

7. ВОДНЫЕ МАССЫ

7.1. Термохалинный анализ вод

С целью получения обобщенных представлений об основных показателях гидрологической структуры вод моря — температуре и солености — и для выделения водных масс выполнен термохалинный анализ вод Каспийского моря.

Для проведения термохалинного анализа использовался массив гидрологических наблюдений с 1930 по 1985 г. — всего около 28 тысяч станций. Акватория Каспийского моря подразделялась на 20-минутные трапеции, в которых для февраля и августа рассчитывались средние значения температуры и солености и их 90 %-ные доверительные интервалы. Относительно небольшое количество станций, их неравномерное распределение по акватории Каспия привело к необходимости интерполировать гидрологические данные. Для интерполяции значений температуры и солености в центры трапеций, где данных нет, с учетом статистической достоверности полученных средних значений температуры и солености применялась формула

$$T' = \frac{\sum_{i=1}^n T_i r_i W_i}{\sum_{i=1}^n r_i W_i}, \quad r_i = 1/(1 + R_i),$$

$$W_i = 1/(1 + d_i), \quad d_i = (t_{90} + \sigma_i)/\sqrt{m_i}, \quad (7.1)$$

где T' — интерполированное значение температуры или солености; r_i — весовой множитель, являющийся функцией расстояния R_i от центра трапеции, для которой проводятся вычисления, до центра трапеции, где имеются средние значения гидрологических характеристик; W_i — весовой множитель, зависящий от доверительного интервала d_i среднего значения температуры или солености T_i ; n — заданное количество близлежащих трапеций, по которым проводится интерполяция; t_{90} — критерий Стьюдента; σ_i — среднее квадратическое отклонение; m_i — количество станций в трапециях, по которым вычислялись средние значения.

Расчеты проводились при $n = 4$ по 16 стандартным горизонтам. Для вычисления температуры и солености на дне применялась квадратическая экстраполяция с использованием трех придонных горизонтов.

Особенности вертикальной гидрологической структуры вод Каспийского моря определяются такими его чертами, как замкнутость, внутриматериковое положение, большая меридиональная протяженность и рельеф дна.

Внутриматериковое положение обуславливает значительную зависимость гидрологических условий от влияния таких внешних факторов, как атмосферные процессы и речной сток, вызывающих значительную сезонную изменчивость гидрологических условий. Меридиональная вытянутость Каспия более чем на 10° приводит к климатическим различиям разных частей моря, сильнее всего проявляющимся в зимний сезон. Наличие подводного Апшеронского порога препятствует глубинному во-

дообмену между Средним и Южным Каспием, способствует формированию в них своеобразных гидрологических структур. Замкнутость моря исключает адвекцию вод из других бассейнов.

Характер вертикального распределения температуры и солености в Среднем и Южном Каспии в основные сезоны года показан на рис. 7.1.

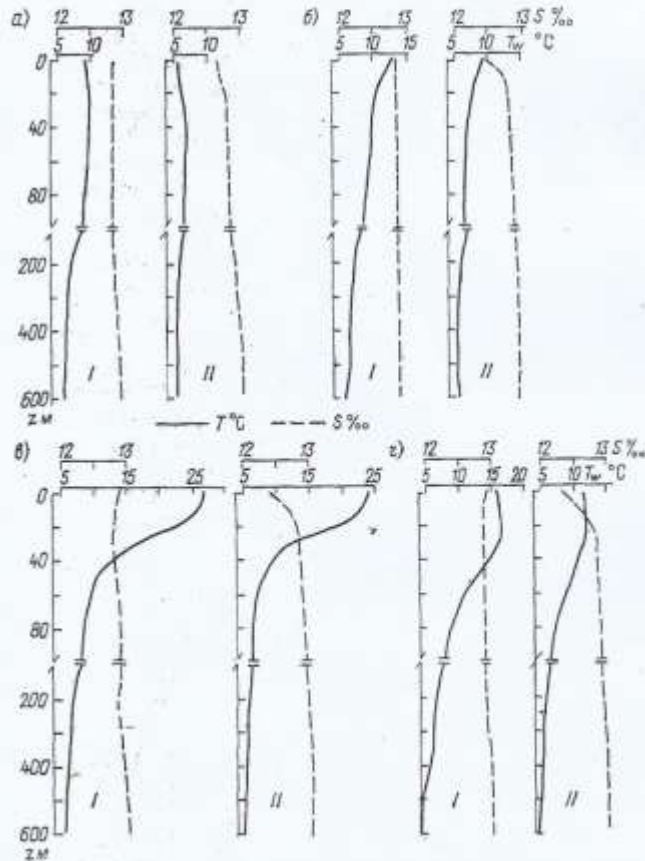


Рис. 7.1. Вертикальное распределение температуры воды T_w и солености S в Южном (I) и Среднем (II) Каспии. а — февраль; б — апрель; в — август; г — октябрь.

Зимой вследствие интенсивного развития процессов конвективного перемешивания изменения температуры по вертикали весьма незначительные, особенно в средней части моря. При этом в верхнем слое воды — в Среднем Каспии до 50—70 м, в Южном — до 30—50 м — вертикальные градиенты температуры положительные. Это связано с активным развитием зимней вертикальной циркуляции и образованием на нижней границе ее распространения теплого промежуточного слоя. Глубже 75 м в Среднем и 50 м в Южном Каспии температура воды с глубиной незначительно понижается, ее вертикальные градиенты отрицательные. Среднее значение вертикальных изменений температуры зи-

мой составляет в средней части моря 0,5—1,5°C, а в южной — 3—4°C.

Летом вертикальный профиль температуры имеет трехслойный характер. В верхнем слое толщиной 10—15 м температура однородная в результате ветрового перемешивания. Ниже, примерно до горизонтов 30—50 м, располагается сезонный термоклин, в котором средние вертикальные градиенты температуры достигают 0,3—0,5°C на метр. Под термоклином, в глубинных слоях воды, температура, как и зимой, незначительно понижается ко дну. При этом летом в обеих частях моря она на 0,1—0,2°C ниже, чем зимой, что служит показателем влияния процессов конвекции, распространяющейся в толще воды. Вертикальные различия температуры летом достигают в средней части моря 18—19°C, а в южной 20—22°C.

Вертикальные профили температуры в переходные сезоны отражают процессы прогрева вод моря весной и их охлаждения осенью (рис. 7.1 б, г).

Распределение солёности в Каспийском море, за исключением северной части и предустьевых взморьев рек, отличается большой однородностью. С глубиной она незначительно увеличивается от поверхности до дна — на 0,5—0,6‰ в Среднем Каспии и на 0,1—0,2‰ — в Южном, достигая 13,0—13,1‰. В верхнем слое Среднего Каспия от зимы к лету солёность понижается на 0,2—0,3‰ за счет влияния речного стока, в Южном Каспии ее сезонные изменения незначительны. В течение всего года солёность в верхних слоях южной части моря на 0,2—0,5‰ больше, чем в средней (см. рис. 7.1).

Средние значения температуры и солёности в глубоководных частях моря приводятся в табл. 7.1. Как видно из таблицы, несмотря на интенсивный прогрев верхних слоев моря в теплый

Таблица 7.1

Средние значения температуры и солёности в глубоководных частях Каспийского моря

Месяц	Средний Каспий		Южный Каспий	
	$T_{\text{гб}}$ °C	S ‰	$T_{\text{гб}}$ °C	S ‰
Февраль	5,65	12,93	7,03	12,94
Апрель	5,60	12,91	6,96	12,89
Август	6,42	12,96	7,70	12,92
Ноябрь	6,00	12,95	7,03	12,97

сезон, средние значения температуры низкие, в чем также проявляется влияние зимней конвекции, формирующей температурный режим основной толщи вод моря. Вместе с тем по средним значениям температуры прослеживаются ее сезонные изменения — в августе она на 0,7°C выше, чем в феврале. В Южном Каспии в течение всего года температура на 1,0—1,4°C выше, чем в Среднем. Средние значения солёности подтверждают ее однородность, незначительные различия находятся в пределах точности расчетов.

По совокупности физико-химических и биологических характеристик в Каспийском море были выделены следующие водные массы: северокаспийская, верхняя каспийская, глубинные средне- и южнокаспийские [220]. Отметим, что классический метод выделения водных масс по T, S -кри-

вым в Каспийском море не работает, так как вертикальное распределение солёности в нем очень однородное. Поэтому для идентификации водных масс в Каспии использовались соотношения температуры и содержания кислорода — T, O_2 -кривые. В настоящей работе этот анализ также был проведен на значительно более обширном материале. Пространственное распределение содержания кислорода получено аналогично температуре и солёности.

Северокаспийская водная масса, занимающая северную часть моря, имеет очень незначительный объем. Она формируется под влиянием обильного речного стока, распространяющегося в мелководном Северном Каспии. Южную границу северокаспийских вод условно выделяют по солёности 11‰. Температура этой водной массы имеет резко выраженный сезонный ход — от 0°C зимой до 25°C летом.

Основными условиями формирования верхней каспийской водной массы являются процессы зимнего охлаждения и перемешивания, летнего прогрева и различные динамические процессы, происходящие в верхнем слое моря. За нижнюю границу этой водной массы принимают среднюю глубину распространения зимней вертикальной циркуляции: до 150—200 м в Среднем Каспии и 50—100 м в Южном. На нижней границе этой водной массы происходит существенное понижение содержания кислорода. В летней модификации выделяется хорошо прогретый и перемешанный верхний слой толщиной до 20—30 м, ограниченный снизу резким термоклином.

Формирование глубинных вод происходит зимой в основном в результате плотностного стока холодных вод из северных районов моря, а также с восточного шельфа. Эти воды опускаются в глубинные слои Среднекаспийской котловины, а переливаясь через Апшеронский порог поступают и в Южнокаспийскую впадину. В суровые зимы участие в формировании этих вод принимает и зимняя вертикальная циркуляция.

Анализ T, O_2 -кривых подтверждает объективность существования выделенных водных масс. На T, O_2 -кривых для лета нижняя граница верхней каспийской водной массы четко выделяется по уменьшению содержания кислорода и градиентов температуры на горизонтах 150—200 м в Среднем Каспии и 75—100 м в Южном (рис. 7.2 а). На T, O_2 -кривых для зимы граница между верхней и глубинными водными массами выражена менее отчетливо, но все же ее можно выделить по следующим признакам. Слой распространения зимней вертикальной циркуляции, определяющий верхнюю каспийскую водную массу, выделяется по теплой прослойке вод и характеризуется меньшими вертикальными изменениями содержания кислорода: в Среднем Каспии — до глубины 100 м, в Южном — до 50 м. Обобщенные характеристики водных масс приведены в табл. 7.2.

Указанные характеристики водных масс весьма близки к полученным ранее [220].

Дополнительную количественную информацию об основных гидрологических характеристиках вод Каспийского моря дает анализ статистических объемных T, S -диаграмм, позволяющий судить

о термохалинном разнообразии вод изучаемого бассейна [264].

Объемные T, S -диаграммы рассчитывались на основе вышеуказанного массива по классам, имеющим интервалы по температуре 1°C и солености

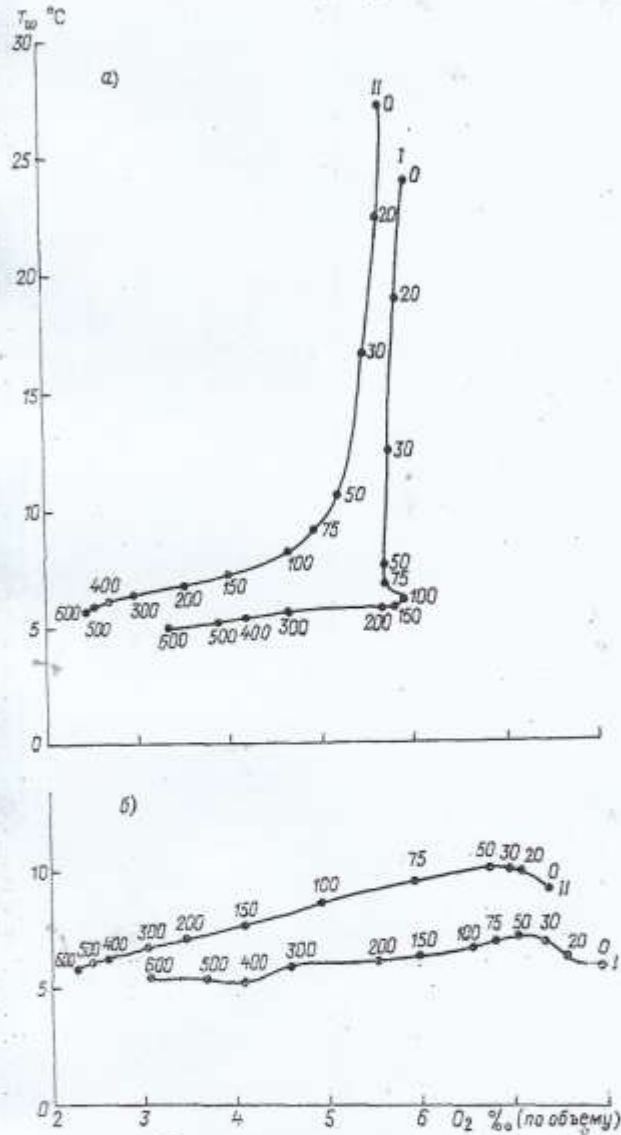


Рис. 7.2. T, O_2 -кривые.
а — август; б — февраль.
I — Средний Каспий; II — Южный Каспий.

Таблица 7.2

Т, S, O_2 -характеристики водных масс Каспийского моря			
Водная масса	$T_{\text{ш}}$ °C	S ‰	O_2 (‰ по объему)
Северокаспийская:			
зима	0	0,2—11,0	8—10
лето	25		5—7
Верхняя каспийская:			
зима	4—10	12,6—13,0	7—8
лето	6—26		5—6
Глубинная среднекаспийская	4,5—5,5	12,8—13,0	3,5—5,5
Глубинная южнокаспийская	5,8—6,5	12,8—13,1	2,0—4,0

0,2‰. При построении объемных T, S -диаграмм вся толща воды от поверхности до дна для каждой трапеции подразделялась на слои метровой толщины. Значения температуры и солености в этих слоях вычислялись при помощи линейной

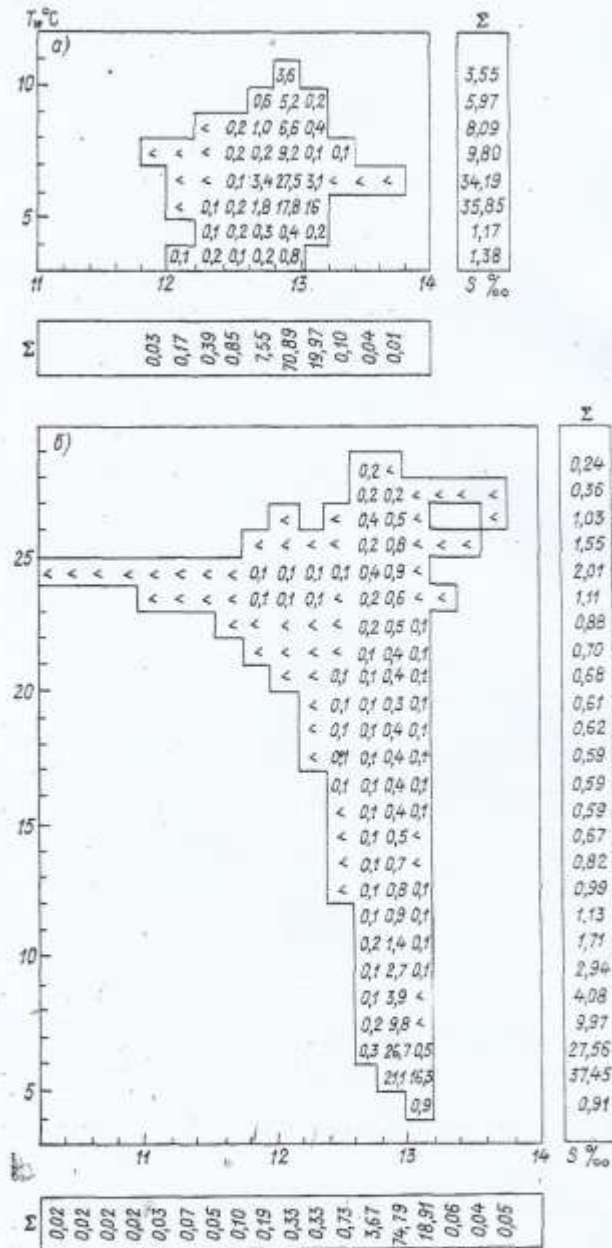


Рис. 7.3. Статистические объемные T, S -диаграммы.
а — февраль; б — август. Знак «<» означает, что объем воды здесь меньше 0,1 %.

интерполяции между их значениями на стандартных горизонтах. В итоге проводился подсчет объемных единиц, имеющих T, S -соотношения данного класса. Объемная единица равна объему параллелепипеда метровой высоты с 20-минутным основанием.

На рис. 7.3 приведены объемные T, S -диаграммы для февраля и августа. На них указаны относительные объемы вод в процентах к общему

объему вод моря. Справа указано одномерное распределение объемов для температуры, внизу — для солености. T, S -диаграммы ограничены снизу значением солености 11‰. Это объясняется тем, что воды с меньшей соленостью занимают всего около 1% общего объема вод Каспийского моря, и этот участок диаграммы не приводится.

Анализ объемных T, S -диаграмм подтверждает, что соленость большей части вод Каспия изменяется в очень узких пределах — от 12,6 до 13,2‰, причем более 70% вод во все сезоны имеет соленость 12,8—13,0‰.

Воды с температурой 5—7°C занимают 70% всего объема моря в зимний сезон и около 65% летом. Распределение температуры воды летом отличается от зимнего наличием второй моды в диапазоне температур 23—27°C. На этот диапазон приходится около 6% всего объема вод, и формирование этой моды связано с летним прогревом верхнего слоя моря. Зимой эта мода исчезает в результате охлаждения и развития конвективного перемешивания.

Объемы указанных выше водных масс существенно различаются. Северокаспийская водная масса занимает меньше 1% всего объема моря. Объем верхней каспийской водной массы составляет около 30—35% объема моря. Большую ее часть (64—69%) занимают глубинные водные массы.

7.2. Конвективное перемешивание

В замкнутом Каспийском море конвективное перемешивание играет первостепенную роль в формировании гидрологической структуры вод, вентиляции придонных слоев. Благодаря активному развитию процессов конвекции, охватывающим всю толщу вод моря, происходит интенсивный обмен между верхними и глубинными слоями, выравнивание градиентов гидрологических характеристик.

Ввиду большой меридиональной протяженности Каспийского моря и разнообразия гидрометеорологических условий в разных его частях в море наблюдаются три типа конвективного перемешивания: полярный, субполярный и субтропический [164]. Полярный тип характерен для северной части моря, где зимой происходит ледообразование. В большинстве районов средней и южной его частей конвекция протекает по субполярному типу — только за счет охлаждения поверхностных слоев воды. В мелководных районах, заливах у восточного берега Среднего и особенно Южного Каспия, где летом наблюдается осолонение поверхностного слоя вследствие сильного испарения, отмечается субтропический тип конвекции.

Конвективное перемешивание в период охлаждения — зимняя вертикальная циркуляция — развивается по всей акватории Каспия, но в разных районах имеет свои особенности. Оценка этого процесса была сделана с помощью расчета количества тепла q_z в джоулях, которое должно быть отдано 1 м² поверхности моря при условии распространения зимней вертикальной циркуляции до заданного горизонта [164]. Для расчетов были использованы материалы многолетних гидрологических наблюдений на стандартных поперечных раз-

резах через море, выполненных перед началом охлаждения в августе.

Расчеты показывают, что в мелководном Северном Каспии зимняя вертикальная циркуляция может доходить до дна очень быстро при охлаждении воды до температуры наибольшей плотности*. В дальнейшем при замерзании моря увеличение плотности воды происходит за счет осолонения при ледообразовании.

В глубоководных частях моря к началу охлаждения верхний слой воды толщиной 10—20 м обычно хорошо перемешан и может быть быстро охвачен конвекцией. Теплоотдача в этом слое на всех разрезах происходит довольно равномерно. Значительная потеря тепла требуется для разрушения термоклина, сохраняющегося к началу осени на горизонтах 30—50 м. Ниже этого слоя процесс теплоотдачи снова протекает довольно равномерно, так как вертикальные градиенты гидрологических характеристик и устойчивость невелики.

Характерно, что у восточного берега моря условия для развития зимней вертикальной циркуляции более благоприятные, чем в других районах. В Среднем Каспии это связано с малыми вертикальными градиентами температуры в зоне апвеллинга, в Южном — с уменьшением вертикальных градиентов солености в верхнем слое за счет летнего испарения. В северо-западной части моря и вдоль западного берега Среднего Каспия, наоборот, развитие конвекции затрудняется вертикальной стратификацией температуры и солености, вызываемой интенсивным летним прогревом и распространением опресненных северокаспийских вод. В связи с этим значение теплоотдачи (q_z), необходимое для перемешивания одного и того же слоя воды, в разных районах моря может различаться в два раза. В конкретном районе возможность развития конвекции в разные годы зависит от характера распределения гидрологических характеристик, наблюдаемого к началу охлаждения и способного ускорять или замедлять ход процесса.

В слое воды, охваченном зимней вертикальной циркуляцией, наблюдается однородное распределение температуры, солености, плотности воды, высокое содержание кислорода. Нижняя граница этого слоя четко выделяется по повышенным градиентам этих характеристик. Таким образом, зная вертикальное распределение гидрологических и гидрохимических параметров в конце периода охлаждения, можно довольно точно установить глубину распространения зимней вертикальной циркуляции в разных частях моря.

Исходя из этого, реальная глубина распространения конвективного перемешивания в Каспий-

* Ввиду того что Каспийское море — солоноватый водоем ($S < 24,7$ ‰), температура наибольшей плотности его воды (θ) выше температуры замерзания (τ), и при разной солености эти величины для Каспия равны:

S ‰	τ °C	θ °C
1	-0,06	3,74
5	-0,29	2,80
10	-0,58	1,65
13	-0,75	0,96

(Океанологические таблицы для Каспийского, Аральского и Азовского морей, 1964).

ском море определялась путем анализа вертикального распределения условной плотности (σ_t) и содержания кислорода по материалам зимних гидрологических съемок в феврале — начале марта

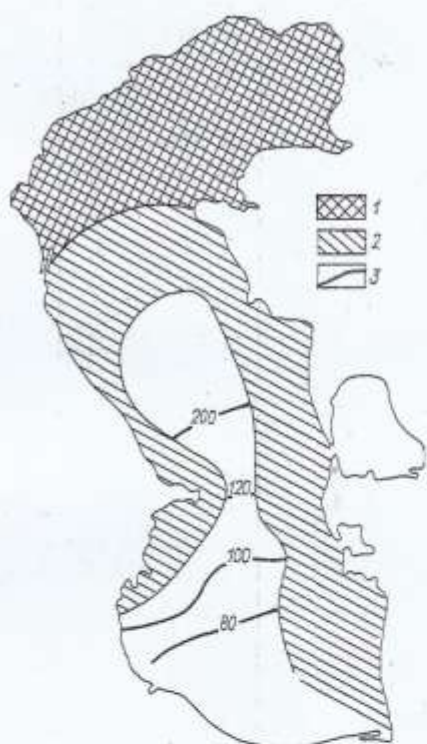


Рис. 7.4. Средняя глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море.

1 — циркуляция доходит до дна и сопровождается образованием льда; 2 — циркуляция доходит до дна только за счет понижения температуры; 3 — глубина распространения зимней вертикальной циркуляции, м.

почти за 20-летний отрезок времени. За нижнюю границу конвекции принимался слой значительного возрастания плотности и уменьшения содержания кислорода.

В связи с тем что охлаждение моря уменьшается в направлении с севера на юг, глубина распространения зимней вертикальной циркуляции также уменьшается в этом направлении (рис. 7.4).

В мелководном Северном Каспии циркуляция доходит до дна весьма быстро (уже в ноябре — декабре) и сопровождается ледообразованием. В Среднем Каспии конвекция охватывает слой от 150—200 до 100—120 м, и, следовательно, в районах с меньшими глубинами во многие годы доходит до дна. В центральных районах южной части моря глубина распространения конвекции в среднем равна 80—100 м, а на самом юге, в иранских водах — 40—60 м [50].

По данным повторных наблюдений, проведенных на одних и тех же разрезах, наиболее интенсивное развитие зимней циркуляции в открытых районах Каспия происходит с декабря по февраль. У берегов, где охлаждение больше, конвекция происходит быстрее, чем в открытом море.

Анализ распределения гидрологических характеристик и содержания кислорода в разных районах моря показал, что в зависимости от суровости зимы глубина вертикальной циркуляции может изменяться в широких пределах, особенно в Среднем Каспии (рис. 7.5). На разрезе Дивичи — Кендерли в умеренные и мягкие зимы циркуляция распространяется до горизонтов 150—200 м, а в суровые зимы часто охватывает всю толщу вод, доходя до дна (1969, 1973 гг.).

Над Апшеронским порогом (разрез о. Жилой — м. Куули) в суровые и умеренные зимы конвекция доходит до дна (1969 г.) либо почти до дна (1973 г.). При меньшем охлаждении ее нижняя граница располагается на горизонте 100—110 м. Конвективному перемешиванию в этом районе спо-

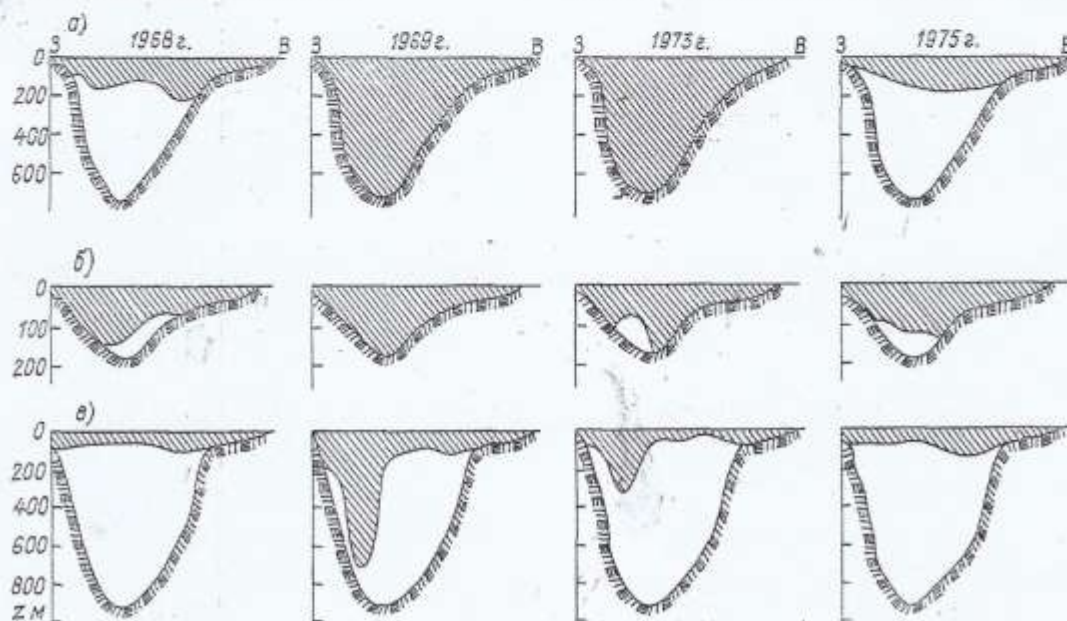


Рис. 7.5. Глубина распространения зимней вертикальной циркуляции (штриховка) в феврале в различные по суровости зимы на разрезах.

а — Дивичи — Кендерли; б — о. Жилой — м. Куули; в — о. Курянский Камень — о. Огурчинский.

способствует активное развитие динамических процессов — волнения, течений, интенсивного водообмена.

В Южном Каспии на разрезе о. Куринский Камень — о. Огурчинский глубина распространения зимней вертикальной циркуляции изменяется от 100—150 м в суровые и умеренные зимы до 70—80 м — в мягкие. Интересно, что в некоторые суровые зимы глубина конвекции в западной половине моря была существенно больше, чем в восточной. В феврале экстремально холодной зимы 1968-69 г. вблизи западного берега толщина однородного охлажденного слоя превышала 600 м (рис. 7.5). Вероятная причина этого явления заключается в адвекции в Южный Каспий вдоль западного берега более холодных вод из северных районов моря.

В мягкие и многие умеренные зимы (особенно в Южном Каспии) температура воды в слое, охваченном зимней вертикальной циркуляцией, остается выше, чем в нижележащих слоях. В суровые зимы в случае распространения конвекции до дна происходит выравнивание гидрологических характеристик во всей толще воды. В море возможны ситуации, когда при интенсивном охлаждении поверхностных вод на промежуточных горизонтах образуется теплый слой, характеризующий глубину проникновения конвекции к данному времени. При дальнейшем развитии перемешивания теплый промежуточный слой нивелируется.

Несмотря на то что зимняя вертикальная циркуляция не доходит до дна глубоководных впадин Среднего и Южного Каспия, придонные слои моря отличаются низкой температурой и наличием кислорода, что свидетельствует о хорошей вентиляции и быстром обновлении глубинных вод. Перемешивание и вентиляция придонных слоев Каспия также обуславливаются конвекцией и происходят за счет погружения вод с высокой плотностью, охлаждающихся на мелководьях — «шельфового эффекта». Подобное явление довольно широко распространено в морях полярных и умеренных широт. В результате охлаждения воды сначала достигают дна в мелководных районах, а затем вследствие большой плотности «стекают» по склонам дна и вдоль своих изопикнических поверхностей в области больших глубин. Возникающая при этом циркуляция способствует вентиляции придонных слоев. В качестве примеров можно упомянуть, что плотностной сток вод, охладившихся в мелководных районах, наблюдается в Карском и Баренцевом морях; он характерен для северных частей Адриатического и даже Красного морей. Адвекция вод с низкой температурой из северо-западной части Черного моря служит одной из главных причин образования холодного промежуточного слоя, наблюдаемого на всей его акватории.

В Каспийском море холодные воды с высокой плотностью формируются в обширном мелководном районе вблизи кромки льда в Северном Каспии и на северном склоне Среднекаспийской впадины. Сильное выхолаживание, а также осолонение при ледообразовании создают условия для образования здесь вод с такой плотностью, которая позволяет им погружаться до самых больших глубин Среднекаспийской впадины.

Материалы нескольких экспедиций кафедры океанологии МГУ, проведенных в районе форми-

рования вод высокой плотности, показали, что этот процесс происходит следующим образом. Поток теплых вод (5—6 °С) из южных районов моря, имеющих соленость 12,9—13,0‰ и пониженное содержание кислорода, распространяется на север в восточной половине Среднего Каспия. В районе кромки льда они охлаждаются (а иногда и осолоняются) и приобретают высокую плотность ($\sigma_t = 11,1 \dots 11,3$ усл. ед.). В промежуточных слоях Среднего Каспия $\sigma_t = 10,9 \dots 11,0$, а у дна 11,1—11,3 усл. ед. Таким образом, воды из северных районов могут стекать до дна Дербентской котловины.

Стеkanie вызывает компенсационный подток среднекаспийских вод в район кромки льда, где происходят их охлаждение и уплотнение, и тем самым создается своеобразная циркуляция. Именно такая циркуляция определяет существенную роль стекающих вод в вентиляции глубинных слоев моря несмотря на то, что объем вод, одновременно охлаждающихся в северных районах, сравнительно небольшой.

Выхолаживание вод зависит от суровости зимы и поэтому возможность плотностного стока в разные годы неодинакова. Однако сравнение условной плотности в районах образования холодных вод (разрез о. Чечень — п-ов Мангышлак) и их распространения (разрез Дивичи — Кендерли) показывает, что в феврале значения σ_t на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак становятся несколько больше, чем на разрезе Дивичи — Кендерли не только в суровые и умеренные, но и в некоторые мягкие зимы. В мягкие зимы, когда кромка льда отодвигается к северу, плотность воды в мелководных районах повышается за счет интенсивного подтока более соленых среднекаспийских вод. В суровые зимы при интенсивном выхолаживании появляется возможность стекания вод с восточного шельфа моря, в частности из Казахского залива [223].

Формирование и вентиляция глубинных вод Южного Каспия происходят главным образом благодаря поступлению среднекаспийских вод через Апшеронский порог и опусканию их вдоль склона дна в глубинные слои южнокаспийской впадины. Так, распределение условной плотности на продольном разрезе по 51° в. д. в феврале 1965 г. показывает, что опускание среднекаспийских вод происходило до 500—600 м. Это подтверждается распределением кислорода, которое уменьшалось вдоль южного склона Апшеронского порога от 5 до 3—3,5‰ (по объему) у дна. Вместе с тем в центральной части Южного Каспия происходил компенсационный подъем глубинных вод, обедненных кислородом, и в промежуточных слоях 150—500 м наблюдался минимум кислорода — 2—2,5‰ (по объему) (рис. 7.6).

Кроме того, в Южном Каспии существует возможность плотностного стока осолоненных вод с восточного шельфа — из Туркменского залива и других районов. Летом на шельфе происходит осолонение вод до 13,2—13,4‰. Зимой при понижении температуры воды до 8—9 °С плотность этих вод возрастает до 10,9—11,0 усл. ед., что позволяет им опускаться до значительных глубин. Это подтверждается довольно частыми случаями нахождения в глубинных слоях Южного Каспия вод

с соленостью более 13‰. Однако объем осолоненных вод и их роль в вентиляции глубинных слоев Южного Каспия гораздо меньше, чем вод, переливающихся через Апшеронский порог.

Процесс плотностного стока вод из северных районов моря весьма наглядно прослеживается по

лаанный в ГОИНе, показал, что в 1910—1930 гг. условий для опускания вод до дна Дербентской котловины не было, но уже в начале 40-х годов такая возможность появилась, а к началу 60-х годов плотность вод в районе охлаждения стала выше, чем в Среднекаспийской впадине. Анало-

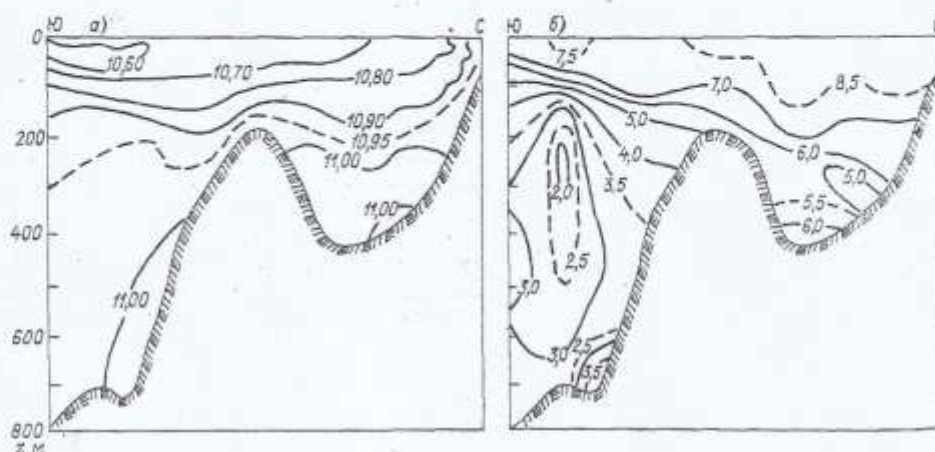


Рис. 7.6. Распределение условной плотности (усл. ед.) (а) и содержания кислорода (% по объему) (б) в Каспийском море на меридиональном разрезе по 51° в.д. в январе — феврале 1965 г.

глубине залегания изопикнической поверхности $\sigma_t = 11,0$ усл. ед. в феврале (рис. 7.7). На рисунке видно, что при среднемноголетних условиях вполне возможно опускание вод такой плотности в Дербентскую котловину. В глубинных слоях над Апшеронским порогом эти воды поступают в Южный Каспий, где выделяются в слое от 400—700 м.

Согласно ориентировочным расчетам, время распространения вод с такой плотностью из северных районов моря в южные занимает около полугода. Это подтверждается и сезонными изменениями гидрологических характеристик в придонных слоях Среднего и Южного Каспия. Адвекция вод высокой плотности — эффективный фактор формирования и вентиляции придонных слоев Каспийского моря.

Плотность вод в северных районах моря и глубина их погружения зависят не только от температуры, но и от солености воды. Так, при температуре 1,5°C условная плотность воды соленостью 5‰ равна всего 4,4 усл. ед., соленостью 9‰ — 7,8 и 13‰ — 11,2 усл. ед. Как указывалось, воды с плотностью 11,2—11,3 усл. ед. могут погружаться на большие глубины, но уже воды с плотностью 7,8 усл. ед. глубоко опускаться не могут, так как в верхних слоях Среднего Каспия зимой плотность составляет 10—11 усл. ед. Поэтому многолетнее изменение солености в северных районах Каспия послужило причиной изменения условий перемешивания его вод.

За длительное время понижения уровня моря, сопровождавшегося уменьшением объема опресненных вод и повышением солености Северного Каспия, плотность вод, охлаждающихся зимой в северных районах, повысилась, глубина их погружения возросла и как следствие улучшилась вентиляция придонных слоев Среднего Каспия. В дальнейшем более благоприятными стали и условия перемешивания в южной части моря.

Анализ многолетних изменений вертикального распределения плотности в Среднем Каспии, сде-

гичные изменения распределения плотности отмечены в Южном Каспии и в районе Апшеронского порога [301].

Долговременные изменения глубины распространения конвективного перемешивания отражаются на условиях вентиляции придонных слоев



Рис. 7.7. Средняя глубина залегания (м) изопикнической поверхности $\sigma_t = 11,0$ усл. ед. в Каспийском море в феврале.

моря. При относительно стабильном положении уровня Каспия, до начала 30-х годов, глубинные воды вентилировались слабо, в них наблюдалось присутствие сероводорода [50].

После резкого понижения уровня моря, в 50—60-х годах, когда конвекция стала проникать глубже, произошло улучшение вентиляции придонных слоев сначала Среднего, а затем Южного Каспия: сероводород исчез, появился кислород. Этот процесс продолжался в течение всего периода последнего понижения уровня, и в 70-х годах среднее содержание кислорода в толще вод Каспия по сравнению с 30-ми годами увеличилось на 1‰ (по объему). Вследствие улучшения аэрации глубинных вод активнее стали процессы фотосинтеза в море, о чем свидетельствует повышение насыщения вод кислородом.

Наблюдения последних лет показывают, что на современном этапе жизни моря (подъем уровня, увеличение стока Волги) условия перемешивания вод снова могут ухудшиться и приблизиться по ха-

рактеру к наблюдавшимся до понижения уровня в 30-х годах.

В придонных слоях Южного Каспия перемешивание вод возможно также за счет придонной конвекции, возбуждаемой потоком тепла ото дна. Среднее его значение, по измерениям в Южном Каспии, равно $0,0628 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, т. е. примерно такое же, как в океане. Существование придонной конвекции подтверждается наблюдавшимися случаями сверхадиабатического повышения температуры воды на придонных горизонтах от $0,02$ до $0,2^\circ\text{C}$.

Проведенная количественная оценка условий возникновения придонной конвекции показала, что в большинстве случаев толщина придонного конвективного слоя составляет $100\text{—}200$ м. Хотя отрицательные градиенты условной плотности в этом слое очень малы, учитывая общую плотностную однородность глубинных слоев моря, они вполне достаточны для возникновения придонной конвекции в Южном Каспии [223].