

Глава 3

СЕВЕРНЫЙ КАСПИЙ

СГОНО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

В мелководном Северном Каспии непериодические сгонно-нагонные колебания уровня и связанные с ними течения оказывают существенное влияние на формирование его гидрологических условий.

Основные факторы, определяющие характеристики сгонов и нагонов — величину, продолжительность, дальность распространения, — это барические градиенты и связанные с ними ветры (их направление, скорость и время действия), глубина моря, морфологические особенности дна и берегов, наличие водной растительности и ледового покрова.

Часто повторяющиеся на Северном Каспии юго-восточные и восточные ветры вызывают нагон у западного и северо-западного побережий моря и на устьевом взморье Волги и сгон у восточных берегов, от о-ва Бузачи до Ремонтных Шалыг. Северо-западные и западные, также часто наблюдающиеся здесь ветры, вызывают противоположный эффект в кратковременных колебаниях уровня моря.

На устьевом взморье Волги развитию сгонно-нагонных явлений способствует бар, который суживает сечение потока и препятствует проникновению нагона (сгона) на мелководную часть взморья. Поэтому на участках взморья, расположенных за морским устьевым баром сгонно-нагонные колебания уровня выражены слабо. Затуханию нагонов и сгонов на взморье способствуют также речной сток и широко развитая водная растительность.

Ледяной покров и особенно неподвижный лед уменьшают величину сгонно-нагонных колебаний уровня. Так, в зависимости от положения кромки припая величина нагона у о-ва Укатный может уменьшаться наполовину, а в восточной части Северного Каспия — в три раза.

В Северном Каспии выделяются две зоны значительных нагонных колебаний уровня: западное побережье и район морского устьевого бара Волги (от Брянской косы до о-ва Новинский) и северо-восточное и восточное побережье на участке от Мартышечьей косы до м. Бурунчук. В западной

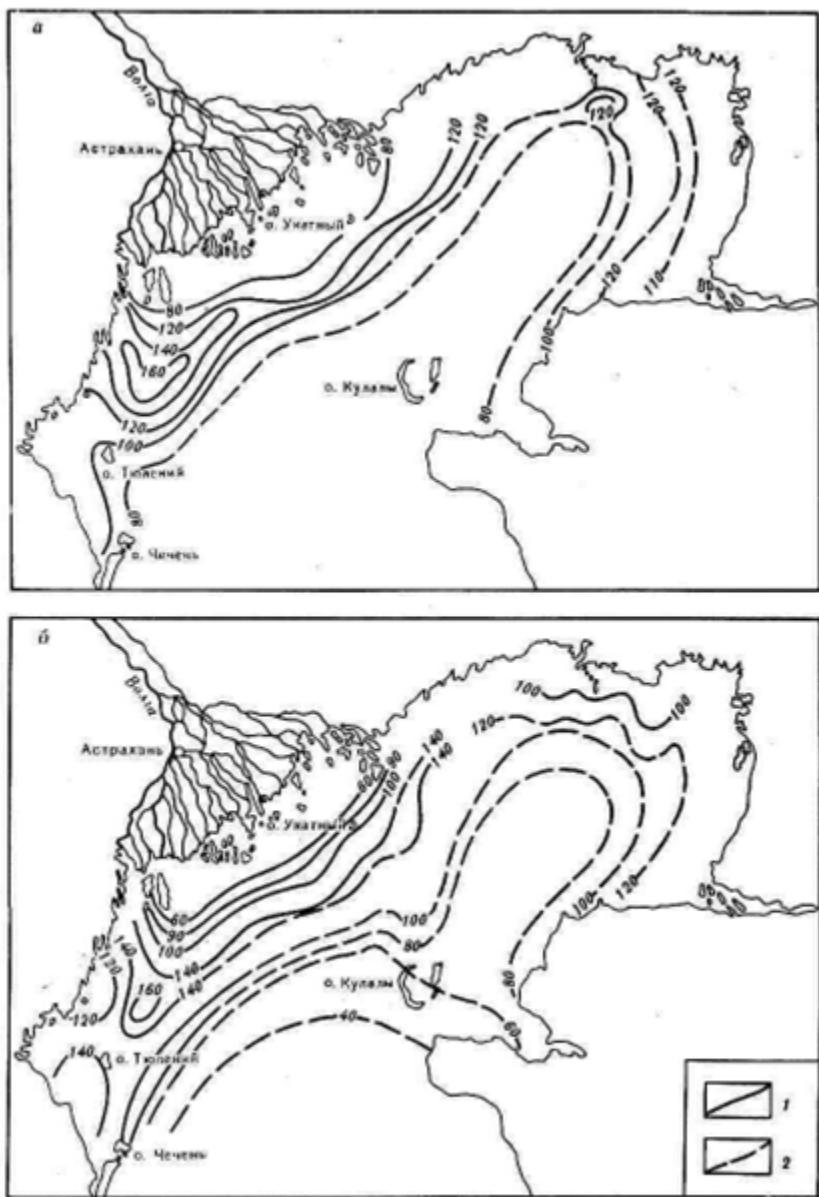


Рис. 23. Величина (в см) нагона (а) и сгноя (б), возможных один раз в год
 1 – по наблюдениям, 2 – по расчетам

части моря наибольшие нагоны отмечались у пос. Каспийский (4,5 м), в восточной — у пос. Жилая Коса (2,3 м); максимальные сгоны наблюдались соответственно у плавмаяка Волго-Каспийский (2,3 м) и у Ракушечного рейда и о-ва Зюйдвестовая Шалыга (1,5 м). В некоторых районах восточной части Северного Каспия сгоны могут достигать 2,5—3,0 м (в ноябре 1952 г.). Значительные сгоны наблюдаются также на акватории моря между устьевым морским баром Волги и свалом глубин. Характерно, что величина сгонов сначала увеличивается от берега в сторону открытого моря, достигает максимума на некотором удалении от него и затем уменьшается по мере возрастания глубин.

На свале глубин (7—10 м) величина максимальных нагонов составляет 1,0—1,2 м, а сильных сгонов — 1,0—1,4 м. В Уральской бороздине подъем уровня при нагонах не превышает 0,8 м (рис. 23). Средняя продолжительность нагона в рассматриваемых районах составляет 4,8 суток, максимальная — 8,1 суток. Средняя продолжительность сгона не превышает 3,3 суток, максимальная — 7,2 суток.

До резкого падения уровня моря в 30-х годах сгонно-нагонные колебания уровня на морском крае дельты Волги были значительными и свободно распространялись в дельту, достигая Астрахани и даже с. Верхнее Лебяжье. После понижения уровня моря величина нагонов у морского края дельты Волги значительно уменьшилась и редко превышала 10 см. Распространение нагонной волны в дельту Волги отмечалось лишь в экстремальных случаях. Так, при исключительном нагоне в ноябре 1952 г., достигшем у пос. Каспийский максимальной величины 4,5 м, наибольший подъем уровня на морском крае дельты составил 1,0—1,5 м, у Астрахани — 0,4 м.

Пологость берегов Северного Каспия и прибрежных участков дна приводит к тому, что при нагонах затапливаются значительные площади суши, а при сгонах — осушаются большие акватории прибрежных мелководий.

На западном побережье моря, на участке Кизлярский залив — с. Вышка, при сильных нагонах зона затопления может достигать ширины 30—50 км, на северном, на меридиане о-ва Новинский, — 40—50 км, на участке Дементьевская коса — устье Урала — 5—10 км, на восточном, от устья Урала до п-ова Дурнев, — 30—40 км.

При сильных сгонных ветрах вдоль западного, северного и восточного берегов Северного Каспия могут образовываться осушные зоны шириной до 10—15 км. Большие площади акватории обсыхают при сгонах также в районе устьевого морского бара Волги. Поэтому сведения о характере сгонно-нагонных явлений в Северном Каспии, своевременное их прогнозирование имеют первостепенное значение для успешного развития хозяйственной деятельности в прибрежной зоне суши и моря.

В северной части Каспия имеют место и правильные суточные колебания уровня, вызываемые бризами, с минимумом утром и максимумом во второй половине дня. Они наблюдаются в теплый период года, чаще всего в июле, на всей акватории моря, причем наибольшая величина этих колебаний отмечается на глубинах 1,5—2,0 м.

В большинстве случаев высота бризовых колебаний уровня не превышает 10—20 см, но иногда может достигать 40—50 см. Кроме колебаний

уровня с суточной периодичностью часто выделяются колебания с периодами, близкими к естественным синоптическим, — от 4 до 12 суток. Колебания уровня синоптического периода в Северном Каспии, как и во всем море, нуждаются в детальном изучении.

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

В Северном Каспии наблюдается в основном ветровое волнение. Зыбь (приходящая, как правило, с юго-востока) развивается здесь редко.

Величина параметров волн, зависящая от скорости и продолжительности ветра, в условиях мелкого моря связана также с глубиной места. Уже при ветре со скоростью 5—9 м/с волны на мелководье могут достигать своих предельных размеров.

Наибольшие величины элементов волн в Северном Каспии следующие: высота — 5 м, период — 10 секунд, длина — 85 м. В районе свала глубин отмечаются волны высотой 2 м, южнее высота их увеличивается до 4 м и более.

В западной части Северного Каспия (о-в Тюлений) наибольшую повторяемость имеет волнение юго-восточного и восточного направлений, в северо-восточном районе моря (о-в Зюйдвестовая Шалыга) — западного и восточного направлений. В южных районах водоема преобладает восточное и северное волнение.

Наиболее слабое волнение наблюдается в летние масяцы (май–июль), когда нередки случаи полного штиля на всей акватории северной части моря.

Средняя годовая повторяемость волн высотой менее 0,5 м составляет 58,6%, 0,5—1,0 м — 27,5, 1,0—2,0 м — 13, 2,0—3,0 м — 0,8 и более 3,0 м — 0,1%.

ТЕЧЕНИЯ

Исследования течений Северного Каспия началось фактически одновременно с возникновением общего интереса к этому бассейну. Однако лишь после создания современной приборной базы (1950—1960-е гг.) стало возможным проведение работ по изучению общих статистических закономерностей полей течений.

Исследования показали, что скорости течений в Северном Каспии изменяются от нескольких до 100 см/с. Максимальные скорости, приближенно рассчитанные путем экстраполяции зависимости скорости течений от скорости ветра, могут достигать 1,2—1,3 м/с при скорости ветра 24—28 м/с. Кривая распределения вероятностей модуля скорости течений хорошо аппроксимируется кривой распределения Рэлея. Наибольшая вероятность приходится на скорости 11—12 см/с. Средняя скорость течений для различных районов Северного Каспия равна 14—18 см/с. Направления течений с наибольшими абсолютными и средними скоростями совпадают с направлениями течений наибольшей повторяемости. Эти течения направлены вдоль морского устьевого бара Волги и северного побережья, а в западном и восточном прибрежных районах — вдоль береговой черты Северного Каспия. В связи с этим основной перенос воды происходит вдоль его главной оси на юго-запад и северо-восток.

Таблица 26
Среднемесячные скорости ветра, разность условной плотности воды
и средних скоростей течений между поверхностным и придонным слоями
в районе свала глубин взморья Волги
(плавмаяк Астраханский приемный, 1961–1979 гг.)

Характеристика	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Средняя скорость ветра, м/с	6,9	6,6	5,9	5,5	4,8	6,1	6,0	7,0
Разность условной плотности воды	1,50	1,88	2,71	3,07	1,35	0,89	0,46	0,3
Разность средних скоростей течений, см/с	7	6	7	7	4	2	2	2

Таблица 27
Средние скорости течений (в см/с) в западной части Северного Каспия
(плавмаяк Астраханский приемный, 1961–1979 гг.)

Горизонт, м	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Среднее значение
0	19,0	17,9	16,8	14,7	13,2	15,0	14,3	14,8	15,7
5	16,6	16,5	16,0	14,2	14,3	15,6	14,2	14,1	15,2
9	11,4	11,9	10,1	8,2	9,8	13,1	12,8	12,0	11,1

Соотношения средних скоростей поверхностного и придонного слоев изменяются по сезонам года в зависимости от разности плотности воды и средней скорости ветра. Для районов с глубинами более 8 м чем больше средние месячные скорости ветра и чем меньше разность плотности воды поверхностного и придонного слоев, тем меньше различия в величинах скоростей, а также и направлениях течений в этих слоях (табл. 26).

Н.А. Скриптуновым [1974] отмечено, что наибольшие различия между скоростями поверхностного и придонного течений отмечаются при снонах, а наименьшие — при нагонах. В отдельных случаях различия в скоростях в толще воды выше и ниже слоя скачка плотности на взморье Волги могут достигать 25 см/с.

Наибольшие скорости течений отмечаются весной, летом они минимальны, а к осени вновь несколько увеличиваются (табл. 27), что находится в полном соответствии с режимом ветра над Северным Каспием.

Межгодовые изменения течений и переноса вод определяются межгодовыми изменениями атмосферических условий над Каспийским морем и стока Волги. Влияние стока Волги сказывается в том, что в многоводные годы в период половодья усиливаются перенос вод от дельты на юг в поверхностном слое и подток морских вод на север в придонном слое, в результате чего увеличивается различие в характеристиках водных масс и, как следствие этого, в течениях поверхностного и придонного слоев. В маловодные годы эти процессы выражены слабее. Материалы гидрологических наблюдений на плавмаяке Астраханский приемный за 1961–1979 гг. показали, что в 1974–1979 гг. по сравнению с 1961–

Таблица 28
 Повторяемость (в %) направлений течений (среднененная за май–ноябрь)
 за 1961–1973 и 1974–1979 гг.
 (плавмаяк Астраханский приемный)

Горизонт, м	Годы	C	СВ	B
0	1961–1973	12,6	14,6	7,8
	1974–1979	5,0	6,0	6,0
5	1961–1973	14,7	19,0	8,8
	1974–1979	12,4	13,2	4,7
9	1961–1973	21,1	12,0	6,1
	1974–1979	14,2	9,4	3,9

1973 гг. повторяемость южных, юго-западных и западных ветров уменьшилась, а северо-западных – увеличилась. В связи с этим в 1974–1979 гг. произошло значительное усиление переноса вод на юг и юго-запад и ослабление переноса вод на север и северо-восток (табл. 28).

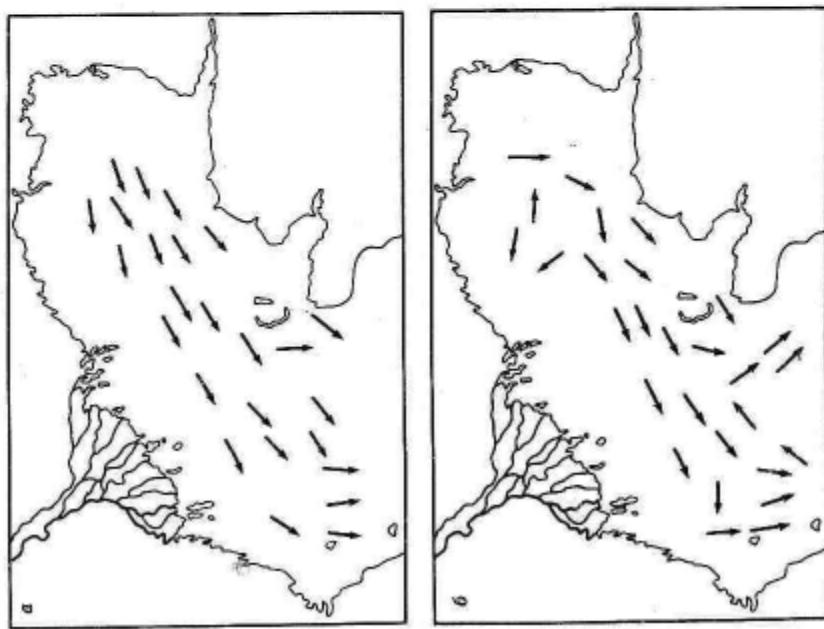
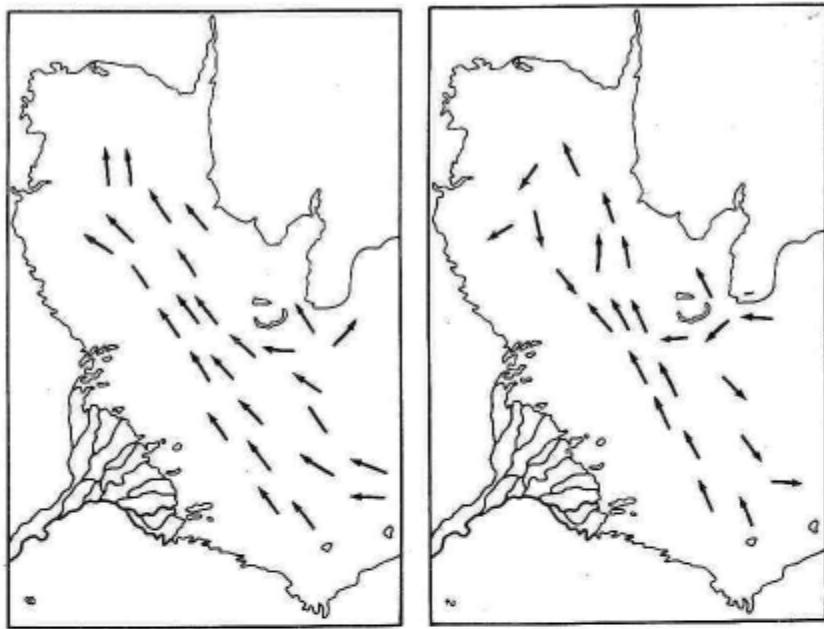
Н.А. Скрипунов [1970] делает вывод, что изменения гидрометеорологических условий (главным образом ветра), определяющих непериодические течения, не выходят за определенные пределы, а носят чисто случайный характер. Поэтому они не имеют направленных изменений и, вероятно, не могут внести коренных изменений в сложившийся характер течений Северного Каспия.

Преобладающий перенос вод Северного Каспия рассмотрен в работе Ф.И. Валлера и И.Г. Егорова [1980], где на основе большого фактического материала наблюдений на 30 станциях были посчитаны характеристики среднего результирующего вектора переноса водных масс. Анализируя характеристики векторов переноса, авторы обращают внимание на существование на западном участке устьевого взморья Волги, в непосредственной близости к ее западным рукавам, устойчивого юго-восточного переноса с довольно высокими остаточными скоростями – 5–8 см/с. Второй район с повышенными результирующими скоростями – 2–4 см/с – отмечается на крайнем востоке Северного Каспия. Здесь получен ярко выраженный вдольбереговой поток, направленный на юг, юго-восток. В восточной половине акватории преобладающий перенос вод обусловлен стоком восточных рукавов и протоков дельты Волги, а также стоком Урала и значительным испарением с обширных мелководий, расположенных в восточной части моря. По данным И.Г. Егорова [1972], в восточную часть Северного Каспия через северную и центральную часть Кулатинского порога вода в основном поступает, а через южную его часть вытекает, что и поддерживает результирующий перенос, направленный по часовой стрелке. Необходимо, разумеется, все время помнить, что этот перенос, как и всякий другой на Каспийском море, не существует в любой момент времени, а прослеживается лишь как среднее за достаточно продолжительный период. В западной половине Северного Каспия основная масса волжской воды из Волго-Каспийского канала направляется вдоль западного берега моря на юг. В районе Астраханского рейда и южнее его волжские воды сливаются с устойчивым течением, идущим вдоль западных берегов Среднего Каспия к Аштеронскому порогу. Схема пре-

ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Течение отсутствует
8,8	12,2	18,3	12,9	10,4	2,4
14,3	14,5	22,1	16,8	14,5	0,1
9,4	18,3	14,5	7,0	6,3	1,7
8,9	20,9	23,0	8,6	6,6	1,7
10,8	21,4	13,2	5,4	8,3	1,6
9,9	23,2	21,6	7,3	8,4	2,1

обладающего переноса вод в зимний сезон соответствует в общих чертах аналогичной схеме в навигационный период. Зимой перенос ненамного меньше, чем летом, вследствие большой стабильности (по направлению) подледных течений; преобладают стоковые течения.

Работы по построению схем преобладающих течений, приуроченных к основным полям ветра над акваторией Северного Каспия, были выполнены Ю.И. Компанийцем [1973] (рис. 24), для западной части Северного Каспия — Н.А. Скриптуновым [1974]. В целом обе схемы согласуются между собой. По Ю.А. Компанийцу [1973], наибольшую повторяемость имеют течения юго-западного (25,2%) и северо-восточного (15,6%) направлений, наименьшую — юго-восточного (5,2%) и северо-западного (6,7%) направлений. Это хорошо соответствует повторяемости действующих над акваторией Северного Каспия ветров. Наиболее устойчивы течения, вызванные северо-восточными, северными, северо-западными и юго-западными ветрами. Средние скорости юго-западных и северо-восточных течений составляют 22 см/с у поверхности и 17 см/с у дна. Значительно меньшие скорости (13 см/с на поверхности и 9 см/с у дна) имеют юго-восточные и северо-западные течения. Максимальные скорости течений (до 72 см/с у поверхности и 65 см/с у дна) в Северном Каспии устанавливались при устойчивом северо-восточном ветре силой 15–16 м/с. Схемы обоих авторов показывают соответствие направлений течений направлениям действующих ветров. Несмотря на несомненные достоинства, эти схемы не могут ответить на целый ряд возникающих вопросов, так как отражают какую-то осредненную картину, возможно и соответствующую реальности в какой-то определенный момент воздействия ветра. К сожалению, натурные наблюдения за течениями на сегодняшний день не могут показать динамики процесса возникновения и развития течений на акватории в целом. Имеется всего одна работа, где на основе данных натурных наблюдений исследована изменчивость течений в условиях нестационарного воздействия ветра. В 1984 г. Н.А. Скриптунов составил схемы генеральных направлений течений для устойчивого по направлению и развивающегося до максимума ветра (для основных восьми румбов) и провел анализ повторяемости схем течений по основным направлениям ветра. Оказалось, что суммарная повторяемость действия течений по установленным схемам для всех восьми румбов составляет 42%. В остальное время обычно отмечаются неупорядоченные, слабые и разнонаправленные тече-



ния. Скорость течений в таких случаях мала, а перенос вод незначителен. Исключение составляют периоды действия градиентных течений после устойчивых по направлению сильных ветров.

Несмотря на несомненные успехи, достигнутые в вопросе изучения течений Северного Каспия на основе статистического анализа данных наблюдений за течениями, процессы формирования пространственно-временной изменчивости течений в этом районе моря до сих пор изучены слабо. В частности, остается не до конца выясненным вопрос формирования двухслойных потоков в северной части Каспийского моря. Н.А. Скрипунов [1974, 1984] показал, что для свала глубин на взморье Волги (при глубинах более 4–5 м) характерны двухслойные течения, особенно при наличии вертикальной стратификации плотности.

В то же время в мелководном Северном Каспии ветровое перемешивание может довольно быстро охватывать всю водную толщу, разрушая слой скачка плотности и способствуя развитию течения от поверхности до дна в одном направлении. Это подтвердили материалы наблюдений (1981–1983 гг.) на многосуточной станции, расположенной к северо-западу от о-ва Кулалы, на глубине 5,5 м.

Данные наблюдений показывают, что зависимость ветер – скорость течения не аппроксимируется однозначной кривой, а в целом зависит от нескольких факторов (направления ветра, времени его работы, предыдущего течения, морфометрии района и т. д.). Вертикальная структура скоростей течений в зависимости от скорости действующего ветра показывает, что скорости течения на поверхности (0 м) и на горизонте, равном половине глубины места ($H_m : 2$), практически совпадают при всех действующих ветрах, скорость на придонном горизонте аналогична скорости течения на поверхности моря и на горизонте $H_m : 2$ только при ветрах более 5 м/с. При ветрах менее 5 м/с течения характеризуются неизменностью направлений по всей толще воды и уменьшением скоростей ко дну.

Сложность и разнообразие физико-географических условий Северного Каспия сильно затрудняет возможность построения адекватных схем течений этой акватории по данным натурных наблюдений, так как в силу их ограниченности во времени и пространстве трудно выявить роль таких факторов, как неравномерность и нестационарность ветрового воздействия, влияние рельефа дна и островов, речного стока и т. д. Поэтому большое значение приобретает исследование режима течений Северного Каспия путем численного моделирования.

Модельные расчеты течений Северного Каспия проводятся с конца 50-х годов. Как правило, при моделировании циркуляции в этом районе моря использовались линейные стационарные модели [Бахмалов, 1968; Шкудова, 1972; Гетман, Кутало, 1972; Казаков, 1976; и др.], которые из-за своих ограничений не могли дать ответа на главный вопрос: при каких ветрах и за какое время формируются характерные циркуляционные системы в Северном Каспии? Между тем именно это имеет наибольшее практи-

Рис. 24. Схемы течений Северного Каспия [Ю.И. Компаниец, 1973].

Направление поверхностных (a) и придонных (б) течений при северо-восточном ветре; поверхностных (в) и придонных (г) течений при юго-западном ветре

ческое значение, поскольку позволяет, в свою очередь, оценить, каким образом происходит перераспределение в Северном Каспии речных вод, биогенных и загрязняющих веществ, наносов и т. д.

В последнее время предпринята попытка исследовать процессы формирования горизонтальной циркуляции вод Северного Каспия в рамках интегральной, нестационарной и нелинейной модели динамики мелкой воды. Основанием для выбора этой модели послужила успешность ее применения для исследования циркуляции вод в близком по физико-географическим и гидрологическим условиям районе — северо-западной части Черного моря [Блатов и др., 1983]. Кроме того, выбор интегральной по вертикали модели сделан на основании данных натурных наблюдений, показывающих, что на рассматриваемой акватории под воздействием ветра со скоростью более 5 м/с течения в основном имеют однородное направление во всем слое воды.

Для расчета течений в Северном Каспии была использована система уравнений теории мелкой воды с сохранением нелинейных адvectionных членов, которая имеет следующий вид:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{1}{\rho H} (\tau_x - k_2 U |\vec{U}|), \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \xi}{\partial y} = \frac{1}{\rho H} (\tau_y - k_2 V |\vec{U}|), \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial (HU)}{\partial x} + \frac{\partial (HV)}{\partial y} = 0, \quad (3.3)$$

где U и V — осредненные по глубине горизонтальные компоненты скорости течений на оси, направленные соответственно на восток и север, ξ — возмущения уровня свободной поверхности, $H = h + \xi$ — глубина места, $f = 2\Omega \sin \varphi$ — параметр Корiolisa, τ_x, τ_y — компоненты тангенциального напряжения ветра $\tau = k_1 \rho_a |\vec{W}| W, |\vec{U}| = \sqrt{U^2 + V^2}$ — модуль вектора, осредненного по глубине течения, ρ и ρ_a — плотность воды и воздуха соответственно, \vec{W} — вектор скорости ветра, k_1 и k_2 — безразмерные величины. Подробное описание этой системы и ее свойств приведено в работе [Баклановская и др., 1979], там же приведено описание численной схемы и метод ее решения. Здесь мы остановимся только на кратком изложении постановки задачи и особенностей постановки граничных условий.

Для системы уравнений (3.1)–(3.3) в докритическом режиме течений с числом Фруда $F = \frac{U^2}{gH} < 1$ можно выбрать устойчивые и диссипативные граничные условия в виде: $U_n = 0$ — условие непротекания на границах, состоящих из участков суши; $\vec{U}_n = \xi \sqrt{g/H}$ — условие излучения длинных гравитационных волн на открытой границе; $U_n + g\xi = Q$ и $U_\tau = 0$ — условия на участке впадения рек в море, где U_τ — тангенциальная составляющая вектора скорости, Q — аналог расхода рек.

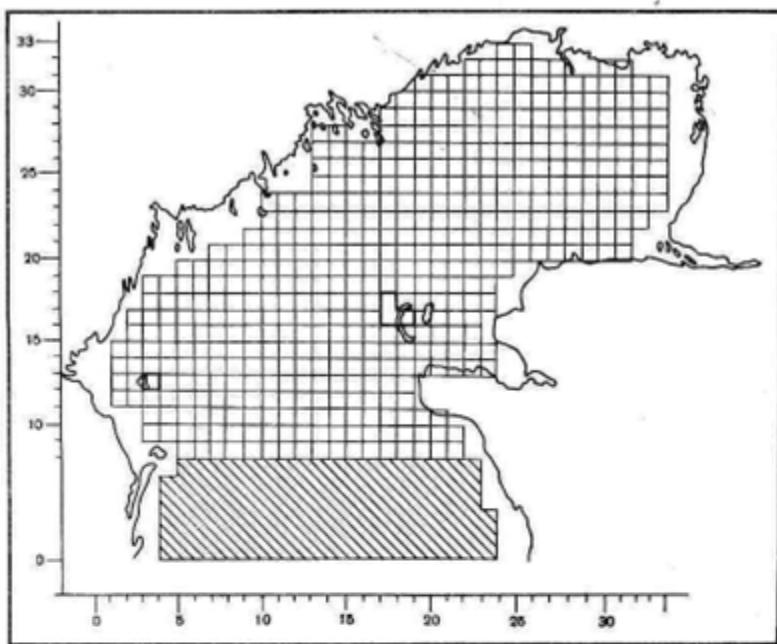


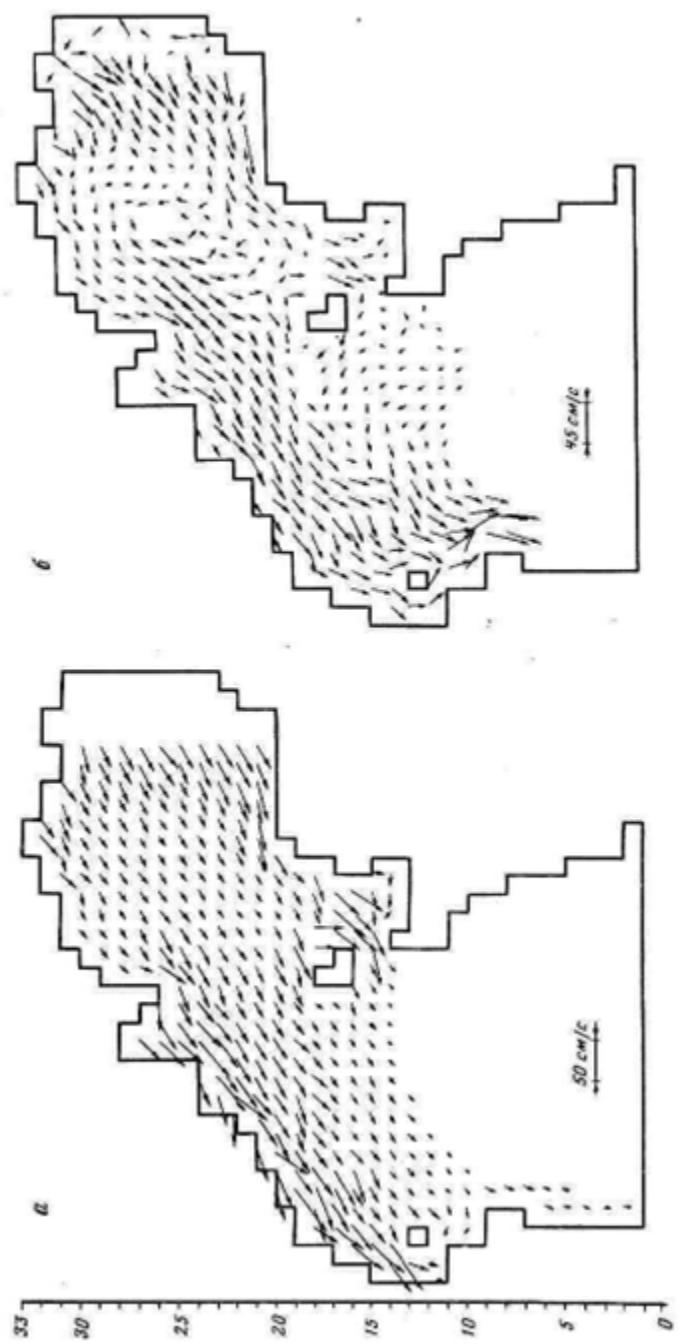
Рис. 25. Сеточная область для расчета течений Северного Каспия.
Цифрами показаны координаты сетки

В качестве начальных условий в данной работе было выбрано отсутствие движений $\vec{U}|_{t=0} = 0$, однако в модели можно принять и другие начальные условия, удовлетворяющие уравнению неразрывности, что чрезвычайно важно при расчете течений в реально существующих ветровых ситуациях.

Для решения системы уравнений (3.1)–(3.3) с заданными начальными и граничными условиями использовался метод переменных направлений с применением неявной разностной схемы, описанной в работе В.Ф. Баклановской и др. [1979]. Одновременно с расчетами течений вычислялись приращения уровня моря, причем использовалась разнесенная сетка, т.е. значения U , V и ξ вычислялись в сдвинутых относительно друг друга узлах. Сеточная область была выбрана таким образом, чтобы максимально исключить влияние граничных эффектов (на жидкой границе) на поле рассчитываемых течений, для чего граница области была отодвинута в глубоководные районы Среднего Каспия. Пространственный шаг сетки 13 км, шаг по времени 4 мин (рис. 25).

Расчеты проводились до установления, которое определялось путем вычисления на каждом временном шаге общей механической энергии модели. Задача считалась установленнойся, если на нескольких последующих шагах по времени механическая энергия модели не изменялась.

Для расчетов использовались поля северо-восточных и юго-западных ветров, характерные для Северного Каспия. Выбор таких ветровых ситуаций



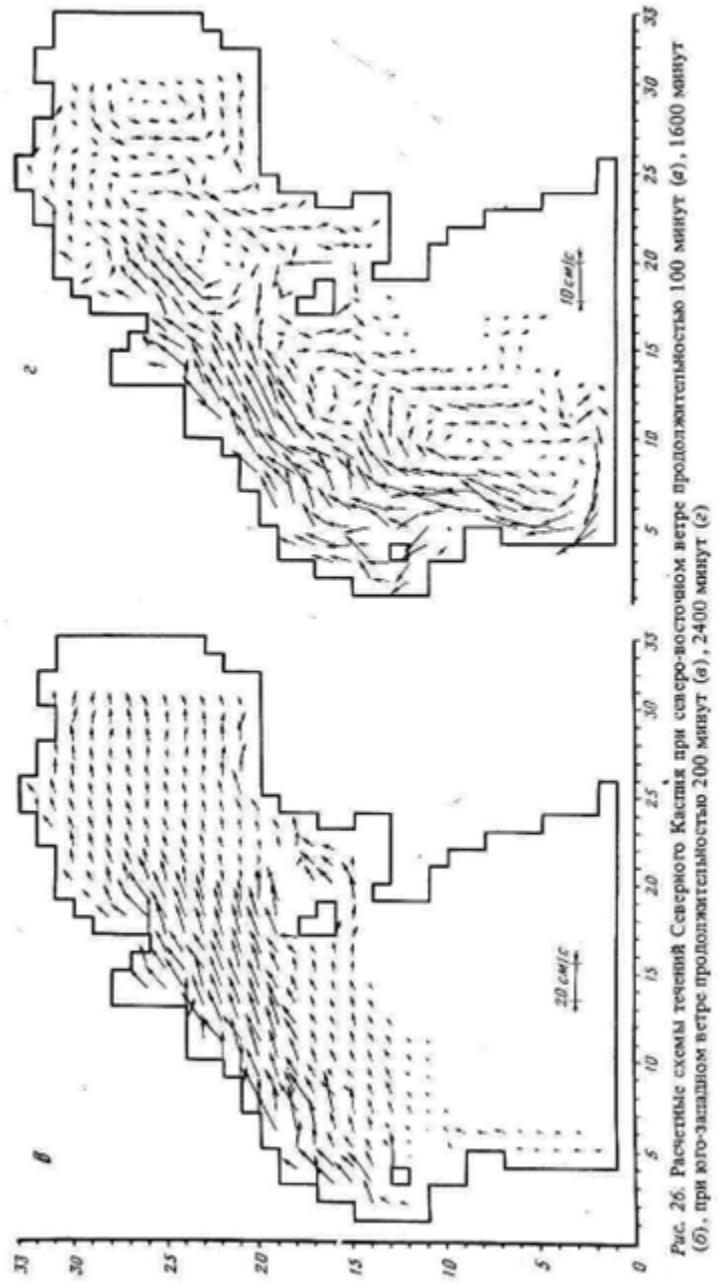


Рис. 26. Расчетные схемы течений Северного Каспия при северо-восточном ветре пролонгированностью 100 минут (а), 160 минут (б), при юго-западном ветре пролонгированностью 200 минут (в), 2400 минут (г)

позволяет сопоставить результаты численного моделирования с имеющимися данными натурных наблюдений и тем самым оценить степень достоверности используемой модели.

Расчетное поле течений при воздействии северо-восточного ветра отличается относительной простотой. В начальные моменты времени течение широким потоком движется по ветру с северо-востока на юго-запад, а по мере приближения к западному побережью отклоняется к югу и поступает в Средний Каспий (рис. 26, а). Эта ситуация очень напоминает схемы ветровых течений, составленные Ю.И. Компанийцем [1973] на основе анализа обширного материала натурных наблюдений. По мере развития ветра происходит формирование локального циклонического круговорота в районе Уральской бороздины и интенсивного течения у западного берега со скоростями до 45 см/с. Время установления циркуляции при северо-восточном ветре 7 сут (см. рис. 26, б).

Значительно более сложная картина течений образуется при воздействии юго-западных ветров. В начальные моменты времени течения из всей акватории исследуемого района направлены по ветру или в соответствии с теорией полных потоков отклоняются от него вправо тем значительнее, чем больше глубина места (см. рис. 26, в). При дальнейшем действии ветра характер течений в различных районах моря существенно усложняется. Так, за 17–20 ч. действия этого ветра в восточной части Северного Каспия начинается формирование нескольких вихревых образований, в западной части акватории характер течений меняется мало, лишь в непосредственной близости от о-ва Кулалы возникает поток, отклоняющийся к югу и уходящий в Средний Каспий. По мере развития нагона вод в восточную часть Северного Каспия начинает формироваться противотечение, направленное на юго-запад и запад. К сорока часам работы ветра это противотечение усиливается и распространяется через Кулалинский порог в западную часть Северного Каспия и далее – в Средний Каспий (рис. 26, г). Время установления циркуляции вод Северного Каспия при юго-западном ветре 9 суток, максимальная скорость до 25 см/с.

Анализ временной изменчивости рассчитанных течений в отдельных узлах сеточной области показал, что как при северо-восточных, так и при юго-западных ветрах скорость течений сначала резко увеличивается, а затем изменяется незначительно. В целом скорости при северо-восточных ветрах выше, чем при юго-западных. Направление течений также устанавливается быстрее при северо-восточных ветрах.

Отмеченные особенности эволюции течений в зависимости от продолжительности и направления действия ветра неплохо соответствуют результатам, полученным Ю.И. Компанийцем [1974] на основе натурных данных.

Сравнение временной изменчивости направлений течений, полученных путем осреднения данных наблюдений на горизонтах во всем слое воды и рассчитанных по модели для точки (узла сетки), расположенной вблизи места наблюдений, показало, что с момента, когда ветровое воздействие охватывает всю толщу воды, направление рассчитанного течения хорошо согласуется со средним направлением реального потока.

Одновременно с расчетом течений проводился расчет приращений уровня моря. Это дало возможность дополнительно проверить правильность

модельных расчетов по материалам наблюдений за уровнем моря на гидрометеостанциях. Сравнение результатов расчета приращений уровня моря для о-ва Тюлений и реальных уровней при умеренных северо-восточных ветрах, начавшихся после 10–12 ч штилевой погоды, показало, что рассчитанные и реальные изменения уровня весьма близки. Это дает основание считать, что используемая модель может применяться и для прогнозистических расчетов солнечно-нагонных явлений в северной части Каспийского моря.

Важную задачу представляет дальнейшее сопоставление результатов численного моделирования течений в Северном Каспии с данными натуральных наблюдений.

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

Температурный режим Северного Каспия определяется его географическим положением, глубинами, теплообменом с атмосферой, конвекцией и внутриводным обменом теплом между речными и морскими водами Северного и Среднего Каспия.

Средняя годовая температура воды северной части Каспийского моря составляет $11\text{--}13^{\circ}$. Она на 1–2° ниже температуры воды океанских вод на тех же широтах [Степанов, 1974]. Это является следствием географического положения моря, расположенного в глубине Евразийского материка. Низкие пологие берега северной части моря не препятствуют притоку континентальных воздушных масс, которые свободно проникают на акваторию моря.

Северная часть моря очень мелководна, и теплозапас ее мал. Каждую зиму Северный Каспий покрывается льдом, и вода в поверхностном слое подо льдом близка к температуре замерзания. Летом вода прогревается до $24\text{--}26^{\circ}$.

Годовой размах температуры воды в Северном Каспии изменяется в пределах от 20° в глубоководных до 27° в мелководных районах. В океанах на тех же широтах годовой размах температуры воды не превышает $7\text{--}10^{\circ}$. Большая внутригодовая изменчивость температуры воды обусловлена влиянием мелководности и континентальности. Суша, окружающая со всех сторон море, оказывает отепляющее действие на море летом и охлаждающее – осенью и зимой.

Абсолютный максимум достигает $30\text{--}34^{\circ}$, на устьевом взморье Волги $35\text{--}37^{\circ}$.

Годовой ход температуры воды и время наступления минимальных и максимальных температур определяются главным образом процессами теплообмена на границе раздела вода– воздух, в которых ведущую роль играют приток тепла от солнечной радиации и расход тепла на испарение.

С ноября по март, когда море покрыто льдом, по данным Е.Г. Архиповой [1957], месячные суммы солнечной радиации, поглощенной поверхностью моря, составляют в среднем $3,0\text{--}3,5$ ккал/см 2 . С апреля по июль приток тепла от Солнца увеличивается до $13\text{--}15$ ккал/см 2 в месяц, а расход тепла на испарение еще невелик ($4\text{--}7$ ккал/см 2 в месяц), в результате чего вода прогревается. В августе, сентябре и октябре от Солнца постепенно снижается приток тепла и одновременно возрастает расход тепла на

испарение и теплообмен, в итоге сумма тепловых потоков оказывается отрицательной, что приводит к понижению температуры воды.

Сезонные изменения температуры воды на акватории Северного Каспия можно проследить по материалам экспедиционных наблюдений, обобщенных по 20-минутным квадратам [Шереметевская, 1958], и материалам стационарных наблюдений на островных станциях за 1940–1980 гг. [Справочник основных гидрологических характеристик..., 1971; и др.].

Минимальная температура воды наблюдается в феврале: от 0,0° до –0,6° подо льдом и до 3–4° на акваториях, свободных от льда.

В марте море частично покрыто льдом. Температура воды колеблется от 0 до 5 градусов, уменьшаясь в направлении к берегу. Ледяной покров интенсивно тает и разрушается.

В апреле море полностью очищается от льда. Температура воды изменяется от 6° в открытом море до 12° в Кизлярском заливе и на предустьевом пространстве Волги. На мелководьях восточной части температура воды несколько ниже, чем в западной, поскольку они окружены более холодными в это время районами суши и граничат с Гурьевской бороздиной, где температура воды на 1–2° ниже, чем в открытой глубоководной части моря.

На мелководьях прогрев воды осуществляется не только сверху за счет процессов теплообмена с атмосферой, но также и снизу, от дна, которое вследствие малой температуропроводности и сравнительно малой теплоемкости быстро прогревается при поглощении солнечной радиации. Вочные часы дно также передает накопленное за день тепло слою воды, расположенному над ним, и возникает своеобразный парниковый эффект.

В апреле наблюдаются самые большие горизонтальные градиенты температуры воды, направленные от берега в открытое море (см. рис. 8, б). В аномально холодные годы (1949, 1969) температура воды в открытом море бывает выше, чем у берегов. В аномально теплые (1947, 1952) и близкие к норме годы, когда море свободно ото льда, у отмелых берегов температура воды выше, чем в открытом море.

От апреля к маю температура воды быстро повышается: на 8–10° в мелководных районах и на 7–8° в центральной части моря. Она изменяется от 15–16° в глубоководной части до 19–20° в прибрежной зоне. В Гурьевской бороздине вода на 1–2° холоднее, чем на мелководьях, но на 1° теплее, чем в центральной части Северного Каспия. В это время в Северном Каспии хорошо выражена фронтальная зона, в которой идет интенсивное перемешивание прогретых на мелководьях пресных речных вод с солеными и холодными морскими водами. Струи холодных речных вод, выходя на обширные морские мелководья, распластываются и, просачиваясь сквозь заросшие пространства отмелого взморья, быстро прогреваются, оказывая в результате отепляющее влияние на Северный Каспий. Более низкие температуры воды наблюдаются только в каналах и бороздинах.

От мая к июню температура воды повышается на 5–6°. Большая часть Северного Каспия занята водами с температурой на поверхности 21–24°. В Гурьевской бороздине температура воды равна 22–24°. Самая низкая температура воды наблюдается у восточного побережья в районе п-ова Мангыштак (19–21°).

В июле среднемесячная температура воды на большей части поверхности моря достигает максимума ($25-26^{\circ}$), у п-ова Мангышлак — $22-24^{\circ}$. Отчетливо выраженного понижения температуры по мере удаления от берега к большим глубинам, характерного для предыдущих месяцев (мая, июня), в июле не наблюдается. В это время поле температуры воды на поверхности в Северном Каспии довольно однородно. В нем временами возникают и исчезают теплые и холодные пятна. Происхождение этих пятен связано с непостоянством тепловых потоков, проходящих через поверхность моря, и переносом тепла течениями. Межгодовые колебания температуры воды в июле велики. Максимальные температуры достигают $29-31^{\circ}$, минимальные опускаются до $21-22^{\circ}$.

В августе температура воды на мелководьях начинает понижаться, а в глубоководных районах она еще сохраняет июльские значения или несколько (на десятие доли градуса) повышается. Большая часть пространства занята водой с температурой 25° (см. рис. 8, в). В юго-восточной части продолжает сохраняться область с несколько пониженной температурой ($22-24^{\circ}$), обусловленная подъемом к поверхности холодных глубинных вод.

В сентябре продолжается понижение температуры воды на всей поверхности моря. Быстрее всего вода охлаждается на мелководьях. Понижение температуры воды от августа к сентябрю составляет на мелководьях $4-5^{\circ}$, а в более глубоководных районах $2-3^{\circ}$. На поверхности моря температура изменяется в пределах от 19 до 23° . При этом в открытом море она становится выше, чем у берегов. Область выхода холодных глубинных вод у п-ова Мангышлак менее заметна вследствие выхолаживания воды с поверхности.

В октябре происходит дальнейшее охлаждение. От сентября к октябрю температура воды понижается на $7-9^{\circ}$ в мелководных районах и на $5-6^{\circ}$ в глубоководных. Горизонтальные градиенты температуры возрастают: на мелководьях температура воды понижается до 10° , а в глубоководных районах до $15-16^{\circ}$ (см. рис. 8, г, г').

В ноябре продолжается интенсивная потеря тепла поверхностью моря. Конвективное перемешивание достигает дна. В это время наблюдаются наибольшие горизонтальные градиенты температуры воды, направленные от моря к берегу. Температура воды изменяется от 0° на северо-востоке до 10° в центральной части Северного Каспия. Обычно в ноябре температура воды на северо-востоке и северо-западе достигает точки замерзания и здесь образуется молодой лед. В южной части Гурьевской бороздины сохраняется ядро тёплой воды (6°), что можно объяснить сравнительно большим теплозапасом в этом районе и притоком на глубине теплых и соленных вод из Среднего Каспия.

С декабря по февраль большая часть Северного Каспия покрыта льдом.

Сезонный ход температуры воды по данным многолетних наблюдений на островных гидрометстанциях Северного Каспия показан в табл. 29.

Изменения температуры воды по вертикали находятся в тесной зависимости от распределения солености. На необходимость совместного изучения режима температуры и солености в Северном Каспии указывал Н.М. Киплович [1921].

С ноября по март, когда большая часть поверхности Северного Каспия

Таблица 29
Средняя месячная температура воды на станциях Северного Каспия, °С

Остров	I	II	III	IV	V	VI
Тюлений	0,7	0,9	3,4	11,8	20,6	24,2
Кулалы	0,1	0,3	2,1	11,4	19,9	24,2
Остров	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тюлений	26,6	25,7	20,5	13,6	6,9	0,5
Кулалы	26,0	25,2	19,3	12,3	4,3	0,9
						Год
						13,1
						12,2

покрыта льдом, вертикальное распределение температуры характеризуется преимущественно гомотермией. Лишь в отдельных районах у островов Кулалы и Тюлений, где соленость увеличивается с глубиной, температура воды на сотые доли градуса выше, чем у поверхности, что указывает на адвекцию среднекаспийских вод.

В мае–июне, когда в море поступает основной объем речных вод и увеличивается приток тепла из атмосферы, в Северном Каспии создаются большие контрасты в распределении температуры и солености по вертикали и горизонтали. На свалах глубин устанавливается устойчивая стратификация вод, постоянно поддерживаемая притоком в поверхностном слое речных вод, перемешавшихся и прогретых на мелководьях, и поступлением в глубинных слоях более холодных и соленных морских вод.

Анализ профилей вертикального распределения температуры воды в мае–июне показывает, что разность температуры у поверхности и у дна даже в районах с глубинами до 3 м составляет 0,3–0,5°, в Гурьевской бороздине 0,5–1,5°, а в центральной глубоководной части с глубинами до 25 м 6–7° при толщине однородного слоя 10–12 м.

В июле и августе на мелководьях и в Гурьевской бороздине от поверхности до дна вода имеет одинаковую температуру 24–26°. На свалах глубин градиенты плотности возрастают, разность температуры воды в поверхностном и придонном слоях достигает 8–10°, толщина однородного слоя увеличивается до 15–20 м.

В сентябре с началом охлаждения воды с поверхности, развитием конвекции и усилением ветрового перемешивания происходит постепенное выравнивание температуры по вертикали.

В октябре и начале ноября обычно уже всюду наблюдается гомотермия. Однако в вертикальном распределении температуры воды нередко можно обнаружить инверсию: у дна, где соленость выше, температура воды может быть выше, чем у поверхности, на 0,1–0,3°.

С декабря по февраль по мере развития ледяного покрова продолжается дальнейшее осолонение и охлаждение северокаспийских вод, которые, уплотняясь, стекают в среднекаспийскую впадину [Косарев, 1975].

Годовой размах температуры с глубиной убывает. Если в глубоководном районе на поверхности он составляет 20–21°, то на глубине 25 м уменьшается до 12–14°.

Характерно, что продолжительность прогрева 25-метровой толщи северо-каспийских вод с 10 до 21° в 2 раза больше, чем продолжительность ее охлаждения с 21 до 10°. Это можно объяснить большой устойчивостью вод в весенне-летний период и интенсивным развитием конвекции и ветрового перемешивания во время охлаждения осенью и зимой.

Наиболее резкие изменения в вертикальном распределении температуры обычно наблюдаются в весенне-летний сезон при штормовых гонионагонных ветрах. В поверхностном слое при снонах усиливается течение, направленное от берега в море, а у дна развивается компенсационное течение к берегу. Вследствие сгонной циркуляции и неравномерного прогрева вод на мелководьях и в глубоководной части моря в поверхностном слое на свале глубин наблюдается повышение температуры воды и понижение солености, в то время как у дна соленость выше, а температура ниже, в результате чего устойчивость вод возрастает. В работе Н.А. Скрипчунова [1971б] рассмотрено вертикальное распределение температуры у Астраханского приемного плавмаяка в навигацию 1964 г. После значительных снонов, наблюдавшихся в мае и июне, на свале глубин резко возросли вертикальные градиенты температуры и солености, сохранявшиеся долгое время. В течение полутора месяцев разность температуры между поверхностным и придонным слоями была в среднем 12°, а разность солености – 9‰.

На свалах глубин штормовые ветры способствуют перемешиванию и выравниванию температуры и солености. Однако после прекращения сильных ветров в весенне-летний период здесь вновь восстанавливается нарушенная стратификация температуры и солености.

Кратковременные изменения температуры воды (в интервале от нескольких часов до нескольких суток) обусловливаются процессами теплообмена с атмосферой, адвекцией, конвективным и ветровым перемешиванием. Влияние этих процессов на изменения температуры воды в разных районах моря в разные сезоны и разное время суток неодинаково.

На большей части мелководной акватории, где теплозапас ничтожен, ведущую роль в изменениях температуры воды играет теплообмен поверхности моря с атмосферой, а во время резких гонионагонных колебаний проявляется влияние адвекции. Здесь изменения температуры воды следуют за изменениями температуры воздуха почти синхронно и могут испытывать значительные колебания. Так, в навигационный период у островов Тюлени, Кулалы, Зуйдвестовая Шальга температура воды на поверхности может измениться за сутки на 8–13°.

Мористее, в районах с глубинами до 10 м, наибольшие суточные изменения температуры на поверхности составляют 2–4°. На свалах глубин наряду с теплообменом поверхности моря с атмосферой велико влияние адвекции и перемешивания.

Самые резкие кратковременные изменения температуры воды на поверхности моря наблюдаются у восточного побережья в районе Форт-Шевченко. Здесь летом при северо-западных ветрах вследствие снона теплых поверхностных вод и выхода на поверхность холодных глубинных температура воды за несколько часов может понизиться с 25 до 9°.

Суточный ход температуры на поверхности воды характеризуется утренним (6–7 ч) минимумом и послеполуденным (16–17 ч) максимумом.

мумом. Размах суточного хода изменяется от 3–7° на отмелом взморье до 0,1–0,6° в районе свала глубин. Наибольший суточный ход температуры воды наблюдается в апреле–июне, в период интенсивного прогрева. В это время за счет неравномерности прогрева горизонтальные градиенты температуры могут быть утром направлены к берегу, а вечером – от берега.

Большая пространственно-временная изменчивость температуры воды в Северном Каспии – одна из характерных черт его гидрологического режима. В настоящее время сложное взаимодействие процессов перемешивания, адвекции и теплообмена с атмосферой, обуславливающих пространственно-временную изменчивость температуры воды, изучено недостаточно. Из-за несовершенства расчетных методов и недостатка специальных наблюдений пока не удается точно определить количественный вклад каждого процесса в наблюдающиеся изменения температуры воды.

Температурный режим Северного Каспия изменяется как под влиянием климатических факторов, так и в результате колебаний уровня моря, с чем связано изменение глубин и площади акватории. При изменении глубин происходит изменение теплооборота (разности между максимальным и минимальным теплосодержанием моря), величины годового размаха температуры воды, наступления температурных и ледовых фаз: максимума и минимума температуры воды, времени перехода ее через среднегодовое значение и через 0° осенью и весной.

Для выяснения причин многолетних изменений температуры в Северном Каспии был проведен ее анализ как за 1941–1977 гг. – время неуклонного понижения уровня моря, обусловленного совокупным влиянием естественных и антропогенных факторов, так и за 1941–1982 гг., т.е. включая последний подъем уровня Каспия.

Анализ позволил установить, что при определенных ситуациях климатические изменения и колебания уровня моря оказывают противоположное по характеру воздействие на температурные характеристики моря. Так, потепление климата приводит к повышению среднегодовой температуры воздуха и воды, уменьшению их годового размаха. Понижение уровня моря ведет к увеличению годовых разностей температуры.

Согласно расчетам, наибольшие изменения теплооборота, годовой разности температуры воды в зависимости от положения уровня моря должны происходить в самых мелководных районах Северного Каспия. При понижении уровня на 4 м в этих районах объем воды уменьшился бы в 4,0–4,5 раза, средняя глубина – на 1,4–1,6 м, теплооборот – в 2–4 раза, а размах колебаний температуры воды увеличился бы на 0,3–0,9°. При понижении уровня моря на 1 м эти изменения должны быть незначительными [Потайчук, 1978].

Изменения, произшедшие в температурных условиях Северного Каспия, подтверждают высказанные соображения. За 1941–1977 гг. уровень моря понизился на 1,2 м, причем на 0,9 м – за счет хозяйственной деятельности. При этом теплооборот во всех районах Северного Каспия уменьшился в полтора раза. В то же время изменения температурных характеристик, определяемые климатическими факторами, оказались гораздо более ощутимыми. Расчеты их многолетних тенденций свидетельствуют, что за

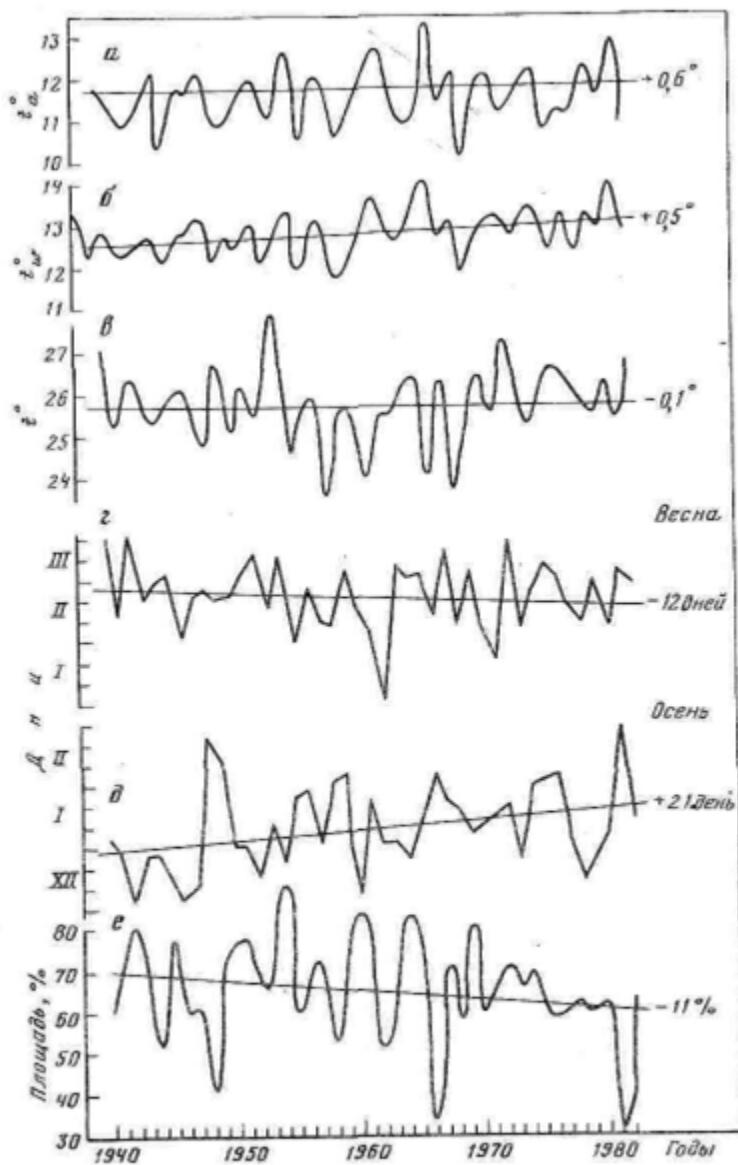


Рис. 27. Тенденции многолетних изменений гидрометеорологических характеристик в Северном Каспии

Среднегодовая температура ($^{\circ}\text{C}$): *a* – воздуха, *b* – воды; размах годовых изменений температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) – *в*. Сроки (день) перехода температуры воды через 0°C по данным ГМС о-ва Тюлений, *с* – весной и *д* – осенью; *е* – педовитость (% от площади)

рассмотренные отрезки времени в северной части Каспийского моря произошли следующие изменения, отразившиеся в данных всех гидрометстанций, расположенных в Северном Каспии: средняя годовая температура воздуха повысилась на $0,6\text{--}0,8^{\circ}$, а зимняя на 2° ; средняя годовая температура воды повысилась на $0,1\text{--}0,5^{\circ}$; размах колебаний температуры воды уменьшился на $0,1\text{--}0,4^{\circ}$ (рис. 27).

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ

Каспийское море — частично замерзающий водоем. В южной части моря лед появляется лишь в исключительно суровые зимы. В средней части ледяной покров занимает в целом незначительную площадь, а в мягкие зимы его совсем не бывает. Северная часть моря замерзает ежегодно, причем значительная акватория покрывается неподвижным льдом — припаем, который составляет здесь основную часть ледового покрова моря. Даже в очень мягкие зимы северные и северо-восточные берега Северного Каспия блокированы припаем и плавучим льдом. Площадь, занимаемая плавучим льдом, невелика. Плавучий лед наиболее распространен в марте—апреле при общем взлете припая. Обычно же полоса плавучего льда шириной 10—20 миль окаймляет границы припая.

На основании обобщения материалов многолетних наблюдений характеристики ледового режима Каспийского моря даются не для средних условий, а для суровых, умеренных и мягких зим, что позволяет более полно отразить его особенности. Тип зимы определяется по сумме градусодней мороза. Для определения типа зимы были подсчитаны суммы градусодней мороза $\Sigma (-T_a^{\circ})$ за каждую зиму с 1938/39 по 1972/73 г. по каждой гидрометеорологической станции. Затем находилась их сумма и средняя величина, а также разность наибольшей и наименьшей $\Sigma (-T_a^{\circ})$. Зимы, $\Sigma (-T_a^{\circ})$ которых больше (по абсолютной величине) 20% разности, отнесены к суровым, а зимы, $\Sigma (-T_a^{\circ})$ которых меньше 20% разности, — к мягким, а остальные зимы — к умеренным (классификация ААНИИ).

В наиболее суровые зимы сумма градусодней мороза, например в Астрахани, достигает -1264 (1953/54 г.), -1058 (1941/42 г.), -890° (1970/71 г.), в наиболее мягкие зимы -189° (1957/58 г.), -117° (1947/48 г.), -93 (1965/66 г.). В умеренные зимы эта сумма составляет -500 , -600° . Примерно за рассматриваемые годы 55% зим относятся к умеренным, 20% — к суровым и 25% — к мягким.

В умеренные зимы первое появление льда в море происходит в крайней северо-восточной части моря в середине ноября (рис. 28). К концу ноября льдообразование быстро распространяется по акватории, охватывая северное побережье, включая взморье Волги, и восточное побережье, включая внутренние районы Мангышлакского залива. В первой декаде лед появляется во всех мелководных районах Северного Каспия, ограниченных трехметровыми глубинами, в том числе в Кизильском заливе и районе о-ва Тюлений. К концу декабря льдообразование распространяется в более мористые районы, но здесь этот процесс протекает медленнее из-за больших глубин и подтока более теплых вод Северного Каспия. В это время лед появляется у о-ва Чечень и вдоль п-ова Аграханский, на большей части Гурьевской бороздины, в районе архипелага Тюлених островов, вдоль западного по-



Рис. 28. Положение кромки льда в Каспийском море в суровые (1), умеренные (2) и мягкие (3) зимы

бережья о-ва Кулалы, в Тюб-Караганском заливе, а также в некоторых бухтах и заливах восточного побережья Среднего Каспия. В январе ледяной покров появляется в открытом море у п-ова Тюб-Караган, в Красноводском заливе и Махачкалинской бухте. В этом месяце льдом покрываются южная часть Гурьевской бороздины, южные районы Северного Каспия; лед появляется также у западного побережья Среднего Каспия на участке Махачкала—Дербент.

В умеренные и мягкие зимы первый молодой лед тает в первую же оттепель, затем вновь образуется, и этот процесс может повторяться неоднократно; в умеренные зимы бывает два-три повторных замерзания, а в мягкие — от четырех до десяти и более.

Пришай получает наибольшее распространение в январе, когда его граница проходит от о-ва Чечень к о-ву Тюлений и далее по пятиметровой изобате к о-ву Кулалы и п-ову Тюб-Караган.

В мягкие зимы появление льда у побережья и на мелководье происходит позже, чем в умеренные зимы, на три-четыре недели, а в открытых районах моря — даже на полтора-два месяца. Первое появление льда в открытом море в рассматриваемых условиях часто связано не с его образованием в

данном месте, а с приносом дрейфующего битого льда с севера. Окончательного замерзания на значительной части акватории вообще не бывает, а в северо-восточных районах моря пристай образуется только в январе.

В суровые зимы первое появление льда отмечается на 3–4 недели раньше, чем в умеренные. В такие зимы льдообразование часто происходит при глубоком затоце арктического воздуха, сопровождающемся резким понижением температуры и штормовыми ветрами северных направлений. В этих условиях лед появляется в середине и даже в первой декаде октября. Но такая ситуация бывает не всегда; суровая зима может начаться и в более поздние сроки.

Время между первым появлением льда и окончательным замерзанием в суровые зимы составляет всего несколько дней, и образовавшийся впервые лед обычно сохраняется до наступления весны. Граница пристая располагается на глубинах от 10 до 20 м. Кроме того, пристай образуется и в Среднем (вдоль п-ова Аграханский и в изолированных бухтах и заливах восточного побережья) и в Южном Каспии, достигая здесь наибольшего развития в феврале.

Наибольшее число дней со льдом (110–130) в мягкие зимы отмечается в северо-восточных районах. На взморье Урала, между Уралом и Волгой, в восточной части взморья Волги и в Манышлакском заливе продолжительность ледового периода 100–70 дней, в западной части взморья Волги 50 дней. В южных частях западной половины Северного Каспия (острова Тюлений, Кулалы, п-ов Тюб-Караган) в мягкие зимы число дней со льдом сокращается до 20–15.

Взлом пристая в море происходит главным образом под воздействием ветра, волнения и снонно-нагонных колебаний уровня. Большую часть зимы главную роль при этом играют ветры юго-восточных и восточных направлений.

В мягкие зимы, когда пристаем занята только небольшая часть Северного Каспия, а также в период становления или общего разрушения ледового покрова в другие типы зим дрейф льда в Северном Каспии происходит, в общем, по направлению ветра с некоторым отклонением от него. Коэффициент дрейфа (отношение скорости дрейфа к скорости ветра) чаще всего равен 0,02–0,03, но может быть и больше. Угол отклонения дрейфа от направления ветра может быть различным, но чаще всего составляет 20° [Веселова, 1956]. Нередки случаи, когда лед дрейфует против ветра, и в целом характер дрейфа льда в Северном Каспии отличается сложностью, что связано с особенностями рельефа дна и влиянием течений.

В умеренные зимы, когда большая часть Северного Каспия покрыта пристаем, а плавучий лед располагается вдоль его границы, дрейф льда происходит главным образом с востока на запад и юго-запад, вдоль границы пристая и вблизи западного берега Среднего Каспия. Генеральное направление дрейфа сохраняется и в суровые зимы, но поскольку в этих условиях граница пристая смешается к югу, то и полоса дрейфующего льда также смешается на юг. Лед дрейфует от о-ва Тюб-Караган к п-ову Аграханский (Уч-Коса) и далее на юг вдоль западного берега моря. Скорость генерального дрейфа льда в Северном Каспии в суровые и умеренные зимы около 7 км в сутки.

В суровые и умеренные зимы значительные массы плавучих льдов вы-

носятся из Северного в Средний Каспий вдоль побережья п-ова Уч-Коса и далее, на юг и юго-восток, достигая в отдельные годы Апшеронского полуострова.

Наибольшие скорости дрейфа плавучих льдов отмечаются при вдольбереговых ветрах северо-западного направления. При смене направления на юго-восточное скорость дрейфа льда уменьшается сначала у берега, а затем во всей полосе плавучих льдов.

В зоне дрейфа увеличение сплоченности с последующим сжатием и нажимом льда на берег происходит как при северо-западных, так и при юго-восточных ветрах. В первом случае сплочение льда и дрейф его к югу связаны с увеличением выноса больших масс льда из Северного Каспия. Поступление в район дрейфа новых порций льдов вызывает увеличение сплоченности плавучих льдов в прибрежной зоне. Наибольшее увеличение сплоченности и сжатия льда, сопровождаемое образованием торосов, наблюдается при смене северо-западных ветров на восточные и юго-восточные и усилении их скорости до 10–12 м/с и более. В таких случаях вдоль всего западного побережья Среднего Каспия создаются критические ледовые условия — тяжелые льды блокируют подходы к Махачкалинской бухте и возникает угроза гидротехническим сооружениям нефтяной промышленности Дагестана и Азербайджана.

Вероятность появления приносимых плавучих льдов на подходах к Махачкале равна 46%, у Дербента — 37%, у Сумгаита — 14% и у северного побережья Апшеронского полуострова — около 4–6%. За последнее пятидесятилетие плавучий лед достигал п-ова Апшеронского лишь в 1928–1929, 1949–1950, 1953–1954, 1968–1969 и 1971–1972 годы.

На всей поверхности припая возможно образование торосов. Наибольшая торосистость наблюдается в умеренные зимы в феврале в Гурьевской бороздине и составляет пять баллов.

В умеренные зимы наибольшая продолжительность ледового периода, как и следовало ожидать, отмечается на крайнем востоке и северо-востоке Северного Каспия, на взморье Урала, у северных берегов между Уралом и Волгой и в восточной части взморья Волги (140–120 дней). В западной части взморья Волги, в Манышлакском заливе, в Гурьевской бороздине, на Астраханском рейде и на акватории моря с глубинами от 2 до 5 м ледовый период длится 90–80 дней. У островов Тюлений и Кулалы лед держится около 70 дней, у п-ова Тюб-Караган — 50–60 дней.

Число дней со льдом в суровые зимы в наиболее ледовитых районах достигает 140–170; в районах островов Тюлений и Кулалы — 130–140 дней, у п-ова Тюб-Караган — порядка 100 дней, а в остальных районах — 140–150 дней.

Наибольшая ледовитость моря в суровые зимы отмечается в первой декаде февраля. Рост площади ледяного покрова происходит с ноября до февраля, а уменьшение ее — с февраля до апреля. При этом увеличение ледовитости осенью происходит медленнее, чем ее уменьшение весной.

В умеренные зимы припай достигает наибольшей толщины в конце января — начале февраля.

В исключительно суровые зимы толщина льда на северо-востоке моря достигает 80–90 см, на взморье Урала — 70 см. Более 60 см достигает толщина припая в Манышлакском заливе, в проливах архипелага Тю-

ленных островов и на мелководьях центральной и восточной частей взморья Волги. В центральных и юго-западных районах Северного Каспия толщина неподвижного льда составляет 50–60 см [Валлер, 1970].

Толщина плавучего льда в январе–феврале равна 40–50 см, в марте–апреле, при общем разрушении припая и превращении его в плавучий лед, толщина его может возрасти до 70 см. Однако в море могут встречаться и наслоенные плавучие льдины толщиной 1,0–1,5 м. В районе Махачкалы в суровые зимы при продолжительных и сильных юго-восточных ветрах битый лед образует плотную массу толщиной до 5–6 м. Большой торосистостью отличаются также Астраханский рейд и район между островами Чечень, Тюлений и Жемчужными банками.

Вследствие мелководности Северного Каспия здесь образуются многочисленные стамухи и барьеры стамух. Последние могут достигать более полутора километров в длину, десятков метров в ширину и 10–12 м высоты.

В суровые и умеренные зимы в северной части зоны плавучих льдов уже в декабре их сплошность составляет 9–10 баллов, в южной же ее части она всего 1–3 балла. В районе от Астраханского рейда до о-ва Чечень сплошность разнится 4–6 баллам. В январе–феврале преобладающая сплошность 9–10 баллов. В марте она почти повсеместно уменьшается до 7–8, в районе же Астраханского рейда – о-ва Чечень, наоборот, достигает 9–10 баллов. В мягкие зимы сплошность льдов редко достигает 9–10 баллов. Обычно она колеблется от 1–3 до 6–7.

В умеренные зимы в первой декаде марта в центральных районах Северного Каспия, во второй декаде – на взморье Волги и в третьей декаде – на северо-востоке моря припай окончательно разрушается и превращается в плавучий лед, состоящий из ледяных полей, обломков полей и битого льда, которые дрейфуют, сталкиваются друг с другом, ломаются и уменьшаются в размерах. Одновременно с этим происходит также термическое разрушение льда под влиянием радиационных факторов. Динамические и термические процессы приводят к быстрому разрушению льдин, а также к частичному выносу их в Средний Каспий. Полное очищение Северного Каспия от льда происходит: к концу первой декады марта южнее линии о-в Чечень – о-в Кулалы, в конце второй декады марта – южнее линии о-в Тюлений – архипелаг Тюлених островов, к концу месяца – по линии о-в Чистая Банка – о-в Укатный – п-ов Бузачи. Окончательное очищение взморья Волги и северо-восточных районов моря наблюдается в первой декаде апреля. Последним исчезает скопление плавучих льдов в северной части Гурьевской бороздины, в наиболее суровые зимы – в третьей декаде апреля.

Изучение физико-химических свойств льда в Северном Каспии позволило определить следующие его характеристики. Температура поверхности слоя льда обычно меньше температуры воздуха на 1–3°, иногда на десятие доли градуса. Указанная разница в температуре обычно бывает при устойчивой погоде, а при похолодании возрастает до 8–9°.

Температура внутренних и нижних слоев льда заметно отличается от поверхностной, при этом чем ниже находится исследуемый слой и чем ниже температура воздуха, тем больше эта разница. Во время наблюдений в северной части Гурьевской бороздины на глубине 4,8 м при толщине льда

50 см наибольшая разница в температуре поверхностного и нижнего слоев льда была $11,7^{\circ}$. В этом случае при температуре воздуха $-18,9^{\circ}$, а воды $-0,15^{\circ}$, температура на поверхности льда была $-14,5^{\circ}$, на глубине 16 см $-7,3^{\circ}$, 28 см $-4,6^{\circ}$, 40 см $-2,8^{\circ}$.

В середине зимы наиболее опресненный лед наблюдается на взморье Волги, а наиболее соленый — на крайнем востоке Северного Каспия и в его центральной части, куда поступают среднекаспийские воды. К концу зимы соленость изменяется от 0,1 до 4,4‰ а средняя соленость составляет около 1,0‰.

Прочность льда¹ в основном зависит от его температуры и солености. Чем ниже температура льда и чем меньше соленость, тем больше прочность. При повышении температуры льда от -10 до -1° его прочность уменьшается примерно на 40%. Такое же уменьшение прочности происходит при повышении солености от 0,5 до 3,0‰. Большая прочность отмечалась в верхних слоях льда, меньшая — в нижних, но к концу зимы она почти выравнивалась.

Прочность ледяного покрова связана с расположением припая относительно устьев Волги и Урала. Наибольшая прочность отмечена на опресненных взморьях рек. По мере приближения к границе между припаем и плавучим льдом, толщина припая и его прочность уменьшались.

Анализ изменений ледовых условий за 1941—1982 гг. показал, что сроки замерзания сдвинулись на более поздние в среднем на 5—15 дней, а сроки таяния — на более ранние на 6—12 дней, продолжительность ледового периода сократилась на 15—20 дней; ледовитость Северного Каспия уменьшилась на 11% (см. рис. 27).

СОЛЕНОСТЬ ВОДЫ

Соленость Северного Каспия — это не только одна из важнейших физико-химических характеристик его вод, но она во многом определяет и биологическую продуктивность.

В настоящее время установлено, что главные факторы, определяющие формирование режима солености Северного Каспия, — это речной сток, динамика вод (течения, волнение) и водообмен со средней частью моря.

На основе летальных исследований, проведенных в последние десятилетия, выявлены основные особенности пространственно-временных изменений солености в зависимости от динамики речного стока.

За последние полвека (апрель—октябрь 1931—1980 гг.) средние годовые величины солености Северного Каспия изменились от 11,7 до 6,4‰, т.е. на 5,3‰. В условиях квазистационарного водного и солевого балансов (1956—1970 гг.) величина изменения солености всего Северного Каспия была значительно меньше и составила лишь 2,2‰; для западной его части она оказалась равной 1,8‰, для восточной — 3,2‰ (табл. 30).

Эта таблица составлена по данным К.И. Иванова [1953] за 1934—1951 гг. и Д.Н. Катунина за 1952—1980 гг. Наблюдениями была охвачена практически вся открытая часть акватории моря, за исключением при-

¹ Под прочностью льда понимается величина сопротивления его на изгиб, полученная при испытании пластин льда, вырезанных из ледяных кернов.

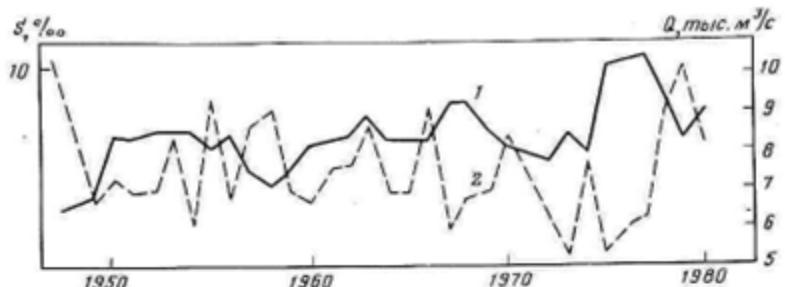


Рис. 29. Многолетние изменения солености Северного Каспия (1) и годовых расходов воды Волги (2)

брежной зоны с глубинами менее 1,5–1,8 м. Ежемесячные съемки включали около 120 гидрологических станций, расположенных по единой схеме. Определения солености производились на стандартных горизонтах (поверхность, 5, 10 м и дно). Все данные по солености с 1940 по 1956 г. откорректированы в соответствии с "Океанологическими таблицами для Каспийского моря" [1949 г.]. Средние величины солености вычислены объемным методом.

Анализ многолетних изменений солености показывает, что в основном они были обусловлены колебаниями волжского стока (рис. 29). В экстремально маловодные 1932–1940 гг. отмечалось постепенное повышение солености. В 40-х годах, когда наблюдалось увеличение водности Волги и Урала, произошло понижение солености Северного Каспия (до 7,1‰). Уменьшение водности Волги в 70-х годах привело к повышению солености. Особенно возросла соленость в середине 70-х годов (см. табл. 30).

Как видно из табл. 30, изменения солености Северного Каспия от года к году в основном невелики и находятся в диапазоне $\pm 0,5\%$, но в переходные стадии от маловодных периодов на Волге к многоводным (или наоборот) величины изменений средней солености Северного Каспия могут возрастать до $\pm 2,3\%$ за 1–4 года. Столь значительные изменения солености оказывают существенное влияние на изменения экологических условий во всем Северном Каспии.

Наиболее тесная связь межгодовых изменений солености в западной и восточной частях Северного Каспия прослеживается с изменениями суммарного стока Волги за два года, т.е. солезапас предшествующего года оказывается на формировании режима солености в последующем году [Винешкая, 1952]. Большой объем стока Волги в течение нескольких лет подряд может привести к сильному опреснению водоема. Так, например, после многоводных 1946–1948 гг. (281–331 км³/год) соленость оставалась низкой (6,86‰) даже и в маловодном 1949 г.

Сокращение речного стока вследствие увеличения безвозвратного водопотребления приводит, с одной стороны, к ослаблению его воздействия на формирование режима солености Северного Каспия, а с другой стороны, – к возрастанию значения водообмена между Северным и Средним Каспием.

Сезонные изменения солености Северного Каспия до зарегулирования

стока, как правило, хорошо согласовывались с сезонными изменениями волжского стока. Максимальные величины солености наблюдались зимой. Весной, по мере увеличения притока речных вод, соленость Северного Каспия понижалась, достигая своего минимума только в июле. Максимальное опреснение Северного Каспия, таким образом, наступало примерно через месяц после прохождения максимальных расходов воды половодья Волги. После прохождения половодья и установления летне-осенних межени соленость постепенно возрастала.

Продолжительность максимального опреснения составляла почти два месяца, причем в западной части моря опреснение наблюдалось в июне–июле, а в восточной оно было сдвинуто на июль–август. Средняя многолетняя годовая величина изменений солености в западной части Северного Каспия составляла $1,6\%$, в восточной – $0,7\%$. В маловодные годы максимальное опреснение западной части Северного Каспия происходило в июне, а в многоводные годы – в июле. В восточной части в маловодные годы низкая соленость сохранялась с июля по октябрь.

Сезонный ход солености в отдельных районах Северного Каспия неодинаков и может существенно отличаться от изменений в целом для его западной и восточной частей. Эти различия связаны с удаленностью отдельных районов моря как от устьев рек, так и от Среднего Каспия.

Наблюдения за соленостью на отдельных гидрометстанциях показывают, что сезонные ее изменения у о-ва Тюлений и Астраханского плавмаяка (северо-западная часть моря) и у о-ва Кулалы и Форг-Шевченко (юго-восточная часть) асинхронны. Увеличение интенсивности западной волжской струи способствует усилению компенсационного подтока среднекаспийских вод вдоль восточного побережья.

Годовой ход солености у о-ва Тюлений имеет два максимума: зимний (февраль) и летний (август) и два минимума: летний (июнь) и осенний (октябрь) [Скриптунов, 1971а]. Повышение солености в феврале, по-видимому, объясняется тем, что ледяной покров на мелководье, достигающий в этом месяце своего максимального развития, препятствует растеканию струи опресненной воды, поступающей по Волго-Каспийскому каналу. Летний максимум (август) обусловлен общим уменьшением расходов воды в межень, усилением компенсационного подтока вод из Среднего Каспия и увеличением испарения. Понижение солености в июне связано с прохождением максимальных расходов воды Волги, а второй минимум – в октябре – с влиянием преобладающих в это время года северо-западных сгонных ветров.

В юго-восточном районе Северного Каспия (о-в Кулалы) повышение величины солености в мае и октябре вызывается усилением компенсационной адвекции среднекаспийских вод. Наибольшее опреснение этого района происходит в июле, т.е. через два месяца после прохождения волны половодья Волги. Второй минимум солености наблюдается в марте и третий – в ноябре, что объясняется особенностями ветрового режима. Среднемноголетняя годовая величина изменений солености у островов Тюлений и Кулалы (по материалам 1961–1971 гг.) оказалась равной соответственно $3,0$ и $2,0\%$.

Влияние зарегулирования волжского стока сказалось на уменьшении объема весеннего половодья. В 1959–1980 гг. объем половодья только

Таблица 30
Средние значения солености Северного Каспия и отдельных его частей, ‰

Год	Западная часть					
	IV	VI	VII	VIII	X	Среднее
1934	—	(9,33)	—	(10,18)	—	(9,75)
1935	—	(8,58)	—	(9,70)	—	(9,14)
1936	—	7,15	8,78	8,92	—	(8,28)
1937	—	10,46	9,76	9,76	11,22	(10,48)
1938	—	9,90	—	9,63	11,43	(10,32)
1939	—	10,66	—	—	—	—
1940	—	9,24	—	9,45	10,50	(9,73)
1941	—	(9,77)	—	6,73	—	(8,25)
1942	—	—	—	—	—	—
1943	—	7,80	7,04	8,94	(10,00)	8,44
1944	—	—	—	—	—	—
1945	—	—	—	—	—	—
1946	—	—	—	9,44	—	—
1947	9,37	5,43	5,95	7,16	8,94	7,37
1948	—	8,05	(6,50)	—	(8,40)	7,65
1949	8,91	7,59	9,23	8,89	10,46	9,02
1950	10,51	9,05	9,21	10,07	10,01	9,77
1951	9,38	8,57	9,34	(9,49)	10,49	(9,45)
1952	(10,73)	(7,56)	(8,26)	8,84	8,76	8,83
1953	10,06	7,61	7,60	9,22	9,33	8,76
1954	(9,14)	7,76	(7,39)	8,63	(8,59)	(8,30)
1955	10,25	7,48	(6,66)	7,67	(9,35)	8,28
1956	8,82	8,89	9,57	10,06	(9,95)	9,46
1957	8,58	7,85	8,02	8,02	9,51	9,40
1958	9,01	7,70	6,76	7,64	8,73	7,97
1959	8,53	8,43	8,20	8,73	9,95	8,77
1960	8,78	8,51	(9,07)	9,44	10,05	9,37
1961	10,88	8,69	8,71	9,96	10,20	9,69
1962	10,06	9,38	(9,14)	9,77	9,15	9,50
1963	10,24	10,22	9,94	8,89	9,07	9,67
1964	(8,18)	8,12	(9,59)	9,08	9,54	8,90
1965	9,80	9,24	(9,02)	(9,14)	9,34	9,31
1966	10,49	8,27	(7,50)	8,48	8,46	8,64
1967	10,00	9,00	(9,89)	9,64	(9,59)	9,82
1968	10,33	8,60	(8,90)	9,44	10,76	9,61
1969	9,71	8,69	8,80	9,66	8,93	9,16
1970	10,56	8,61	7,45	(8,87)	(9,53)	(9,00)
1971	9,07	8,50	9,12	9,35	9,30	9,07
1972	8,28	8,01	(7,48)	8,27	10,24	8,46
1973	8,98	7,66	8,91	9,73	10,21	9,10
1974	10,04	8,42	(8,04)	9,73	9,75	9,20
1975	10,14	10,75	11,05	11,76	11,53	11,05
1976	11,02	9,97	(10,36)	10,05	11,54	(10,59)
1977	9,53	9,45	(10,47)	10,56	(11,19)	(10,24)
1978	10,35	8,34	(9,06)	9,56	(9,44)	(9,35)
1979	(9,19)	9,00	(7,44)	7,28	(9,06)	(8,39)
1980	(9,98)	8,58	(8,58)	9,21	(9,86)	(9,24)

Таблица 30 (продолжение)

Год	Восточная часть					
	IV	VI	VII	VIII	X	Среднее
1934	8,87	(8,13)	—	(7,67)	—	(8,22)
1935	—	(8,91)	—	(7,93)	—	(8,42)
1936	—	9,59	—	9,59	—	9,59
1937	—	—	8,49	—	9,86	(9,18)
1938	—	11,07	—	9,39	11,94	(10,80)
1939	12,46	—	—	—	—	—
1940	—	11,89	—	12,31	(12,57)	(12,25)
1941	—	11,96	—	7,96	9,74	(9,88)
1942	—	—	—	—	—	—
1943	(6,63)	7,01	6,13	5,59	6,52	6,38
1944	—	—	—	—	—	—
1945	—	—	—	—	—	—
1946	—	—	—	6,13	—	—
1947	5,71	4,23	4,24	4,00	4,40	4,52
1948	5,70	5,75	5,40	5,43	5,78	6,51
1949	4,44	4,58	4,73	5,22	5,60	4,91
1950	6,91	6,72	5,12	5,92	6,00	6,13
1951	6,63	6,26	(6,35)	7,01	6,93	6,64
1952	7,40	7,53	7,34	7,71	7,96	7,59
1953	8,44	8,06	7,27	7,76	7,60	7,83
1954	7,91	7,44	7,13	7,55	7,58	7,52
1955	8,36	7,98	7,31	6,48	8,10	7,65
1956	7,37	7,42	6,60	6,28	5,63	6,66
1957	5,67	6,27	5,98	5,55	5,79	5,79
1958	6,44	5,64	5,29	5,53	3,85	5,32
1959	4,65	5,74	5,35	5,88	4,71	5,27
1960	6,0	6,08	5,64	5,84	6,94	6,11
1961	6,07	5,90	5,64	5,29	6,00	5,78
1962	7,04	6,47	5,89	5,46	5,99	6,17
1963	7,04	7,55	7,24	7,86	7,79	7,50
1964	6,57	7,24	6,81	7,32	6,86	6,96
1965	6,45	6,84	6,79	5,64	6,61	6,47
1966	7,45	6,89	7,07	7,70	7,71	7,36
1967	7,95	7,45	7,59	8,44	(8,09)	7,90
1968	8,47	7,82	7,77	8,48	9,84	8,48
1969	8,77	6,93	6,52	7,86	7,03	7,42
1970	7,02	6,27	6,48	(6,70)	(6,72)	(6,64)
1971	(6,02)	5,42	5,96	6,21	5,96	5,91
1972	5,75	5,86	6,27	6,86	7,64	6,48
1973	7,54	6,70	7,15	7,44	7,87	7,34
1974	5,71	5,83	5,06	5,42	6,22	5,65
1975	6,58	8,68	8,75	9,11	9,49	8,52
1976	9,04	9,45	(8,98)	9,19	10,42	(9,42)
1977	10,06	10,62	(11,13)	10,86	(11,20)	(10,77)
1978	10,47	8,42	9,22	10,63	9,74	9,70
1979	(8,31)	7,88	7,35	7,87	(7,81)	7,84
1980	(8,78)	8,09	8,38	8,46	(8,19)	(8,38)

Таблица 30 (окончание)

Год	Северный Каспий					
	IV	VI	VII	VIII	X	Среднее
1934	—	(8,79)	—	(9,10)	—	—
1935	—	(8,74)	—	(8,94)	—	—
1936	—	8,20	—	9,20	—	—
1937	—	—	9,24	—	10,69	—
1938	—	(10,38)	—	9,65	(11,65)	(10,56)
1939	—	(11,35)	—	—	—	—
1940	—	10,29	—	10,56	11,12	(10,66)
1941	—	10,66	—	7,21	—	—
1942	—	—	—	—	—	—
1943	—	7,49	—	7,65	—	—
1944	—	—	—	—	—	—
1945	—	—	—	—	—	—
1946	—	—	—	8,16	—	—
1947	7,85	4,94	—	5,89	7,09	6,44
1948	—	7,10	—	—	—	—
1949	6,95	6,43	7,30	7,25	6,37	6,86
1950	9,07	8,31	7,50	8,33	8,39	8,32
1951	8,30	—	7,60	8,40	9,03	(8,33)
1952	9,47	7,55	7,91	8,41	8,46	8,36
1953	9,45	7,78	7,47	8,67	8,68	8,41
1954	8,68	7,64	7,29	8,22	—	(8,36)
1955	9,54	7,67	6,91	7,22	8,88	8,04
1956	8,28	8,34	8,45	8,63	8,34	8,41
1957	7,49	7,25	7,24	7,08	8,01	7,41
1958	8,04	6,91	6,19	6,82	6,83	6,96
1959	7,06	7,42	7,10	7,63	7,98	7,44
1960	8,38	7,58	7,76	8,03	8,88	8,13
1961	9,08	7,64	7,56	8,18	8,65	8,22
1962	8,95	8,30	7,93	8,16	8,00	8,27
1963	9,06	9,25	8,92	8,50	8,59	8,86
1964	7,58	7,79	8,57	8,66	8,54	8,23
1965	8,55	8,33	8,18	7,82	8,34	8,24
1966	9,35	7,74	7,34	8,18	8,18	8,16
1967	9,23	8,41	9,06	9,19	9,70	9,12
1968	9,64	8,37	8,47	9,08	10,42	9,20
1969	9,36	8,04	7,92	8,98	8,23	8,51
1970	9,24	7,72	7,08	(8,05)	(8,48)	(8,11)
1971	(7,93)	(7,33)	(7,92)	8,26	8,05	(7,90)
1972	7,33	7,35	(7,02)	7,74	9,28	7,74
1973	8,45	7,30	8,25	8,88	9,36	8,45
1974	8,72	7,45	6,92	8,14	8,46	7,94
1975	8,84	9,98	10,21	10,80	10,77	10,12
1976	10,29	9,77	(9,86)	9,74	11,14	10,16
1977	9,72	9,87	(10,70)	10,67	(11,19)	(10,43)
1978	10,39	8,37	9,12	9,95	9,55	9,48
1979	(8,87)	8,80	(7,40)	7,50	(8,59)	(8,23)
1980	(9,52)	8,40	8,50	9,04	(9,30)	(8,95)

Примечание. Значения солености в скобках приближенные.

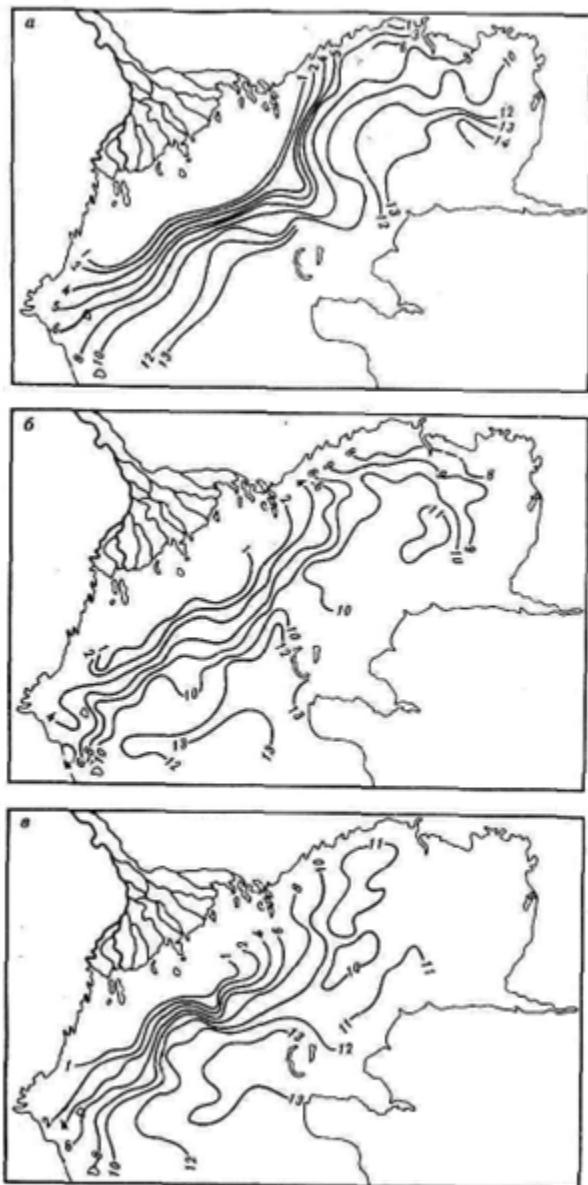


Рис. 30. Распределение солености (‰) в поверхностном слое Северного Каспия в апреле 1978 г. (а), июне (б) и октябре (с) 1976 г.

два раза превысили его среднюю многолетнюю величину для периода естественной водности реки – 144 км³. В предшествующем двадцатилетии повторяемость половодий с объемом стока, превышающим среднюю многолетнюю величину, составляла около 50%. В настоящее время возросла повторяемость лет с наибольшим опреснением в июне (в западной части Северного Каспия) и в июне–июле (в восточной части) вместо июля–августа в условиях естественной водности реки. Смещение сроков максимального опреснения на более ранние существенно повлияло на естественное воспроизводство гидробионтов, эволюционно адаптированных к условиям размножения в период максимального прогрева и опреснения вод Северного Каспия (июль–август).

В связи с неравномерным распределением речных вод по акватории Северного Каспия наиболее интенсивное смещение происходит в его западной части. Наибольшие горизонтальные градиенты солености здесь могут достигать 1‰ на километр. Восточная часть Северного Каспия характеризуется более однородным полем солености, так как большая часть речных и морских вод поступает сюда уже в трансформированном виде (рис. 30).

Основную площадь Северного Каспия (в среднем 60%) занимает зона, где соленость изменяется от 2 до 6–8‰; зона, в которой происходит метаморфизация речных вод ($S < 2\text{‰}$), составляет около 25%. Наименьшую площадь (около 15%), но наибольшую по объему занимают воды с соленостью более 10‰.

Пространственное распределение солености вод в Северном Каспии определяется влиянием нескольких факторов: речного стока, динамики вод, рельефа дна, площади сечения на Кулалинском пороге и испарения. Влияние речного стока зависит от его объема, интенсивности сбросов воды из Волгоградского водохранилища и распределения стока на морском крае дельты. Из характера распределения солености оказывают влияние ветровые течения, водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия и между Северным и Средним Каспием. Площадь сечения на Кулалинском пороге определяет, при прочих равных условиях, величину возможного водообмена между западной и восточной частями Северного Каспия. Благодаря большому испарению формируется отрицательный пресный баланс восточной части моря, что вызывает компенсационный подток вод и образование очага повышенной солености в этой части Северного Каспия.

Волжская вода из западных рукавов дельты Волги продвигается к югу вдоль западного побережья моря. Вода из восточных рукавов дельты переносится в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. Опресняющее действие уральского стока локализовано на устьевом взморье и прилегающей к нему северо-восточной части моря (район Гоголевской косы – Каратонских шалыг) и проявляется в основном в апреле–июне. Максимальное опреснение уральского взморья происходит через 3–4 дня после прохождения наивысших расходов воды (в среднем в конце мая).

В июле начинается постепенное осолонение мелководных районов моря, сокращение опресненных площадей. В августе происходит повышение солености на всей акватории водоема. На свале глубин вновь возрастают горизонтальные градиенты солености.

В сентябре–октябре продолжается сокращение площадей с опресненными водами, увеличение притока среднекаспийских вод (см. рис. 30, в). Однако некоторые черты летнего опреснения еще сохраняются, особенно в приглубой зоне западной части водоема. Осенью под действием процессов конвективного и ветрового перемешивания вертикальные градиенты солености на свале глубин уменьшаются до $0,01\text{--}0,08\%/\text{м}$.

Зимой наибольшее повышение солености наблюдается в западной части моря на свале глубин и на акватории, прилегающей к устьевому взморью Волги. По сравнению с октябрем соленость в этих районах возрастает в среднем на $1\text{--}2,5\%/\text{м}$, а в отдельных случаях может быть и больше. В период развития ледяного покрова происходит увеличение солености вод Северного Каспия примерно на $0,6\text{--}0,7\%/\text{м}$ (в западной части – на $0,4\%/\text{м}$, восточной – на $1,2\text{--}1,3\%/\text{м}$). Таяние льдов способствует понижению солености, поскольку ледяной покров к началу его разрушения имеет более низкую соленость ($0,1\text{--}0,5\%/\text{м}$), чем вода.

■ Вертикальное распределение солености в Северном Каспии часто характеризуется гомохалинностью или же возрастанием солености ко дну. В результате взаимодействия речных и морских вод образуется галоклин, формирующийся в основном на свале глубин (8–15 м). Этот слой скачка солености достаточно устойчив и хорошо прослеживается в зоне прохождения западной волжской струи. Он залегает в среднем на горизонте 4–6 м, имеет толщину в межень около 1 м, в период прохождения волны половодья 2–3 м. За свалом глубин, на границе со Средним Каспием, галоклин располагается на горизонтах 10–15 м. Галоклин в Северном Каспии обычно совпадает с термоклином и служит индикатором интенсивности поступления пресных вод в море [Скриптуров, 1962]. Устойчивость галоклина наибольшая во время прохождения волны половодья, исключение составляют маловодные годы. В меженный период формирование слоя скачка солености связано с развитием западных, северо-западных ветров со скоростью не менее 8–10 м/с. Галоклин может образовываться и при устойчивых юго-восточных ветрах, хотя при их усиливении он разрушается.

Средняя величина вертикальных градиентов солености в современных условиях составляет в июне $0,22$, в августе $0,06$, октябре $0,09\%/\text{м}$. После зарегулирования волжского стока произошло внутригодовое перераспределение градиентов солености: увеличение в межень и уменьшение во время прохождения волн половодья.

Для восточной части Северного Каспия характерна гомохалинность. Вертикальная стратификация солености, причем весьма незначительная (до $0,01\%/\text{м}$), отмечается только в северной части Уральской бороздины. Это обусловлено незначительным поступлением речного стока, относительной изоляцией от Среднего Каспия, мелководностью района и интенсивным ветровым перемешиванием. Как речные, так и морские воды поступают в восточную часть моря в основном в трансформированном виде. Зимой вблизи устья Урала вертикальные градиенты солености составляют $0,3\text{--}0,5\%/\text{м}$.

Максимальные величины этих градиентов в навигационный период на отдельных участках восточной части Северного Каспия могут достигать $1,3\%/\text{м}$ (июнь 1958 г.), однако устойчивых вертикальных градиентов солености в этой части моря не наблюдается.

Фоновое поле солености в Северном Каспии претерпевает существенные изменения под воздействием ветра. Наиболее значительные изменения происходят во фронтальной зоне устьевого взморья, где отмечаются наибольшие величины горизонтальных и вертикальных градиентов солености воды. В районе свала глубин и на границе между западной и восточной частями Северного Каспия адвекция опресненных или осалоненных вод ветровыми течениями, особенно в поверхностном слое, может значительно изменять пространственное распределение солености, сформированное под воздействием речного стока.

Влияние ветровых условий на формирование поля солености значительно возрастает в межень: в июне–августе около 40–50% изменений солености определяется изменением водности Волги, а осенью – не более 20%.

В западной части моря с большой вероятностью можно ожидать опреснения вод под действием западных, северо-западных, северных и северо-восточных ветров. Для восточной части подобный эффект достигается при западных, северо-западных и северных ветрах. В период поступления волжских вод половодья в море (май–июль) вероятность опреснения восточной части Северного Каспия под воздействием северо-западных и северных ветров возрастает.

В некоторых районах Северного Каспия воздействие ветров одних и тех же направлений может вызвать неоднозначное изменение поля солености. Это связано с возникновением компенсационных потоков в вод. Так, после сильных сточных ветров компенсационный поток может способствовать осалонению не только отдельных участков, но и всей западной части Северного Каспия [Скриптиунов, 1962].

Для отдельных участков акватории имеют значение не только направление и скорость ветра, но и продолжительность его действия. Поэтому четкие закономерности влияния ветров на распределение солености в разных районах моря могут быть установлены только при детальном исследовании динамики вод Северного Каспия.

С середины 50-х годов для определения различных характеристик режима солености Северного Каспия начали применяться расчетные методы [Норина, 1955; Симонов и др., 1966; Пахомова, Затучная, 1966; Катунин, 1967; Тимофеев, 1972; Катунин, 1975а].

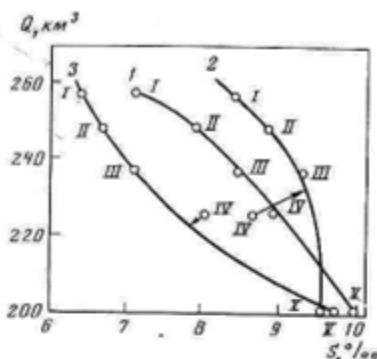
При использовании предлагаемых методов необходимо учитывать, что область их применения ограничена условиями, при которых были получены исходные ряды выборок, а именно периодом 1940–1973 гг., когда уровень моря находился в интервале от –27,9 до –28,5 м БС. При понижении уровня ниже отметки –28,5 м применение предлагаемых эмпирических зависимостей неэффективно, так как сильно возрастают ошибки в расчетах, обусловленные изменением водного и солевого баланса Северного Каспия. Зависимость между величиной стока Волги и средней соленостью нарушается для отдельных частей Северного Каспия и сохраняется для всего водоема в целом (рис. 31).

Кроме того, поскольку в уравнениях присутствует только "водная" составляющая и не учтена "ветровая", расчетная величина солености для конкретного года может существенно отличаться от фактической.

Для прогнозирования солености с полугодовой заблаговременностью, а также для восстановления рядов был проведен корреляционно-регресси-

Рис. 31. Зависимость между стоком Волги и соленостью воды Северного Каспия (среднененная по десятилетиям при различных отметках уровня моря)

I — Северный Каспий, 2 — западная его часть, 3 — восточная его часть. I — 1941—1950 гг. ($H = -27,9$ м); II — 1951—1960 гг. ($H = -28,2$ м); III — 1961—1970 гг. ($H = -28,3$ м); IV — 1971—1980 гг. ($H = -28,6$ м), V — 1931—1940 гг. ($H = -26,9$ м)



ционный анализ по выявлению зависимости между среднегодовой соленостью и средними месячными ее величинами. Соотношения получены отдельно для западной и восточной частей Северного Каспия. В отличие от подобных расчетов, произведенных Б.М. Затучной [1970], использованы только ряды солености для квазистационарного уровня моря (1940—1971).

Для каждого летнего месяца получены зависимости типа

$$S_t = a Sm + b, \quad (3.4)$$

где S_t — среднегодовая соленость ($\%$), а Sm — среднемесячная соленость ($\%$).

Найдена также зависимость между соленостью за период апрель—сентябрь западной части Северного Каспия и уровнем Каспийского моря

$$x = 0,03 y_{t-1} - 0,04 y + 10,4; \quad r = -0,88 \pm 0,03; \quad Sx = 0,14\%, \quad (3.5)$$

где x — средняя соленость западной части ($\%$), y — уровень моря в год наблюдений, определяемый как разность между отметкой уровня (в м БС) и прежним нулем поста ($-29,38$ м), а y_{t-1} — то же за предыдущий год.

Средняя ошибка предлагаемого уравнения для расчетного ряда 1960—1977 гг. составила 1%, максимальная 10%.

При анализе корреляции между соленостью западной части и речным стоком наиболее тесная связь получена между средней соленостью и величиной стока Волги и Урала за два года (y').

$$x = 12,56 - 0,007 y'; \quad r = -0,74 \pm 0,06; \quad Sx = 0,37\%. \quad (3.6)$$

Как видно, в уравнении (3.6) средняя квадратическая ошибка значительно большие, чем в уравнении (3.5). Поэтому и точность расчетных величин солености по данному уравнению несколько ниже, чем по уравнению (3.5). Средняя ошибка для 1970—1977 гг. составила около 2%, максимальная — 13,8%.

Получение прогностических уравнений для расчета солености восточной части Северного Каспия более затруднительно, так как волжский сток поступает в эту часть моря в процессе водо- и солеобмена с западной частью. Предложенные для расчета формулы [Симонов и др., 1966; Тимофеев, 1972] имеют сравнительно большие ошибки (до 1%). Наши расчеты подтвердили вывод Н.А. Тимофеева [1972] о том, что наиболее тесная

зависимость средней солености вод восточной части моря существует с речным стоком, суммированным за 4 и 5 лет.

Уравнение регрессии для расчета солености восточной части моря для апреля–октября по суммарному стоку Волги и Урала за 5 лет имеет вид

$$x = -0,0073 y' + 15,82; \quad r = -0,59 \pm 0,09; \quad Sx = 0,78\%, \quad (3.7)$$

где x – средняя соленость восточной части, y' – суммарный сток Волги и Урала за 5 лет.

Близкие результаты можно получить и при использовании зависимости между средней соленостью восточной части моря и уровнем Каспийского моря

$$x = -0,032 y + 10,63; \quad r = -0,54 \pm 0,11; \quad Sx = 0,84\%, \quad (3.8)$$

где x – средняя соленость восточной части Северного Каспия; y – уровень моря в год наблюдений, определяемый как разность между отметкой уровня моря (в м БС) и прежним нулем поста ($-29,38$ м).

В конце семидесятых годов в результате понижения уровня Каспийского моря до отметки -29 м произошло увеличение солености в обеих частях Северного Каспия, особенно значительное (до $11,2\%$) – в его восточной части [Катунин, Косарев, 1981]. При этом в некоторые годы характерным было образование вдоль Кулалинского порога устойчивой фронтальной зоны. Пресные воды из восточных рукавов дельты Волги поступали в основном на юг, продвигаясь вдоль Кулалинского порога.

Осередки, острова, расположенные восточнее Иголкинского банка, соединились, создав естественное препятствие для поступления пресных вод непосредственно в восточную часть моря. В районе архипелага Тюленых островов образовалась очаг вод с повышенной соленостью – до 14% . Очаги вод с соленостью, превышающей среднекаспийскую, располагались также вдоль восточного побережья Северного Каспия.

При новом значительном понижении уровня произойдет усиление изоляции не только восточной части Северного Каспия, но и западных районов (западнее условной линии: Волго-Каспийский канал – о-в Тюлений).

Все это предопределяет сложность расчета будущей солености Северного Каспия при понижении уровня моря, особенно отдельных его районов, часть которых может в этих условиях не осолоняться, а опресняться. Это относится, в частности, к зоне восточнее о-ва Тюлений (Бахтемирский осередок), через которую осуществляется перенос волжских вод, выходящих из западных рукавов дельты Волги. В целом же следует ожидать, что при понижении уровня моря произойдет повышение солености Северного Каспия.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Гидрохимические условия Северного Каспия отличаются значительной сезонной и межгодовой изменчивостью, определяемой в основном влиянием стока Волги и водообменом со средней частью моря.

Средние месячные многолетние (1960–1980 гг.) значения содержания кислорода в отмелом районе Северного Каспия колебались в пределах от 5,3 до 10,6 мл/л и от 89 до 122% насыщения, а в приглубоком районе – от 4,6 до 10,4 мл/л и от 80 до 129%.

В апреле как в отмелом, так и в приглубом районах Северного Каспия отмечаются максимальные значения содержания и насыщения кислорода на поверхностном и придонном горизонтах. При этом наиболее активно продуцирование органического вещества протекает в западной части (табл. 31), что можно объяснить возрастшим зимним стоком Волги после ее зарегулирования.

Летом кислородный режим формируется в условиях активного фотосинтеза и максимального прогрева воды. В этот сезон наблюдаются минимальные значения содержания кислорода. В июне, при поступлении в море стока половодья, в зонах, разнородных по солевому и термическому режимам, наблюдаются различные концентрации кислорода. Максимальные средние величины содержания и насыщения кислорода отмечаются в поверхностном слое западной части моря, минимальные — у дна в западной части приглубого района (см. табл. 31). В августе влияние речных вод весьма ослаблено, а прогрев моря больше, поэтому величины растворенного кислорода пониженные. Максимальные средние значения содержания кислорода в это время отмечаются в западной части отмелого района, минимальные — у дна западной части приглубого района.

В октябре при понижении температуры воды среднее содержание кислорода увеличивается, причем величины его в восточной части моря несколько выше, чем в западной, что, по-видимому, можно объяснить более низкими температурами воды на востоке.

Сезонные изменения кислорода в 1976 г., по материалам комплексных съемок моря, в основном характеризуются теми же особенностями, что и в среднем за 1960—1980 гг.

Суточные изменения кислорода в воде связаны главным образом с биохимическими процессами. Максимум содержания кислорода в северокаспийских водах отмечается с 15 до 21 ч, минимум — в 3—9 ч утра. Плавный ход суточных колебаний кислорода часто нарушается под влиянием гидрометеорологических факторов.

Наиболее интенсивные суточные колебания кислорода выявлены в западной части акватории, особенно у о-ва Тюлений и в районе свала глубин, что было отмечено в свое время Н.И. Винецкой [1962]. Вследствие понижения фотосинтеза фитопланктона в восточной части Северного Каспия, по сравнению с западной, суточные колебания кислорода в этом районе выражены слабее.

После зарегулирования стока Волги среднее содержание кислорода в Северном Каспии в апреле колебалось в пределах 7,2—10,6 мл/л, в июне — 4,9—6,9, в августе — 4,9—6,8 и в октябре — 5,6—8,7 мл/л. Происшедшее увеличение насыщения северокаспийских вод кислородом на 1—9% (за исключением осеннего сезона), можно объяснить возрастшей динамической активностью вод. Уменьшение же насыщения вод в осенний сезон в отмелом районе на 4% связано с возрастшим потреблением кислорода на окислительные процессы, происходящие на устьевом взморье Волги и мелководных акваториях с обильной надводной и подводной растительностью. В современных условиях у дна в приглубом районе западной части Северного Каспия и на границе со Средним Каспием в летнее время возникает дефицит кислорода (гипоксия). Причин, вызывающих гипоксию в придонных слоях воды, несколько: повышенный расход кислорода на

Таблица 31
Средние многолетние значения содержания и насыщения кислорода
в Северном Каспии

Годы [литературный источник]	Западная часть			
	IV	VI	VIII	X
Отмеждый район				
1935–1955 [Винецкая, 1962]	7,36 — <u>105</u> —	6,00 — <u>104</u> —	5,85 — — —	8,13 — <u>103</u> —
1960–1980	8,32 8,25 <u>109</u> 108	6,32 6,24 <u>106</u> 105	6,12 6,06 <u>104</u> 103	7,42 7,36 100 100
Приглубый район				
1935–1955 [Винецкая, 1962]	7,41 7,20 <u>108</u> <u>101</u>	6,22 5,53 <u>108</u> 93	5,92 5,23 <u>106</u> 91	7,11 6,82 102 97
1960–1980	8,24 8,24 <u>112</u> 110	6,18 5,86 <u>108</u> 100	5,98 5,45 <u>109</u> 98	6,98 6,76 106 101

П р и м е ч а н и е. Первая строчка — содержание кислорода, мл/л, вторая строчка — насыщение кислорода, %. Дробь: числитель — поверхности горизонт, знаменатель — придонный.

окисление оседающих в результате коагуляции на дно моря органических веществ, малая прозрачность вод, вследствие чего процессы образования органического вещества в нижних слоях воды протекают менее интенсивно, чем потребление кислорода на окислительные процессы на дне водоема; расслоение водной толщи (при движении на поверхности опресненных вод и компенсационном подтоке у дна более соленых вод из Среднего Каспия) и образование значительных вертикальных градиентов солености и температуры, затрудняющих перемешивание.

Наибольшее развитие дефицита кислорода у дна отмечается в августе, меньше — в июне (табл. 32).

Величина акваторий с дефицитом кислорода значительно изменяется от года к году в зависимости от объема половодья, ветровой активности, величины стратификации и устойчивости вод. Резкий дефицит кислорода у дна образуется при устойчивости водных слоев более 10–15 тыс. усл. ед. Как правило, площади с гипоксией увеличиваются в годы с объемом половодья Волги более 120 км³; максимальная отмечалась в августе 1955 г.

В случае увеличения стока по Волго-Каспийскому каналу можно ожидать, что мористое канала будет наблюдаться дальнейшее расширение зон с гипоксией. С целью улучшения режима кислорода и солености в этом

Восточная часть				Вся акватория			
IV	VI	VIII	X	IV	VI	VIII	X
Отмельный район							
8,18	5,63	5,94	8,51	7,77	5,81	5,89	8,32
—	—	—	—	—	—	—	—
105	102	100	106	105	103	—	105
—	—	—	—	—	—	—	—
7,74	5,95	5,98	7,81	7,98	6,10	6,04	7,65
7,84	5,92	5,91	7,73	8,01	6,05	5,97	7,58
107	103	103	101	108	104	103	101
108	103	102	100	108	104	102	100
Приглубый район							
7,58	5,91	6,12	7,49	7,50	6,06	6,02	7,30
7,52	5,62	5,72	7,27	7,18	5,58	5,48	7,04
105	103	103	101	107	105	105	101
104	99	97	99	102	96	94	98
8,25	5,85	5,89	7,37	8,24	6,03	5,94	7,15
8,21	5,80	5,83	7,34	8,23	5,83	5,62	7,02
113	104	105	103	112	106	107	105
112	103	104	103	111	101	101	102

важном биопродуктивном районе Северного Каспия целесообразно увеличить поступление воды по восточным рукавам дельты Волги с помощью вододелителя и провести реконструкцию каналов-рыбоходов [Катунин, 1975б]. При понижении уровня моря улучшится перемешивание вод, что будет способствовать сокращению площадей с гипоксией в придонном горизонте. В то же время в Северном Каспии увеличивается зарастаемость мелководных акваторий надводной и подводной растительностью, что приведет к увеличению в донных отложениях органического вещества и к дальнейшему расходу кислорода на окислительные процессы на дне водоема.

Концентрация водородных ионов (pH) — показатель интенсивности процессов образования и разрушения органического вещества, а также степени минерализации вод. После зарегулирования Волги средние многолетние значения pH в поверхностном и придонном слоях северокаспийских вод колебались в пределах 8,37–8,74.

Отмельный район Северного Каспия характеризуется более высокими средними величинами pH (8,37–8,74), чем приглубый (8,38–8,47), что свидетельствует о более активном образовании органического вещества на мелководье. В восточной части моря значения pH ниже, чем в западной.

В апреле средние значения pH изменяются от 8,37 до 8,53 в отмелом

Таблица 32
Величины акватории Северного Каспия с дефицитом кислорода
(< 80% насыщения) в придонном слое воды

Годы	Средний объем головодья Волги, км ³	Площадь, тыс. км ²	
		июнь	август
1954–1959	133	2,0	13,3
1960–1970	104	2,1	5,7
1971–1981	94	2,6	6,8

Таблица 33
Средняя многолетняя концентрация биогенных веществ (мкг·ат/л)
в Северном Каспии. 1955–1979 гг.

Часть моря	Район	Фосфор минеральный	Азот		Кремний
			аммонийный	нитритный	
Западная	отмелый	0,17	5,69	0,12	62
	приглубый	0,18	4,27	0,04	32
Восточная	отмелый	0,16	4,63	0,04	54
	приглубый	0,16	3,44	0,03	47

районе и от 8,44 до 8,47 в приглубом. В дальнейшем в связи с усилением процесса фотосинтеза и повышением температуры воды происходит увеличение значений рН, которые достигают в августе в отмелом районе своего максимума (8,48–8,74). В приглубом районе в это время величины рН довольно низкие, так как сюда поступают воды из Среднего Каспия, богатые углекислотой. Понижение величины рН в летний сезон в придонном слое воды в районах свала глубин, вблизи островов Тюлений и Чечень часто совпадает с образованием дефицита кислорода.

В октябре средние значения рН в Северном Каспии на придонном и поверхности горизонтах выравниваются и колеблются от 8,41 до 8,48.

Со стоком Волги и Урала в Северный Каспий постоянно поступает большое количество биогенных веществ. Это хорошо видно при сравнении концентрации биогенных веществ в отмелом и приглубом районах (кроме Рыбин) (табл. 33).

В зоне непосредственного поступления волжского стока (мелководье западной части) концентрация биогенных веществ выше, чем в отмелом районе восточной части Северного Каспия (табл. 34).

Многолетние изменения запасов биогенных веществ во многом определяются колебаниями волжского стока, поскольку объем Северного Каспия сравнительно невелик и сопоставим (особенно в многоводные годы) с объемом материкового стока.

Важное значение в биогенном питании моря имеет минеральный растворенный фосфор, который непосредственно вовлекается в биосинтетические процессы. На фоне общего понижения годового поступления в море

неорганических соединений фосфора к концу 40-х годов и последующей стабилизации в 50–70-х годах отмечалось уменьшение (почти вдвое) поступления в море минерального фосфора во время половодья. Интенсивность сокращения величины выноса в море общего фосфора во время половодья меньше, чем минерального растворенного. Однако этот процесс устойчив и обусловлен постепенным усилением регулирующего воздействия каскада ГЭС на внутригодовое распределение стока (уменьшение его в весенний сезон).

Подобная закономерность прослеживается и для тенденции изменений минерального растворенного азота и кремнекислоты. Исключение представляет валовой азот, поступление которого значительно возросло в 70-е годы за счет увеличения притока его органических форм.

Сокращение объема вод Северного Каспия оказывается в увеличении нагрузки биогенных веществ на водоем. Так, например, при несколько меньшей годовой величине поступления минерального растворенного фосфора в 1971–1976 гг., по сравнению с 1956–1959 гг., его удельная нагрузка из водоем в семидесятые годы возросла. Аналогичное положение характерно для азота и кремния. При этом основным фактором, определяющим уровень нагрузки биогенных веществ на водоем, пока остается все же величина их поступления, а не изменение объема вод Северного Каспия. Отметим также, что существовавшее ранее в водоеме азотно-фосфорное соотношение изменилось в сторону еще большего преобладания соединений азота над фосфором.

Сезонные изменения концентраций биогенных веществ (табл. 35) носят сложный характер и зависят, с одной стороны, от количества поступления их с речными водами, а с другой – от интенсивности потребления и скорости регенерации и процессов обмена между грунтом и водой. Определенное значение в сезонной динамике биогенных веществ имеет также водообмен между Северным и Средним Каспием.

Современный уровень наших знаний о природе водоема не позволяет дифференцировать воздействие каждого из факторов, определяющих сезонные изменения биогенных веществ. Поэтому ограничимся рассмотрением многолетних сезонных колебаний концентраций биогенных веществ в различных районах Северного Каспия.

Средние многолетние концентрации минерального растворенного фосфора в Северном Каспии невелики и незначительно изменяются по сезонам.

Минимальное содержание фосфора отмечается в апреле, во время весенней вспышки развития фитопланктона и до начала поступления в море волжских вод во время половодья, когда концентрация фосфатов возрастает и достигает максимальных сезонных значений. При этом наибольшее обогащение Северного Каспия происходит в июне, т.е. примерно через две-три недели после прохождения максимальных расходов воды. Летом, когда усиливается деятельность фитопланктона, концентрация минерального растворенного фосфора уменьшается, причем наиболее значительно в мелководном районе западной части Северного Каспия, где в августе интенсивность фотосинтеза наибольшая [Винецкая, 1968].

Осенью концентрация минерального фосфора в мелководном районе западной части акватории возрастает вследствие увеличения его поступления из дельты Волги. В мелководном районе восточной части моря концент-

Таблица 34
Многолетние изменения минеральных форм биогенных веществ
в Северном Каспии, мкг-ат/л

Месяц	Годы	Западная часть			
		P	NH ₄	NO ₂	Si
Отмельный район (до 4 м)					
Июнь	1935–1955	0,53	9,63	—	56
	1954–1959	0,23	9,40	0,07	64
	1961–1970	0,20	5,55	0,15	66
	1971–1979	0,20	7,06	0,20	68
	1976	0,10	5,55	0,01	53
	1935–1955	0,38	9,25	—	42
Август	1954–1959	0,20	8,26	0,01	55
	1961–1970	0,20	5,12	0,06	73
	1971–1979	0,13	3,92	0,08	70
	1976	0,08	5,12	0,12	70
Приглубый район					
Июнь	1935–1955	0,37	7,32	—	33
	1954–1959	0,20	6,78	0,12	42
	1961–1970	0,17	4,12	0,10	41
	1971–1979	0,22	3,62	0,03	42
	1976	0,07	5,10	0,01	20
	1935–1955	0,30	10,0	—	19
Август	1954–1959	0,20	4,25	0,01	30
	1961–1970	0,20	4,92	0,02	32
	1971–1979	0,16	3,62	0,03	36
	1976	0,04	1,10	0	25,5
Месяц	Годы	Восточная часть			
		P	NH ₄	NO ₂	Si
Отмельный район (до 4 м)					
Июнь	1935–1955	—	3,42	—	41
	1954–1959	0,17	6,62	0,01	54
	1961–1970	0,24	4,27	0,06	60
	1971–1979	0,13	5,70	0,08	56
	1976	0,07	2,70	0,0	32
	1935–1955	—	3,88	—	53
Август	1954–1959	0,20	6,80	0,01	60
	1961–1970	0,20	3,20	0,09	55
	1971–1979	0,13	3,88	0,05	52
	1976	0,10	4,20	0,03	51
Приглубый район					
Июнь	1935–1955	0,23	4,25	—	28
	1954–1959	0,13	3,20	0,01	37
	1961–1970	0,16	3,85	0,04	49
	1971–1979	0,22	3,20	0,04	49
	1976	0,04	4,50	0,005	20

Таблица 34 (окончание)

Месяц	Годы	Восточная часть			
		P	NH ₄	NO ₂	Si
Август	1935—1955	0,17	9,98	—	30
	1954—1959	0,17	4,07	0,005	47
	1961—1970	0,17	3,85	0,02	65
	1971—1979	0,12	3,15	0,04	54
	1976	0,07	1,30	0	21

рация минерального фосфора снижается в связи с уменьшением поступления соли речного стока. В октябре концентрации фосфатов в приглубых районах Северного Каспия выравниваются.

Концентрация нитратного азота в летний сезон в отмелом районе значительно уменьшается вследствие его потребления, и в открытом море он почти не обнаруживается. Таким образом, основная форма азота,

Таблица 35
Средние многолетние сезонные изменения концентраций биогенных веществ
в Северном Каспии, мкг-ат/л (минеральные растворимые формы)

Биогенные вещества	Западная часть							
	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X	Среднее
Минеральный фосфор	0,16	0,185	0,19	0,17	0,16	0,17	0,18	0,17
	0,15	0,17	0,20	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18
Азот аммиачный	5,40	6,42	7,55	3,57	5,65	5,65	5,60	5,69
	3,25	3,72	4,12	4,22	4,22	4,85	5,50	4,27
Азот нитритный	0,16	0,21	0,16	0,10	0,05	0,08	0,10	0,12
	0,05	0,06	0,08	0,01	0,04	0,02	0,01	0,04
Кремнекислота	47	57	56	66,5	67	66,5	65,5	62,2
	19	30	41	44	34	29	25	31,7

Биогенные вещества	Восточная часть							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Среднее
Минеральный фосфор	0,12	0,15	0,18	0,18	0,18	0,16	0,13	0,16
	0,13	0,16	0,18	0,16	0,14	0,16	0,17	0,16
Азот аммиачный	3,87	4,72	5,50	4,42	4,42	4,65	4,85	4,63
	2,85	3,15	3,42	3,50	3,65	3,72	3,77	3,44
Азот нитритный	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04
	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Кремнекислота	29	42,5	58	64,5	55	61,5	66,2	53,8
	33,5	40	48,5	45,5	61	47	51,2	46,7

П р и м е ч а н и е. Числитель — отмельный район; знаменатель — приглубый.

содержащаяся в водах Северного Каспия в вегетационный период, — это аммонийный азот. Его сезонные изменения в различных районах Северного Каспия происходят неодинаково. В мелководных районах водоема как на западе, так и на востоке от апреля к июню наблюдается обогащение вод ионом аммония вследствие увеличения притока вод во время половодья. В это время концентрация аммонийного азота больше, поскольку речные воды интенсивно промывают дельту и взморье, способствуя поступлению в море минерализованного органического вещества. В июле содержание аммонийного азота значительно понижается, особенно в западной части водоема, для которой характерны наиболее резкие сезонные изменения. Такое уменьшение концентраций аммонийного азота в первую очередь связано с усиленным потреблением его фитопланктоном, когда концентрация нитратов близка к аналитическому нулю. Для различных видов северокаспийского фитопланктона предпочтительным видом азотного питания служит аммонийный азот. Поэтому при уменьшении фотосинтетической активности фитопланктона начинается увеличение содержания аммонийного азота в мелководном районе и в августе—октябре его концентрации превышают апрельские, наиболее существенно в восточной части моря.

В приглубом районе водоема сезонные изменения аммонийного азота характеризуются его постепенным накоплением от апреля к октябрю. Здесь процессы продуцирования органического вещества фитопланктона проходят менее интенсивно, чем в мелководной зоне. Вследствие этого аммонификация происходит более интенсивно, чем процесс потребления иона аммония фитопланкtonом.

Наибольшие сезонные колебания аммонийного азота характерны для западной части Северного Каспия, находящейся под непосредственным воздействием волжского стока. В восточной части сезонная динамика аммиака более стяжена, в основном в приглубом районе, наиболее удаленном от непосредственного воздействия волжского стока. В целом концентрация аммонийного азота в западной части Северного Каспия значительно более высокая, чем в восточной.

Сезонные изменения содержания нитритов в Северном Каспии определяются главным образом величиной их поступления с волжским стоком. Максимальные концентрации нитритов в волжской воде наблюдаются обычно в конце половодья (июнь), т.е. после того как начинается спад воды с временно затопляемых водоемов дельты (полоев). В это время происходит обогащение волжских вод в дельте соединениями азота как в органической, так и в минеральной форме, в том числе нитритами. Поступающие в море в июне волжские воды значительно обогащают нитритами западную часть Северного Каспия.

Наибольшие сезонные концентрации нитритов обычно отмечаются вдоль морского края дельты, особенно вблизи Белинского банка, через который, как известно, поступает основной объем вод из Волго-Ахтубинской поймы. После прохождения волны волжского половодья содержание нитритов в западной части моря уменьшается, особенно в приглубой зоне. Минимальная концентрация в среднем приходится на август—сентябрь. В восточной части Северного Каспия сезонные колебания нитритов сильно стяжены, в основном в приглубой зоне (Уральская бороздина). Некоторое увеличение концентрации нитритов в восточном районе отмечено в сентябре—октябре.

ение нитритного азота наблюдается в мелководной зоне в августе, по-видимому вследствие увеличения притока волжских вод, так как в это время происходит их продвижение вдоль северного побережья вплоть до уральского взморья.

Сведения о содержании нитратов в Северном Каспии немногочисленны и отрывочны. Данные, приведенные А.С. Пахомовой и Б.М. Затучной [1966], свидетельствуют об очень малой концентрации нитратов в открытой части моря. Наблюдения 1977–1978 гг. также свидетельствуют о небольших концентрациях нитратов весной и летом. Так, в июне–июле 1977 г. они не превышали 0,5 мкг-ат/л. [Волжский сток не обогащает море нитратной формой азота, так как этот азот потребляется фитопланктоном в зоне до двухметровых глубин. В апреле 1978 г. непосредственно за пределами двухметровой изобаты вдоль морской границы взморья концентрация нитратов изменилась от следов до 0,1 мкг-ат/л. В июне в этом районе она была близка к аналитическому нулю. Основной потребитель нитратов на взморье, по-видимому, нитчатые водоросли, в частности спирогира.]

Осенью, с началом затухания развития растительных организмов происходит обогащение моря нитратами. В ноябре–декабре концентрация нитратов на морском крае отмелой зоны взморья достигает 6,8–10 мкг-ат/л.

Сезонные изменения концентрации кремния в Северном Каспии выражены резко: значительное ее увеличение происходит после половодья Волги [Винецкая, 1957]. Величина сезонных колебаний содержания кремниекислоты в различных районах Северного Каспия неодинакова, однако наименьшая концентрация кремниекислоты по всей акватории Северного Каспия отмечается в апреле, в период весенней вспышки развития диатомовых водорослей — активных ее потребителей.

В мелководных районах после обогащения их кремниекислотой при прохождении волнами половодья высокий уровень ее содержания сохраняется и в межень (рис. 32). Высокая концентрация кремниекислоты в это время поддерживается, с одной стороны, постоянным поступлением его с речным стоком, с другой — уменьшением потребления фитопланктоном.

В мелководном районе восточной части водоема сезонные изменения концентраций кремниекислоты во многом совпадают с таковыми в западной части. Однако в августе в восточной части наблюдается заметный спад содержания кремния. Можно полагать, что это связано не с сокращением притока речных вод, а с увеличением потребления кремниекислоты фитопланктоном. Осенью в восточной части моря снова происходит увеличение концентраций кремния.

В приглубом районе западной части акватории сезонные изменения кремниекислоты определяются в основном воздействием волжского стока (апрель–июнь) и поступлением среднекаспийских вод (осенне-зимняя межень). Увеличение количества волжских вод во время половодья способствует постепенному возрастанию концентраций кремниекислоты в этом районе с максимумом в июле. После этого влияние волжского стока ослабевает и усиливается воздействие среднекаспийских вод, которые к осени заполняют всю приглубую центральную часть Северного Каспия [Катунин, 1975б]. Концентрация кремниекислоты при этом понижается, что связано с потреблением ее среднекаспийским фитопланктоном (в

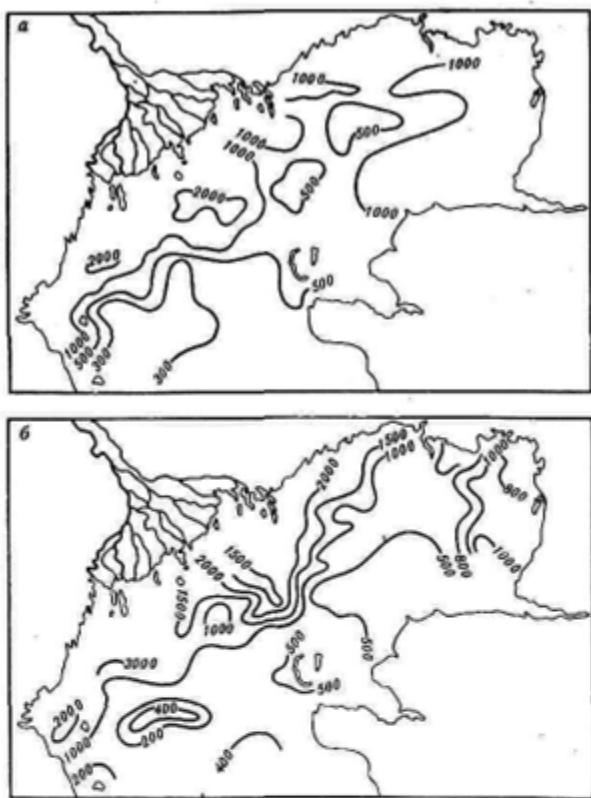


Рис. 32. Распределение кремния (в мкг/л) в поверхностном слое Северного Каспия в июне (а) и августе (б) 1976 г.

основном *Rhizosolenia calcar-avis*). Кроме того, среднекаспийские воды менее богаты кремнекислотой, чем северокаспийские. В некоторых районах в летний сезон (август) наблюдается уменьшение концентрации кремнекислоты до следов, в данном случае она выступает как фактор, лимитирующий развитие фитопланктона.

В приглубом районе восточной части Северного Каспия (Уральская бороздина) сезонные изменения концентраций кремния характеризуются постепенным их возрастанием от апреля к октябрю. На этом фоне наблюдается резкое повышение концентраций в августе и некоторое их понижение в июле и сентябре. Изменения концентраций кремнекислоты в мелководном районе на востоке противоположный по знаку. Такие разнонаправленные изменения содержания кремния связаны с увеличением или ослаблением притока волжских вод в эти районы.

Наиболее высокая и устойчивая концентрация кремния наблюдается в мелководном районе западной части Северного Каспия, находящемся

Таблица 36
Многолетние изменения содержания минерального
и органического фосфора в воде Волги и Северного Каспия, тыс. т

Годы	Волга (у Астрахани)		Северный Каспий	
	минеральный	органический	минеральный	органический
1954–1959	2,8	27,7	2,3	28,2
1961–1969	2,4	26,6	2,4	22,9
1970–1976	2,6	23,2	2,0	26,1
			2,23	25,76

Таблица 37
Содержание органического фосфора в Северном Каспии, мкг-ат/л

Годы	Мелководный район				Глубоководный район			
	западная часть		восточная часть		западная часть		восточная часть	
	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII
1954–1959	2,75	2,75	2,50	2,30	1,75	2,60	1,52	2,02
1960–1979	2,23	2,47	2,20	1,82	1,82	1,95	1,82	1,70

под непосредственным воздействием волжского стока. Центральный приглубый район западной части характеризуется наименьшими концентрациями кремния (см. рис. 32), что обусловлено воздействием обедненных кремнием средневолжских вод и повышенным его потреблением в этом районе фитопланктоном в вегетационный период. Таким образом, корреляция между распространением вод различной солености и содержанием кремнекислоты в Северном Каспии прослеживается отчетливо, но с учетом потребления кремния фитопланктоном.

Содержание органических форм фосфора в Северном Каспии по величине близко к его количеству, поступающему в море с волжским стоком (табл. 36). Такое соотношение показывает, что экосистема Северного Каспия весьма быстро реагирует на изменения поступления фосфора с волжским стоком. В Северном Каспии органический фосфор составляет подавляющую часть общего фосфора (90–93%).

Наибольшее поступление органического фосфора на устьевое взморье Волги происходит в весенне-летний период, что обусловлено смытывом органики в бассейне Волги, в частности в Волго-Ахтубинской пойме, а летом — преобладанием процессов потребления минерального фосфора фитопланктоном и макрофитами литорали и выделением фосфора органических соединений в составе метаболитов. Таким образом, в это время года происходит обогащение моря органическими формами фосфора. Наибольшая концентрация при этом характерна для западного мелководного района (табл. 37).

В глубоководном районе водоема, находящемся под воздействием

Таблица 38
Многолетние изменения содержания азота (тыс. т) в водах Волги и
Северного Каспия

Годы	Волга		Северный Каспий	
	минеральный	органический	минеральный	органический
1954–1959	114,2	238,2	30,7	399,1
1961–1962	95,8	223,5	22,6	388,4
1966–1967	111,0	160,1	32,1	594,2
1979	139,6	211,3	43,4	770,7

среднеакстийских вод, концентрация фосфора органических соединений ниже, чем на мелководье.

Совместный анализ изменений солености и органического фосфора в восточной части Северного Каспия показывает, что понижению солености в целом соответствует увеличение в этом районе содержания органического фосфора. Коэффициент корреляции этой связи составляет около 0,8. Таким образом, обогащение восточной части Северного Каспия общим фосфором определяется величиной поступления опресненных вод из западной части.

Вследствие малых глубин Северного Каспия вертикальное распределение органического и общего фосфора однородное. Только на границе со Средним Каспием наблюдается слабо выраженный подповерхностный минимум (на горизонтах 5–10 м), отвечающий залеганию верхней границы термоклина.

В Северном Каспии, по данным июньской съемки 1976 г., содержание органического фосфора во взвешенном состоянии составило в западной части от 13 до 20, а в восточной – от 15 до 23%, т.е. было довольно высоким. При этом в приглубах районе западной части моря отмечалось увеличение доли фосфора взвешенных веществ в придонном слое, в восточной части – в поверхностном.

Сведения о содержании азота в водах Волги и Северного Каспия в разные годы приведены в табл. 38. Материалы по содержанию азота в Северном Каспии относятся к летнему сезону (июнь–август), в 1979 г. – только к июню.

К числу наиболее важных факторов, определяющих внутригодовые колебания концентраций органического азота, Н.И. Винецкая [1962] относит поступление азота с речным стоком и скорость его круговорота в водоеме. При этом автор отмечает, что сезонные изменения содержания органических соединений азота в разные годы неодинаковы. По материалам 1955 г., максимальные концентрации органического азота были отмечены в апреле, минимальные – в июне. Высокие концентрации органического азота наблюдались в мелководных районах водоема (33–287 мкг-ат/л). В приглубах районах Северного Каспия они составляли 7–173 мкг-ат/л. Таким образом, воздействие волжского стока оказывается в обогащении мелководных районов не только минеральными формами азота, но и органическими. Среднее содержание органического азота в Северном Каспии

в 2–3 раза превышает его годовое поступление с волжским стоком (см. табл. 38).

С середины 60-х годов запасы общего азота в водоеме резко возросли, в первую очередь за счет увеличения органических азотсодержащих соединений. Доля органического азота в составе общего азота составляет 93–95%.

Повышенная концентрация органического азота в Северном Каспии не только характеризует этот водоем как высокотрофный, но и свидетельствует о высоком содержании в составе органического вещества стойкого водного гумуса. Подтверждением служит то, что значительное увеличение содержания общего азота, начиная с середины 60-х годов (при устойчивой величине многолетнего поступления азота с речным стоком), способствовало в первую очередь резкому возрастанию запасов органических соединений азота (на 193%).

В связи с ухудшением проточности, обмелением, интенсивным зарастанием нижней зоны дельты Волги и отмелой зоны устьевого взморья сток азота в вершине дельты недостаточно代表性но отражает фактическое поступление его в море. Так, по материалам 1970–1979 гг., в июнь–августе сток органического азота в нижней зоне дельты был на 190–228% больше, чем в ее вершине. Вследствие этого вполне возможно, что увеличение количества органического азота в Северном Каспии связано с его возросшим выносом из куличной зоны дельты Волги и отмелой зоны взморья.

Н.И. Винецкая [1957] показала, что при деструкции органики происходит более интенсивное обогащение воды соединениями азота, чем соединениями фосфора. Поэтому можно полагать, что в весенне-летний период (а при повышенных зимних попусках воды и зимой) происходит обогащение Северного Каспия труднominерализуемой органикой, поступающей из куличной зоны дельты Волги и отмелой зоны взморья, а также из водохранилищ в виде "водного гумуса" в составе растворенного органического вещества. Усиливающееся воздействие этих факторов – наиболее вероятная причина увеличения органических азотсодержащих веществ в Северном Каспии. Не исключено, что определенный вклад в этот процесс вносит и загрязнение речных и морских вод.

В общем содержание органического азота в Северном Каспии в современных условиях в летние месяцы больше, чем до зарегулирования стока (до 50-х годов) (табл. 39).

За последние десятилетия в Северном Каспии произошли значительные многолетние изменения в содержании и распределении минеральных форм биогенных веществ. В различных районах моря уменьшилась концентрация минерального азота (аммонийный ион) и фосфора, что в большей степени сказалось в конце лета, после половодья. Вместе с тем произошло увеличение концентраций кремнекислоты и нитратного азота. *(См. стр. 141)*

Азотно-фосфорное соотношение в мелководном районе изменилось в сторону увеличения азотсодержащих соединений, а в приглубом, наоборот, наблюдалось обеднение минеральных форм азота [Катунин и др., 1979]. В экстремально маловодные годы, например в 1976 г., в условиях зарегулирования волжского стока концентрация минерального фосфора на большей части акватории водоема была весьма низкой,

Таблица 39
Содержание органического азота в Северном Каспии
в летние месяцы, мкг-ат/л

Годы	Отмельный район				Приглубый район			
	западная часть		восточная часть		западная часть		восточная часть	
	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII	VI	VIII
1954–1959	33,0	62,5	64,0	65,5	71,0	57,0	70,9	54,5
1961–1979	79,5	64,0	100	—	84,0	78,0	102,0	90,0

56,3 61,3 37,2 65,5 77,8 67,3 34,5 20,5
 59,5 66,6 73,5 72,5 72,0 36,0 30,4

значительно меньше верхнего предела лимитирующих концентраций – 0,15–0,55 мкг-атР/л.

Причины таких изменений в режиме минеральных форм биогенных веществ определяются воздействием двух основных факторов формирования приходной части их баланса: сокращением поступления минерального азота и фосфора с волжским стоком в период половодья и трансформацией биогенного стока в отмелой зоне устьевого взморья.

Возрастающее поступление нитратов в мелководную часть Северного Каспия при одновременном снижении уровня поступления минерального фосфора и аммонийного азота свидетельствует об усилении эвтрофикации отмелой зоны устьевого взморья.