомовой и Затучной, 1966):
 а — 1915 г., б — 1934 г., в — 1941 г., г — 1962 г.

за последнее время и сравнить новые данные с имеющимися, мы рассмотрели все наблюдения на горизонте 500 м и ниже с 1940 по 1959 г. Всего было использовано около 300 наблюдений.

Все материалы были осреднены по одноградусным «квадратам» моря (рис. 46), нумерация которых заимствована у Архиповой (1957). Различные районы моря по количеству наблюдений оказались освещенными неодинаково. Наибольшее количество данных приходится на глубоководные районы южной части моря, меньшее — на среднюю часть. Неравномерно и распределение наблюдений по сезонам года. Наименьшее число их во всех районах моря приходится на зиму — с ноября по март, в остальные месяцы наблюдения распределены более или менее равномерно.

Для каждого «квадрата» (кроме 51 и 52) на всех горизонтах были вычислены средние годовые значения температуры, солености и содержания кислорода. Были рассчитаны также средние многолетние величины этих характеристик за 1940—1959 гг.

Несмотря на недостаточность материала, удалось выявить некоторые интересные особенности многолетней изменчивости гидрологических характеристик в глубинных слоях Каспийского моря.

В средней части моря на горизонте 500 м средняя многолетняя разность между максимальной и минимальной температурой изменялась от $1,44^{\circ}$ («кв.» 23) до $0,96^{\circ}$ («кв.» 28), уменьшаясь с севера на юг. В «кв.» 29 с горизонта 500 м до дна разность почти не уменьшалась, а на придонном горизонте 750 м была даже больше, чем на горизонтах 600 и 700 м на $0,08^{\circ}$ (табл. 42).

В южной части моря разность между экстремальными значениями температуры оказалась меньше, чем в средней. На горизонте 500 м она изменялась в пределах от $0,62$ до $0,15^{\circ}$, на горизонте 600 м — от $0,19$ до $0,10^{\circ}$, а на горизонте 700 м — от $0,28$ до $0,14^{\circ}$.

Как и в средней части моря, в южной на придонных горизонтах разность между максимальными и минимальными значениями температуры не уменьшалась, а часто даже возрастала. На горизонте 800 м она была в «кв.» 41— $0,50^{\circ}$, а в «кв.» 46— $0,39$, на горизонте 900 м в «кв.» 41 разность — $0,21^{\circ}$.

Уменьшение величины изменений температуры в южной части моря по сравнению со средней объясняется более благоприятными условиями для развития вертикальной циркуляции и вентиляции глубинных вод, которые наблюдаются в средней части моря. Вместе с тем, величины изменений температуры показывают, что и в Среднем и в Южном Каспии массы воды, даже на самых больших глубинах, находятся в состоянии динамической активности. Изменения температуры в глубинных слоях моря следует признать довольно существенным, особенно если учесть, что Каспийское море — замкнутый водоем.

Весьма интересен тот факт, что от горизонта 500 м ко дну уменьшение разностей между экстремальными значениями температуры и ее средних многолетних значений происходит весьма незначитель-

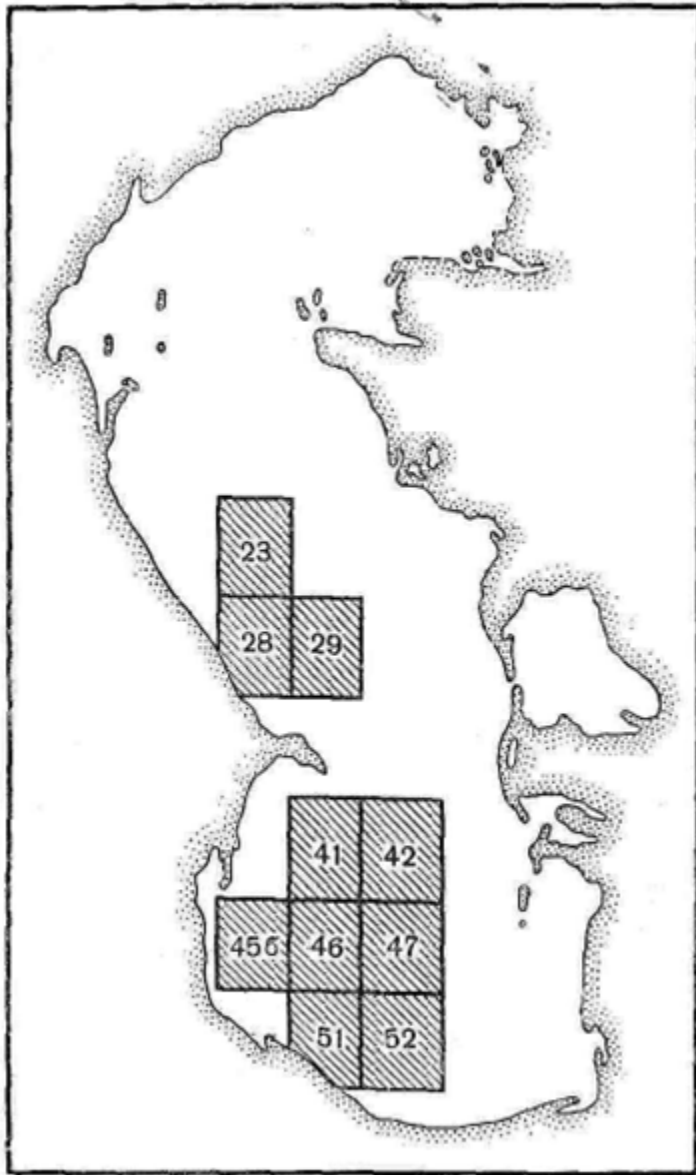


Рис. 46. «Квадраты» моря (по Архиповой, 1957)

Экстремальные, средние многолетние значения и разности температур в глубинных слоях Каспийского моря
в 1940—1959 гг. Таблица 42

| Глубина, м | «Кв.» 23 | | | «Кв.» 28 | | | «Кв.» 29 | | |
|------------|-------------|--------------|----------|-------------|--------------|----------|-------------|--------------|----------|
| | минимальная | максимальная | разность | минимальная | максимальная | разность | минимальная | максимальная | разность |
| 500 | 5,90 | 4,46 | 1,44 | 5,16 | 4,27 | 0,96 | 4,81 | 5,34 | 1,00 |
| 600 | — | — | — | — | — | — | — | 5,02 | 4,01 |
| 700 | — | — | — | — | — | — | — | 4,91 | 0,98 |
| 750 | — | — | — | — | — | — | — | 4,85 | 0,98 |
| | | | | | | | | 4,85 | 1,05 |
| | | | | | | | | 3,87 | 4,45 |
| | | | | | | | | | 4,82 |
| | | | | | | | | | 4,64 |
| | | | | | | | | | 4,47 |

Средняя часть Каспийского моря

| Глубина, м | «Кв.» 41 | | | «Кв.» 42 | | | «Кв.» 43 | | |
|------------|-------------|--------------|----------|-------------|--------------|----------|-------------|--------------|----------|
| | минимальная | максимальная | разность | минимальная | максимальная | разность | минимальная | максимальная | разность |
| 500 | 6,22 | 5,84 | 0,38 | 5,94 | 5,82 | 0,12 | 5,89 | 6,08 | 0,62 |
| 600 | 5,98 | 5,79 | 0,19 | 5,86 | 5,76 | 0,10 | 5,82 | 5,94 | 0,13 |
| 700 | 6,03 | 5,89 | 0,14 | — | — | — | 5,79 | 5,90 | 0,14 |
| 750 | 5,96 | 5,83 | 0,16 | — | — | — | 5,80 | — | — |
| 800 | 5,96 | 5,66 | 0,50 | — | — | — | 5,85 | — | — |
| 850 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 900 | 5,93 | 5,72 | 0,21 | — | — | — | — | — | — |

Южная часть Каспийского моря

| Глубина, м | «Кв.» 46 | | | «Кв.» 47 | | |
|------------|-------------|--------------|----------|-------------|--------------|----------|
| | минимальная | максимальная | разность | минимальная | максимальная | разность |
| 500 | 6,10 | 5,78 | 0,22 | 5,99 | 5,84 | 0,15 |
| 600 | 5,96 | 5,77 | 0,19 | 5,97 | 5,80 | 0,17 |
| 700 | 5,97 | 5,76 | 0,21 | 6,04 | 5,76 | 0,28 |
| 750 | 5,99 | 5,66 | 0,33 | — | — | — |
| 800 | 6,01 | 5,62 | 0,39 | — | — | — |
| 850 | 6,04 | 5,74 | 0,30 | — | — | — |
| 900 | — | — | — | — | — | — |

Южная часть Каспийского моря

но, а в некоторых районах наблюдается даже возрастание разностей и повышение температуры на придонных горизонтах.

За исследованный отрезок времени случаи повышения температуры у дна в южной части моря наблюдались, например в феврале 1941 г. (табл. 43), когда повышение доходило в слое 500—800 м до $0,17^{\circ}$ («кв.» 51).

Таблица 43

Температура в глубинных слоях южной части Каспийского моря в феврале 1941 г.

| Глубина, м | «Кв.» 46 | «Кв.» 47 | «Кв.» 51 | «Кв.» 52 |
|------------|----------|----------|----------|----------|
| 500 | 5,90 | 5,96 | 5,88 | 5,88 |
| 700 | — | — | — | 6,04 |
| 800 | — | — | 6,05 | — |
| 850 | 6,04 | 6,05 | — | — |

Повышение температуры у дна наблюдалось и в другие годы. В июне 1956 г. в «кв.» 41 на горизонте 500 м температура была равна $5,90^{\circ}$, а на горизонтах 700 и 730 м — $5,96$ и $5,93^{\circ}$ соответственно. Содержание кислорода у дна также увеличивалось: на горизонте 500 м оно было $1,77$ мл/л, а на горизонте 730 м — $2,92$ мл/л. В октябре 1958 г. в том же «квадрате» на горизонте 490 м температура была $5,89^{\circ}$, а на горизонте 740 м — $5,94^{\circ}$ и т. д.

Явление повышения температуры у дна в Каспийском море было отмечено еще Книповичем. В дальнейшем другие исследователи (Горский, Штокман, Бруевич) высказывали мнение, что благодаря такому повышению температуры у дна в придонных слоях Каспийского моря может возникать внутрислойная конвекция.

Причины повышения температуры в придонных слоях Каспийского моря пока еще не изучены, но их нельзя отнести за счет адиабатического нагревания, так как на глубинах менее 1000 м оно весьма мало. Предположение, что такое повышение вызывается тепловым излучением от дна моря, требует доказательства путем измерения температуры в верхних слоях грунта, что необходимо для расчета геотермических градиентов. Можно предположить, что температура верхнего слоя грунта в южнокаспийской впадине выше температуры придонных слоев воды. При проведении гидрологических работ в южной части моря в апреле 1961 г. было отмечено несколько случаев, когда придонный батометр касался грунта (проба воды содержала ил). При этом температура воды у самого дна была выше температуры на следующем от дна горизонте на $0,02^{\circ}$ или равна ей.

Случаи повышения температуры у дна почти всегда отмечаются именно в южной части моря, наиболее активной в тектоническом отношении. Дальнейшие исследования позволят установить более

тесную связь между гидрологическими и гидрохимическими процессами, происходящими в глубинных слоях Каспийского моря, с одной стороны, и тектоническими явлениями, протекающими в подстилающей его дно земной коре, — с другой. Величина изменений температуры в глубинных слоях Каспийского моря хорошо иллюстрируется графиками средних годовых значений температуры, построенными для горизонта 500 м (рис. 47). На графиках видно, что колебания температуры в средней части моря значитель-

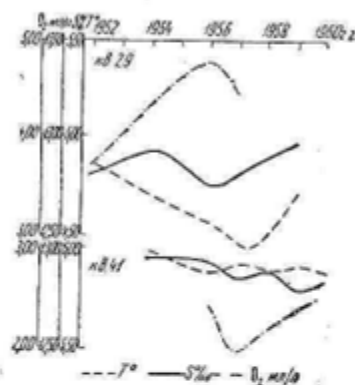


Рис. 47. Изменение средних годовых величин температуры, солёности и кислорода на горизонте 500 м в «кв.» 29 и 41, 1952—1959 гг.

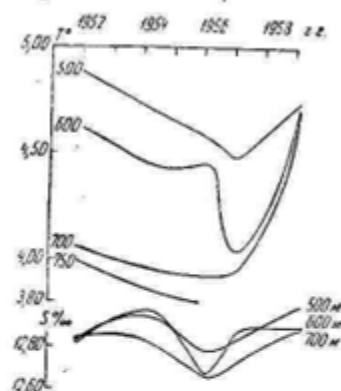


Рис. 48. Изменение средних годовых величин температуры и солёности на горизонтах 500, 600 и 700 м в «кв.» 29, 1952—1959 гг.

нее, чем в южной. Графики многолетней изменчивости температуры и солёности на горизонтах 500, 600 и 700 м, построенные для «кв.» 29, показывают, что ход кривых на всех горизонтах, в общем, совпадает (рис. 48). Это подтверждает, что многолетние изменения гидрологических характеристик Каспийского моря закономерны для всей глубинной воды и зависят от причин, влияющих на гидрологический режим моря в целом.

На основании определения средних годовых значений температуры в различных районах Каспийского моря были выведены средние многолетние значения температуры для глубинных слоев за 1940—1959 гг. (табл. 44).

Сравнение этих данных с температурой, отмеченной Книповичем в глубинных слоях Каспийского моря в 1914—1915 гг., показывает, что за рассмотренные нами годы средняя многолетняя температура воды была ниже, чем в 1914—1915 гг., в средней части на 0,2—0,3°, а в южной части моря — на 0,1°.

Сравнение средних величин температуры и солёности в 1934 г. (вычисленных Бруевичем) и — через 25 лет — в 1959 г. показывает,

что в глубинных слоях Каспийского моря температура в 1959 г. была ниже, чем в 1934 г., в среднем на 0,1°, причем с увеличением глубины разница становится заметнее (табл. 45).

Как и температура, соленость за рассматриваемые годы изменялась в более широких пределах в средней части моря, чем в южной. На горизонте 500 м в Среднем Каспии средняя по всем «квадратам» разность между максимальной и минимальной величинами солености была 0,49‰, тогда как в Южном Каспии — 0,29‰.

С глубиной разность изменений солености, в отличие от температуры, заметно уменьшалась. В «кв.» 29 разность между экстремальными значениями солености уменьшалась от 0,89 на горизонте 500 м до 0,09‰ на горизонте 750 м. В «кв.» 41 разность между экстремальными значениями солености на горизонте 500 м была 0,29‰, на горизонте 900 м — всего 0,12‰. На всех горизонтах от 500 м до дна средняя многолетняя величина солености в средней части моря изменялась от 12,80 до 12,92‰, а в южной части — от 12,86 до 12,96‰ (табл. 46).

Таблица 44
Средняя многолетняя температура (°С) в глубинных слоях Каспийского моря за 1940—1959 гг.

| Горизонт, м | Средняя часть моря | Южная часть моря |
|-------------|--------------------|------------------|
| 500 | 4,86 | 5,89 |
| 600 | 4,69 | 5,85 |
| 700 | 4,47 | 5,85 |
| 750 | 4,44 | — |
| 800 | — | 5,80 |
| 850 | — | 5,78 |
| 900 | — | 5,77 |

Таблица 45

Средние величины температуры и солености в глубинных слоях Каспийского моря в 1934 и 1959 гг.

| Горизонт, м | 1934 г. | | | | 1959 г. | | | |
|-------------|--------------------|-------|------------------|-------|--------------------|-------|------------------|-------|
| | средняя часть моря | | южная часть моря | | средняя часть моря | | южная часть моря | |
| 500 | 4,82 | — | 5,93 | 12,86 | 4,80 | 12,88 | 5,90 | 12,85 |
| 600 | 4,86 | 12,84 | 5,93 | 12,91 | 4,72 | 12,89 | 5,87 | 12,89 |
| 700 | 4,83 | 12,91 | 5,92 | 12,93 | 4,72 | 12,83 | 5,83 | 12,91 |
| 750 | — | — | — | — | — | — | 5,80 | 12,89 |
| 800 | 4,85 | 12,88 | 5,96 | 12,93 | — | — | 5,79 | 12,92 |
| 850 | — | — | — | 12,96 | — | — | — | — |
| 900 | — | — | 5,94 | — | — | — | — | — |

Вертикальное распределение солености в Каспийском море отличается большой однородностью, но вместе с тем отмечаются случаи аномальных изменений солености на отдельных горизонтах, поэтому оказалось трудно установить закономерности ее многолетней изменчивости. В северной части моря хорошо прослеживается связь солености с колебаниями уровня моря, а в средней и южной

частях моря этой связи почти не наблюдается. Можно лишь отметить, что в «кв.» 29 в 1952—1954 гг. соленость была, в общем, выше, чем в 1941—1943 гг., что согласуется с данными Винецкой (1959).

Сравнение средних годовых величин солености в 1934 и 1959 гг. (см. табл. 45) также показывает, что изменения солености очень незначительны (0,01—0,02‰) и находятся в пределах точности определения. Таким образом, можно считать, что средняя соленость в глубинных слоях Каспийского моря практически не изменяется.

Анализ данных по кислороду подтверждает мнение Абрамова (1959), что за последнее время в Каспийском море наблюдается обогащение всей толщи воды кислородом, причем в средней части моря этот процесс выражен ярче, чем в южной. Среднее многолетнее содержание кислорода на всех горизонтах в средней части моря было выше, чем в южной.

Обогащение кислородом глубинных слоев Каспийского моря за последнее время особенно заметно по сравнению с данными наблюдений, проведенных Книповичем в 1914—1915 гг. В средней и южной частях моря на горизонте 500 м, по Книповичу, содержание кислорода было 0,6—0,7 мл/л, на придонных горизонтах в средней части моря кислорода не было совсем, а в южной части почти не было. В 1940—1959 гг. на горизонте 500 м в средней части моря среднее многолетнее содержание кислорода было 3,65—4,76 мл/л, а в южной 1,77—2,59 мл/л. На горизонте 750 м в «кв.» 29 среднее многолетнее содержание кислорода определено в 4,92 мл/л, а на горизонте 900 м — в «кв.» 41 — 1,39 мл/л (табл. 47). Благодаря лучшей вентиляции глубинных слоев средней части моря по сравнению с южной многолетние величины изменения кислорода и других гидрологических характеристик здесь более значительны.

Последние данные о наличии сероводорода в глубинных слоях Каспийского моря относятся к 1934 г. В 1940—1959 гг. количественных определений содержания сероводорода в глубинных слоях моря не производилось, однако некоторые косвенные данные говорят об его отсутствии. Окраска поверхностных донных отложений, полученных в глубоководных районах моря, свидетельствует об окислительных процессах в придонном слое воды. За последние годы в глубинных слоях моря не наблюдалось острого дефицита кислорода, предшествующего началу сероводородного брожения.

Итак, за последние 25 лет в глубинных слоях Каспийского моря произошло понижение температуры примерно на 0,1°, значительно возросло содержание кислорода и исчезло сероводородное заражение. Это указывает на улучшение вентиляции глубинных слоев моря за время последнего падения его уровня. Дело здесь, однако, не в том, что понижение уровня вызвало осолонение верхнего слоя воды и в связи с этим усилилась вертикальная циркуляция, как считают Абрамов, Зайцев и Федосов (1959). Многолетние изменения солености в средней и южной частях моря настолько незначительны, что не могут обусловить заметного усиления вертикальной циркуляции. Улучшение вентиляции глубинных слоев Каспийского

моря объясняется увеличением глубины опускания по склонам дна вод, охлажденных в районе «свала глубин», на границе между Северным и Средним Каспием. Причины этого явления, связанные с современным осолонением северной части моря, были подробно разобраны выше.

Изменение гидрологических характеристик в глубинных слоях Южного Каспия связано с поступлением среднекаспийских вод через Апшеронский порог и потому произошло позже и слабее, чем в средней части моря.

Анализ гидрологической структуры вод показывает, что так же, как и в других морях, в Каспийском море можно выделить вполне определенные водные массы, хотя в целом его воды отличаются большей однородностью, чем воды морей, связанных с океаном.

При исследовании водных масс Каспийского моря прежде всего необходимо учитывать баланс пресной воды и глубину распространения зимней конвекции. При выделении водных масс не удалось использовать стандартный метод T, S -кривых. Этот метод не всегда дает достаточную детализацию и в таких случаях для более подробного анализа приходится искать другие возможности. Так, выделение водных масс Японского моря, где

соленость изменяется в очень небольших пределах, было проведено путем анализа кривых вертикального распределения океанологических характеристик — температуры, солености, плотности и содержания кислорода (Радзиховская, 1961). Для Каспийского моря, ввиду весьма однородного распределения солености, выделение водных масс по T, S -кривым также затруднительно. Поэтому, при выделении водных масс в средней и южной частях моря соленость использовалась как вспомогательная характеристика, а за основные были приняты температура и содержание кислорода.

Кислород служит очень хорошим показателем перемешивания вод, дает возможность судить о динамике водных масс и возрасте глубинных вод. Как было показано выше, нижняя граница зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море четко определяется по резкому вертикальному возрастанию плотности и уменьшению содержания кислорода.

Выделение водных масс в глубоководных районах Каспийского моря проводилось с помощью анализа многочисленных T, O_2 -кри-

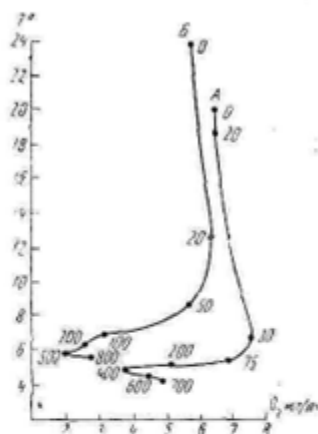


Рис. 49. T, O_2 -кривые Каспийского моря: А — ст. 41 (29/VI 1956 г.); Б — ст. 90 (6/VII 1957 г.)

вых, причем в средней части моря границы между водными массами прослеживаются по T , O_2 -кривым резче, чем в южной (рис. 49).

По совокупности физико-химических и биологических характеристик в Каспийском море были выделены следующие водные массы: северокаспийская, верхняя каспийская, глубинная среднекаспийская, глубинная южнокаспийская и карабогазгольская (рис. 50).

Северокаспийская водная масса занимает северную часть моря, где наблюдается сильное опреснение вод. Она имеет незначи-

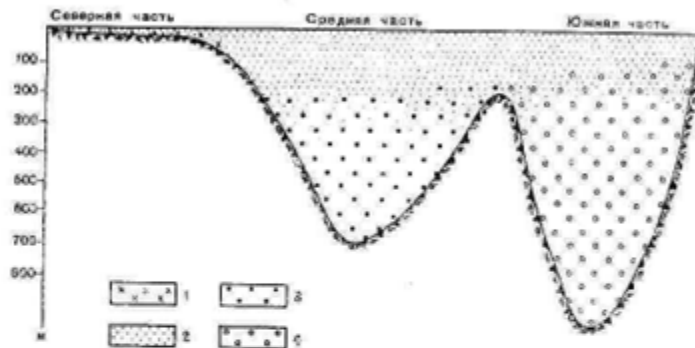


Рис. 50. Вертикальное распределение водных масс в Каспийском море на меридиональном разрезе:

1 — северокаспийская водная масса; 2 — верхняя каспийская водная масса; 3 — глубинная среднекаспийская водная масса; 4 — глубинная южнокаспийская водная масса

тельный объем (менее 1% от общего объема моря), но тем не менее оказывает существенное влияние на гидрологические и биологические особенности моря.

Основные условия, определяющие формирование северокаспийской водной массы, — обильный речной сток и мелководность северной части моря, значительно увеличивающая континентальность ее климата и зависимость гидрологических условий от хода метеорологических процессов. За южную границу северокаспийской водной массы можно условно принять изогалину 11‰.

Температура северокаспийской водной массы изменяется в широких пределах — от 0 зимой до 25° летом. Зимой вся акватория северной части моря покрывается льдом; температура воды подо льдом почти равна температуре замерзания. В летней модификации поверхностная температура понижается по направлению с севера на юг в среднем от 24—25° вблизи устья Волги до 22—23° в переходной зоне между северокаспийской и верхней каспийской водными массами, в районе «свала глубин». Придонная температура также несколько понижается с севера на юг — от 24—25 до

21—22°. Большая часть северокаспийской воды летом хорошо прогревается от поверхности до дна и имеет температуру выше 24°. Наиболее значительные вертикальные и горизонтальные градиенты температуры наблюдаются в районе контакта северокаспийской и верхней каспийской водных масс.

Северокаспийская водная масса характеризуется пониженной даже для Каспийского моря соленостью. Соленость увеличивается с удалением от устьев Волги и Урала на юг от 0,1 до 10—11‰ в районе «свала глубин» (исключение составляет юго-восточный район северной части моря, где соленость может достигать до 20‰). Поскольку увеличение солености по направлению с севера на юг происходит постепенно, между северокаспийской и верхней каспийской водными массами существует довольно широкая переходная зона.

Вертикальная стратификация солености наблюдается главным образом в западном районе, наиболее подверженном влиянию речного стока. Стратификация имеет временный характер и быстро уничтожается в результате волнового перемешивания. В остальных районах северной части моря вертикальной стратификации почти не наблюдается.

Средняя соленость северокаспийской водной массы может быть весьма различной в зависимости от многолетних изменений волжского стока. В периоды опреснения средняя соленость равна 4—5‰, в периоды осолонения — 9—11‰ и даже более.

В северокаспийской водной массе содержится достаточное количество кислорода. Среднее его содержание обычно равно 5,5—6,5 мг/л на поверхности и 4,5—5,0 мг/л у дна. Во многих случаях содержание кислорода на поверхности и у дна бывает практически одинаковым. Наряду с общим благоприятным кислородным режимом северокаспийской водной массы бывают случаи резкого падения содержания кислорода в придонных слоях. Летом уменьшение содержания кислорода наблюдается в западной части района, в месте контакта речных и морских вод, зимой отмечается подледный дефицит кислорода.

Таким образом, основная вертикальная стратификация гидрологических характеристик наблюдается в западном районе северной части моря, где происходит наиболее интенсивное смешивание речных (волжских) и морских вод. В остальных районах вертикальные градиенты гидрологических характеристик очень малы.

Прозрачность северокаспийской водной массы возрастает по мере удаления от устьев рек от 0,2 до 10 м на границе с верхней каспийской водной массой. Цвет воды во время половодья и сильного волнения — XVI—XVII по стандартной шкале — желтовато-коричневый, а в остальное время — желтовато-зеленый (X—XI по шкале).

Зоопланктон северокаспийской водной массы характеризуется тем, что наряду с эвригалинными формами, составляющими здесь большинство, встречаются и пресноводные формы. Некоторые из

них наблюдаются только при солености 1—2‰, а другие — и при солености 6—8‰. Сезонные изменения количества отдельных видов зоопланктона и их размещения по акватории северной части моря зависят от изменений температуры воды и величины речного стока.

Состав бентоса северной части моря также отличается наличием пресноводных и слабосоленатоводных биоценозов.

Верхняя каспийская водная масса занимает значительную часть объема средней и южной частей моря. Ее нижняя граница определяется глубиной распространения зимней вертикальной циркуляции и в средней части моря располагается на глубине 200—250 м, а в южной — 80—100 м. В формировании этой водной массы наряду с зимней вертикальной циркуляцией большую роль играют динамические процессы, происходящие в море. На T , O_2 -кривых нижняя граница верхней каспийской водной массы выделяется по довольно резкому изгибу, связанному со значительным уменьшением кислорода и вертикальных градиентов температуры.

В летней модификации выделяются два слоя воды — от поверхности до горизонта 20—30 м, где располагается интенсивный максимум устойчивости, и ниже слоя максимума до границы с глубинными водными массами. В зимней модификации вертикальное распределение гидрологических характеристик отличается большой однородностью.

Температура воды на поверхности зимой изменяется от 1—2° на границе с северокаспийской водной массой до 10—11° в самом южном районе моря. Зимой в слое, охваченном вертикальной циркуляцией, температура понижается с глубиной очень незначительно. В южной части моря разница между февральской температурой на поверхности и на нижней границе рассматриваемой водной массы в большинстве случаев не превышает 1°, а в средней части моря она еще ниже. Часто зимой наблюдается понижение температуры у западного берега из-за поступления холодных вод с севера.

Прогрев воды обычно начинается в марте, а в мае температура воды на поверхности в средней части моря равна 13—15°, а в южной — 16—21°. В августе средняя температура воды повсеместно выше 25°. В южном и юго-восточном прибрежных районах температура может достигать до 27°. У восточного побережья средней части моря, где наблюдается выход к поверхности глубинных вод, летом отмечаются значительные горизонтальные градиенты температуры; в июле температура может изменяться по направлению к берегу от 23 до 13—14°.

На горизонте 50 м годовая разность изменений температуры уменьшается по сравнению с поверхностью примерно в 2 раза и равна 2,5—5° в южной части моря и 8° — в средней. На горизонте 100 м годовые разности температуры становятся равными 1—2° и лишь в некоторых районах возрастают до 3°. На горизонте 200 м годовые разности температуры не превышают 1°. В средней части

моря на всех горизонтах величина изменений температуры больше, чем в южной.

Соленость верхней каспийской водной массы увеличивается с севера на юг и с запада на восток. Зимой поверхностная соленость везде почти одинакова — 12,6—12,7‰. Летом в средней части моря соленость возрастает незначительно — до 12,7—12,8‰. В южной части вследствие сильного испарения соленость возрастает больше, особенно вблизи восточного берега, где она может достигать 13,4‰. Летом в южной части наблюдается осолонение поверхностного слоя, соленость которого на 0,1—0,2‰ выше, чем нижележащих слоев.

С увеличением глубины соленость, оставаясь близкой к наблюдаемой вблизи поверхности, вместе с тем неравномерно то уменьшается, то увеличиваясь (иногда на 0,1—0,2‰), несколько возрастает.

Верхняя каспийская водная масса отличается высоким содержанием кислорода. Зимой в поверхностном слое содержание кислорода обычно равно 7,5—8,0 мл/л и уменьшается с глубиной незначительно. Во многих случаях зимой во всей толще рассматриваемой водной массы содержание кислорода остается практически одинаковым. В других случаях содержание кислорода постепенно уменьшается с глубиной и на нижней границе водной массы составляет 5,5—6,0 мл/л. Зимой наиболее четко выражено пространственное изменение содержания кислорода, связанное с различиями температуры воды. В апреле содержание кислорода на поверхности еще довольно высокое — 7,5—7,9 мл/л, а летом понижается до 6,0—6,5 мл/л; вблизи нижней границы слоя, охватываемого динамическим перемещением, часто наблюдается подповерхностный максимум кислорода. На нижней границе водной массы летом содержание кислорода равно 4,5—5,5 мл/л. Пространственное распределение кислорода летом более однородно, чем зимой, в связи с более равномерным распределением температуры.

Прозрачность в верхней каспийской водной массе в средней части моря изменяется от 1 у берегов до 10—15 м в открытом море, а в южной части соответственно — от 1 до 15—17 м. Цвет воды в центральных районах моря зеленый и голубовато-зеленый (VI—VII по стандартной шкале), а в прибрежных — желтовато-зеленый (XI—XII).

Верхняя каспийская водная масса характеризуется наибольшим содержанием планктона, особенно в слое 0—100 м. Планктонное население этого слоя и наиболее разнообразно. На горизонтах 100—200 м количество зоопланктона снижается, обедняется и его качественный состав. Ниже горизонта 200 м зоопланктон встречается в очень небольшом количестве. Самая высокая концентрация микроорганизмов также наблюдается в верхних слоях. В слое 0—50 м количество бактерий от нескольких десятков тысяч до нескольких сотен тысяч в 1 мл воды.

Глубинная среднекаспийская водная масса занимает среднюю часть моря в слое от 250—300 м до дна. Она образуется в результате сползания по склонам дна вод, охлажденных на северном склоне среднекаспийской впадины и в северной части моря почти до температуры замерзания. Температура незначительно уменьшается с глубиной и на горизонте 400 м изменяется от 4,6 до 5,2°, на горизонте 500 м — от 4,4 до 5,2°, на горизонте 600 м — от 4,1 до 4,8°, а на горизонте 700 м — от 3,9 до 4,5°. В целом, температура глубинной среднекаспийской водной массы равна 3,9—5,2°. На изменения температуры оказывает влияние интенсивность обмена с верхней каспийской водной массой и сползания охлажденных вод по склонам дна, меняющаяся в различные годы.

Распределение солености в глубинной среднекаспийской водной массе весьма однородное. Пределы ее изменения уменьшаются с глубиной. На горизонтах 400 и 500 м соленость изменяется от 12,7 до 13,0‰, на горизонте 600 м — от 12,7 до 12,9‰, а на горизонте 700 м соленость почти всегда равна 12,8—12,9‰. Наиболее характерная соленость для всей глубинной среднекаспийской водной массы — 12,7—12,9‰.

Содержание кислорода в рассматриваемой водной массе на горизонтах 400 и 500 м изменяется от 3,5 до 5,5 мл/л. На горизонте 600 м содержание кислорода в среднем наименьшее и равно 3,0—4,5 мл/л. В придонных слоях содержание кислорода не уменьшается, а часто даже увеличивается: на горизонте 700 м оно равно 3,0—5,5 мл/л. Следовательно, общее содержание кислорода в глубинной среднекаспийской водной массе довольно высокое — 3,0—5,5 мл/л.

В районе Аншеронского порога происходит наиболее интенсивный контакт между верхней каспийской и глубинной среднекаспийской водными массами. Трансформированные глубинные среднекаспийские воды, поступая в южную часть моря и опускаясь до горизонта 500—600 м и более, — основной источник формирования глубинной южнокаспийской водной массы.

Глубинная южнокаспийская водная масса занимает южную часть моря в слое от 100—150 м до дна. Кроме поступления вод через Аншеронский порог в ее формировании некоторую роль играют сползание осолоненных вод с мелководий восточного побережья во время зимнего охлаждения и придонная конвекция, возникающая в результате теплового излучения от дна моря.

Температура глубинной южнокаспийской водной массы на горизонтах 300 м в большинстве случаев равна 6,0—6,3°. На горизонтах 400 и 500 м температура изменяется в пределах 5,8—6,0°, на горизонте 700 м — от 5,8 до 5,9°, а на придонных горизонтах (800—900 м) равна 5,7—5,8°. Иногда на придонных горизонтах отмечается некоторое повышение температуры (на 0,05—0,1°).

Таким образом, температура глубинной южнокаспийской водной массы изменяется от 5,7 до 6,3°, а основная масса воды имеет температуру 5,8—5,9°.

Соленость на горизонтах 300 и 400 м изменяется от 12,75 до 13,02‰, а на горизонтах 500—700 м — от 12,8 до 12,9‰. В большинстве случаев соленость равна 12,85—12,95‰.

Содержание кислорода может быть различным. На горизонте 300 м оно изменяется от 2,0 до 5,0 мл/л, на горизонте 400 м — от 1,6 до 4,0 мл/л, на горизонте 500 м — от 1,2 до 3,5 мл/л. На придонных горизонтах содержание кислорода так же, как и в глубинной среднекаспийской водной массе, не уменьшается, а может даже несколько возрасти — до 2,0—2,5 мл/л. На горизонте 700 м содержание кислорода может доходить до 3,3 мл/л. Среднее содержание кислорода в южнокаспийской водной массе — 2,0—3,5 мл/л.

Таблица 48
Средние характеристики глубинных каспийских водных масс

| Водная масса | $t, ^\circ\text{C}$ | ‰ | $\text{O}_2, \text{мл/л}$ |
|------------------------|---------------------|-------------|---------------------------|
| Среднекаспийская . . . | 3,9—5,2 | 12,70—12,90 | 3,0—5,5 |
| Южнокаспийская | 5,7—6,3 | 12,85—12,95 | 2,0—3,5 |

Глубинные каспийские водные массы характеризуются очень незначительным содержанием микроорганизмов и планктона. Планктон в небольших количествах отмечается лишь в верхних слоях глубинных вод, до горизонта 300—400 м. Как показал Бруевич, в глубинных слоях воды происходит накопление биогенных веществ, поступающих из верхних слоев.

Карабогазгольская водная масса формируется под влиянием стока через пролив из Каспийского моря. В связи с колебаниями уровня моря сток в залив непрерывно изменяется. Площадь зеркала уменьшается, а температура воды становится более высокой. Изменяются и гидрохимические условия в заливе. Своеобразные свойства карабогазгольской воды вызывают кристаллизацию в ней мирабилита и других солей. В прилегающем к проливу районе залива температура воды летом на поверхности равна 18—20°, но на глубине 1—2 м она резко увеличивается (до 30°). Это температура рапы залива. По мере удаления от пролива температура поверхностного слоя повышается и, как правило, остается выше температуры воздуха. В местах с глубинами 1,5—2,0 м в большинстве случаев наблюдается гомотермия. При сильных ветрах и волнении гомотермия распространяется и на большие глубины. Максимальная температура воды на поверхности может доходить до 37°.

Вследствие одностороннего поступления воды из моря в залив, ежегодного полного ее испарения и дополнительного испарения рапы соленость воды в заливе исключительно велика. Только вбли-

зи пролива, в поверхностном слое соленость примерно такая же, как и верхней каспийской водной массы. С глубиной и по мере удаления от пролива соленость на всех горизонтах резко возрастает и далее, в самом заливе, уже мало изменяется. С 1930 по 1950 г. соленость воды в заливе повысилась с 205 до 360‰.

Концентрация рапы изменяется в течение года от сезона к сезону: зимой происходит охлаждение рапы и выделение солей, а летом в прогретой воде основная масса солей растворяется.

Прозрачность воды в заливе невелика — от 0,5 до 2,5 м. Цвет воды темно-розовый, сильно отличается от цвета воды, поступающей из открытого моря.