

В. И. КУКСА

ЮЖНЫЕ МОРЯ

*АРАЛЬСКОЕ,
КАСПИЙСКОЕ,
АЗОВСКОЕ
И ЧЕРНОЕ*

**В УСЛОВИЯХ
АНТРОПОГЕННОГО
СТРЕССА**

ЮЖНЫЕ МОРЯ

*(АРАЛЬСКОЕ,
КАСПИЙСКОЕ,
АЗОВСКОЕ
И ЧЕРНОЕ)*

**В УСЛОВИЯХ
АНТРОПОГЕННОГО
СТРЕССА**

АРАЛЬСКОЕ МОРЕ

Период изучения Аральского моря и его влияния на прилегающие территории занимает по продолжительности одно из первых мест в отечественной гидрометеорологии. Уже в середине прошлого века в данном регионе отдельными исследователями, а затем и научными коллективами велись наблюдения, осуществлялось их обобщение. Но только с середины 1930-х — начала 1940-х годов можно говорить о наступлении периода массовых исследований Аральского моря и его бассейна. В этот период на Аральском море расширяется, а по существу, формируется, сеть гидрометеорологических станций (табл. 2, рис. 1), где ведутся систематические наблюдения за уровнем моря, температурой и соленостью морской воды, волнением и ледовыми явлениями. В начале 1960-х гг. здесь открывается ряд новых гидрометеорологических станций, организуется стандартная сеть океанографических станций, на основе которой проводятся сезонные съемки, выполняется комплекс стандартных гидрометеорологических и гидрохимических наблюдений; в зимнее время регулярно проводятся ледовые авиаразведки. Однако в последние годы функционируют лишь две гидрометеорологические станции (табл. 2, рис. 1) — о. Лазарева и о. Барсакельмес, а в 1986—1988 гг. на акватории Аральского моря практически не проводились даже стандартные наблюдения. Только в 1989 г. на море был возобновлен необходимый минимум гидролого-гидрохимических наблюдений (рис. 2), однако

Таблица 2

Стационарные пункты морских наблюдений на Аральском море [321]

Станция (пост)	Местонахождение	Период работы станции (поста), годы	
		открытие	закрытие
1. Аральское море	г. Аральск	1884	1983
2. Баян	В 2 км от Рыбозавода	1960	1983
3. Узункаир	о. Узункаир	1934	1962
4. Уялы	о. Уялы	1941	1983
5. Муйнак	г. Муйнак	1925	1964
6. Учсай	г. Учсай	1932	1964
7. Тигровый	м. Тигровый Хвост	1942	1979
8. Остров Лазарева	о. Лазарева	1961	Действует
9. Возрождение	о. Возрождения	1936	1949
10. Актумсук	Западный берег моря	1948	1964
11. Барсакельмес	о. Барсакельмес	1949	Действует

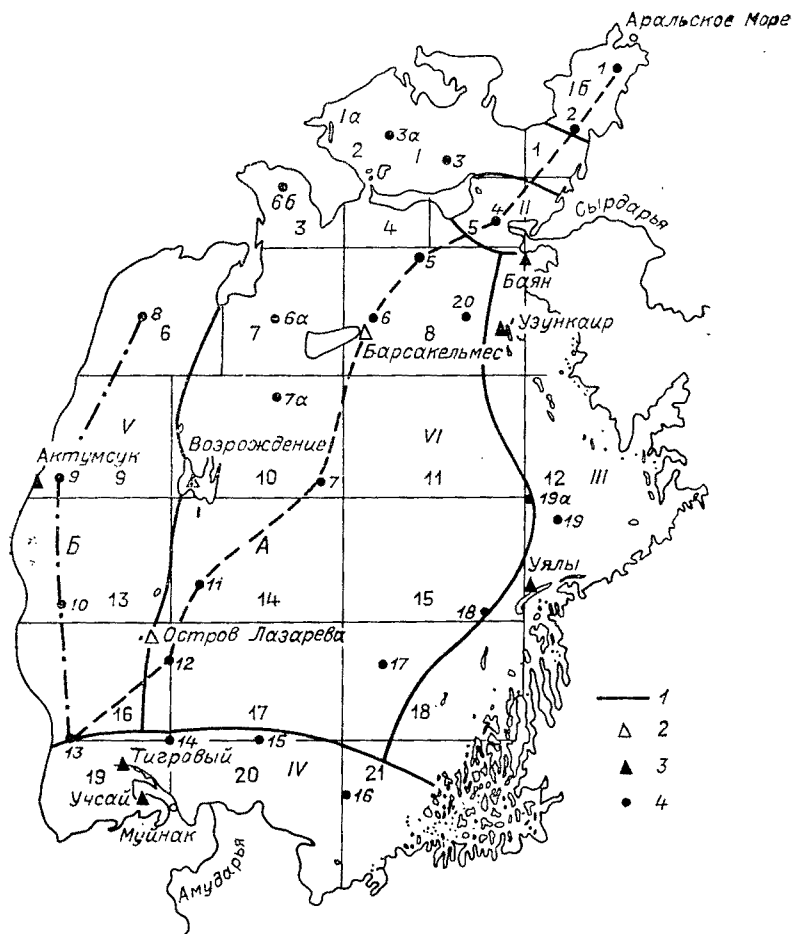


Рис. 1. Гидрометеорологические станции и посты, вековые океанографические станции и разрезы, гидрологические районы (I—VI) моря. Схема квадратов (1—21), принятая при обработке материалов океанографических наблюдений [321].

1 — границы гидрологических районов; 2 — работающие, 3 — закрытые гидрометеорологические станции и посты; 4 — вековые океанографические станции; А — стандартный диагональный разрез; Б — меридиональный разрез.

количественный и качественный уровень береговых и морских гидрометеорологических и гидрохимических наблюдений в настоящее время значительно снизился [406].

За более чем вековой отрезок времени собран большой фактический материал и получен ряд существенных результатов, касающихся как режимных характеристик Аральского моря, так и влияния моря на природу прибрежных районов. Здесь, однако, сразу следует обратить внимание на важное обстоятельство, кото-



Рис. 2. Схема проведения экспедиционных работ на Аральском море в 1989 г. [406].

а — апрель — май; б — июль — июль; в — октябрь.

рое, к сожалению, и в наши дни упускается из виду учеными и в особенности практиками. Дело в том, что большинство выполненных в данном регионе исследований имело в основе различную методикку, они, как правило, проводились в рамках локальных отраслевых программ (чаще всего для обоснования тех или иных хозяйственных задач и проектов). Следствием этого являлась недостаточная надежность натуральных наблюдений; многие из полученных здесь результатов оказались не только трудно сопоставимыми, но и существенно различались между собой. Основной причиной этого можно считать отсутствие, во-первых, координиру-

ющего начала и, во-вторых, научного подхода к планированию и проведению исследований. В итоге, несмотря на большой объем накопленных данных, отсутствуют достоверные материалы, которые в соответствии с современными научными подходами могли бы быть положены в основу принятия важнейших народнохозяйственных решений о дальнейшей судьбе Аральского моря и прилегающих к нему территорий.

Суть проблемы состоит в том, что режим Аральского моря подвергается в последние десятилетия беспрецедентному антропогенному воздействию. Быстрый рост безвозвратных изъятий и регулирование стока рек Амударьи и Сырдарьи, изменение качества речных вод привели к резкому уменьшению водного питания, нарушению водного и солевого балансов моря, его прогрессирующему усыханию и осолонению, к практически полной деградации исторически сложившейся экосистемы. Антропогенное воздействие на режим Аральского моря носит кумулятивный характер и на глазах одного поколения достигло таких масштабов, при которых встал вопрос о возможности дальнейшего существования этого природного объекта.

В период квазистационарного режима Аральское море играло заметную роль в экономике нашей страны. В это время на Арал приходилось от 5 до 7 % общего вылова рыбы на внутренних водоемах СССР и 11... 13 % уловов ценных видов рыб (осетровых, леща, сазана, воблы, судака, шеман). Средний ежегодный улов рыбы составлял 300... 400 тыс. ц (в отдельные годы до 580 тыс. ц). На базе рыбного промысла в городах Муйнак и Аральск действовали предприятия рыбообрабатывающей промышленности союзного значения. Муйнакский рыбконсервный комбинат вырабатывал различную продукцию: копченую, вяленую, соленую, паровую и мороженую рыбу, но главным образом — консервы (в 1958 г. было выпущено 21,5 млн банок). Обширные дельты Амударьи и Сырдарьи были местом интенсивного развития ондатроводства. Нередко здесь заготавливалось более 1 млн шкурок ондатры в год.

До 1960-х годов Арал как внутренний водоем между Казахстаном и Узбекистаном служил основным звеном, связывающим порты Аральск и Муйнак, грузооборот между которыми достигал 250 тыс. т в год (в основном хлопок, хлеб, соль, рыба, химикаты, лес). Для перевозок использовались суда с осадкой до 3 м. Однако в связи со строительством шоссейных и железных дорог, а также внедрением транспортной авиации значение судоходства в экономике моря постепенно снижалось.

Еще в конце 1950-х годов берега Арала (особенно п-ва Муйнак, западного и северного побережий) рассматривались как один из благоприятных районов для создания курортов, бальнеологических комплексов и рекреационных зон для массового отдыха местного населения. Теплый период продолжается с апреля по октябрь, а купальный сезон длится пять месяцев. На восточном берегу п-ва Муйнак разместились курортные пионерские лагеря.

Здесь было множество прекрасных естественных песчаных пляжей, морская вода отличалась большой прозрачностью, имелись минеральные воды и целебные грязи.

Юго-восточное побережье моря также располагало соляными залежами и целебными грязями, использовавшимися для лечения ряда болезней. Чинковые обрывы Устюрта, местами ступенчатые, создавали со стороны моря привлекательные пейзажи, особенно там, где отдельные мысы далеко заходили в море.

1.1. Колебания уровня моря

Поскольку Аральское море — это замкнутый природный водоем, то его существование почти полностью определяется притоком речных вод. В применении к Аралу трудно говорить о периоде естественного режима стока впадающих в него рек, поскольку начало развития ирригации в бассейне моря относится к далекому прошлому (почти 3 тыс. лет назад). Отметим, что с середины XVIII в. до 1960 г. амплитуда изменений уровня Аральского моря составляла от 4 до 4,5 м [207].

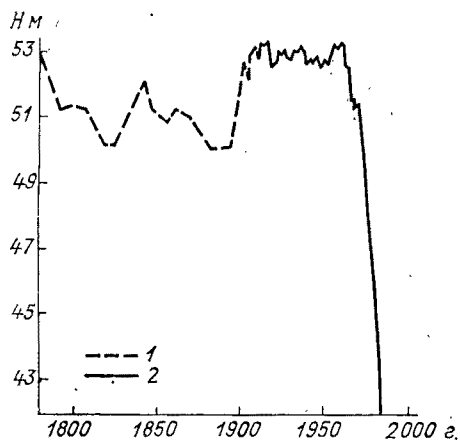


Рис. 3. Многолетние изменения уровня Аральского моря [321].

1 — восстановленные по косвенным данным; 2 — наблюдаемые.

Известно, что результаты анализа слоистости дна и солевых отложений свидетельствуют о высыхании и осолонении Аральского моря примерно 3000... 3500 лет назад, которые сменились периодом длительного обводнения водоема. Новое усыхание моря имело место 1000 лет назад. Вообще в геологической истории Арала кроме двух полных усыханий отмечены и кратковременные понижения уровня [337].

Ход уровня за последние 200 лет (1780—1985 гг.) показан на рис. 3. Можно заметить, что высокое стояние уровня (на отметках около 53 м абс.), характерное для конца XVIII в., сменяется периодом его быстрого снижения. К началу 20-х годов XIX в. он почти достиг отметки 50 м абс., к середине века уровень поднялся примерно на 2 м, а затем вновь упал до отметки 50 м абс. В период 1892—1905 гг. имело место довольно быстрое возвращение уровня к отметке 53 м абс. Таким образом, в течение двух послед-

них столетий размах вековых колебаний уровня Аральского моря составил 3 м.

До 1961 г. гидрофизический и гидрохимический режимы Аральского моря характеризовались квазистационарным состоянием. Примерное равенство приходных и расходных составляющих водного баланса (табл. 3) определяло незначительные межгодовые

Таблица 3

Средние многолетние значения водного баланса Аральского моря для отдельных периодов (числитель — км³, знаменатель — см слоя воды) [80]

Период	Приход		Расход (испарение)	Водный баланс	Фактическое приращение уровня, см	Изменяка баланса, см
	Сток рек	Осадки				
1911—196 0	56,0/84,7	9,1/13,8	66,1/100,0	-1,0/-1,5	0,1	-1,6
1961—1970	43,3/68,5	8,0/12,7	65,4/103,5	-14,1/-22,3	-21,0	-1,3
1971—1980	16,7/29,3	6,3/11,0	55,2/96,8	-32,2/-56,5	-57,6	1,1
1981—1985	2,0/4,1	7,1/14,7	45,9/96,2	-36,8/-77,4	-80,0	2,6
1986—1988	10,8/28,0	6,2/15,4	47,0/116,3	-30,0/-72,9	-65,6	-7,3

и сезонные колебания уровня моря около отметки 53 м абс. (в пределах одного метра), при которой площадь водного зеркала моря составляла 66 тыс. км², объем 1064 км³, а средняя соленость вод 10... 11‰ [75].

В середине 60-х годов нашего столетия антропогенные нагрузки на море приобрели катастрофический характер [325], и эти годы служат вехой, разделяющей весь хронологический ряд инструментальных наблюдений за гидрометеорологическим режимом Арала на два периода: условно-естественный и современный. Первый из них определяется как временной отрезок с начала систематических инструментальных наблюдений над уровнем и другими характеристиками моря (1911—1960 гг.), второй, нарушенный, резко нестационарный — как время (примерно с 1961 г.) активного и все возрастающего антропогенного влияния на режим водоема.

К началу 1990 г. уровень Аральского моря снизился более чем на 14 м по сравнению с периодом квазистационарного режима моря (рис. 4). Норма притока к морю уменьшилась к 1970 г. примерно до 42 км³, его уровень упал за 10 лет на 2 м. В 1961—1980 гг. сумма приходных составляющих водного баланса моря была значительно меньше испарения с его поверхности, речной сток сократился примерно до 30 км³ в год (для 1971—1980 гг. он составил всего 16,7 км³ в год, или 30 % среднеемноголетнего).

С конца 1970-х гг. водное питание моря имеет прерывистый характер — в маловодные и даже средние по водности годы речные воды не доходят до моря, а незначительный объем санитарных попусков полностью используется для обводнения дельтовых

областей. Так, сток Сырдарьи в 1974—1986 гг. до моря не доходил. В 1982—1983, 1985—1986 гг. и 1989 г. полностью отсутствовал и сток Амударьи. Все это привело к возрастанию темпов усыхания моря в 1980-х годах (табл. 4); в отдельные годы снижение уровня моря достигало 89... 109 см [80].

Значительное падение уровня моря в 1970-е годы (особенно в 1974—1975 гг.) имело в своей основе неблагоприятные климати-

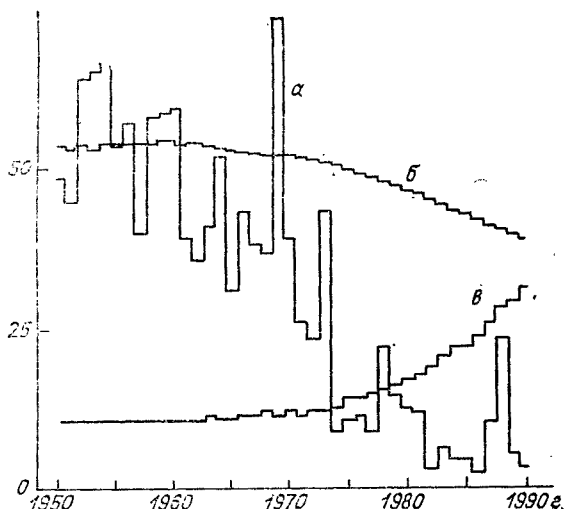


Рис. 4. Динамика притока воды и состояние Арала [300].

а — приток, км³/год; б — уровень, м; в — солёность, г/л.

ческие условия; естественная водность составляла 75... 80 км³, что на 20... 25 км³ меньше, чем в 1960-е гг. Сток Амударьи и Сырдарьи в зоне формирования в среднемноголетнем аспекте составлял в 1926—1970 гг. 111 км³ [420]. В естественных условиях лишь около половины этого количества достигает Аральского моря, поскольку при пересечении реками пустынь и на их пути через дельты происходит потеря воды на испарение, транспирацию и фильтрацию. Но все же основной причиной уменьшения водного питания Арала является водопотребление в его бассейне. В среднем безвозвратные изъятия стока в бассейне моря составляли (км³ в год) [321]: 55... 57 (1961—1970 гг.), 64... 66 (1971—1980 гг.) и примерно 70... 75 (1981—1985 гг.). По другим сведениям [110], уже в 1980 г. рассматриваемая величина достигала 85 км³ в год.

По данным Союзгипроводхоза, речной сток по бассейну Сырдарьи и Амударьи в 1965—1983 гг. был равен 95,3 км³, а суммарные потери стока составляли 73 км³ (Амударья — 43 км³, Сырдарья — 30 км³). Начиная с 1974 г. приток к морю при средней

Таблица 4

Приток воды в Аральское море, км³/год [9]

Год	Амударья, ст. Темирбай	Сырдарья, ст. Казалинск	Всего
1959	40,0	18,3	58,3
1960	37,8	21,0	58,8
1961	29,2	—	29,2
1962	29,1	5,7	34,8
1963	29,9	10,6	40,5
1964	36,5	14,9	51,4
1965	25,2	4,6	29,8
1966	33,1	9,5	42,6
1967	28,6	8,6	37,2
1968	28,9	7,2	36,1
1969	55,1	17,5	72,6
1970	28,7	9,8	38,5
1971	15,3	8,1	23,4
1972	15,5	6,9	22,4
1973	33,4	8,9	42,3
1974	6,2	1,9	8,1
1975	10,0	0,6	10,6
1976	10,3	0,5	10,8
1977	7,2	0,4	7,6
1978	18,9	—	18,9
1979	10,9	2,9	13,8
1980	8,3	—	8,3
1981	5,9*	—	5,9
1982	0,04	—	0,04
1983	2,3	—	2,3
1984	7,9	—	7,9
1985	2,4	—	2,4
1986	0,4	—	0,4
1987	10,0	—	10,0
1988	16,0	7,0	23,0

* С 1981 г. по данным ст. Кызылджар; ст. Темирбай (в 25 км от устья реки) была закрыта, когда поступление вод Амударьи по основному руслу в море прекратилось.

водности должен был составить примерно 30 км³/год, фактически же он был экстремально низким — от 7 до 11 км³/год. В 1980-х годах приток оказался равным 4—10 км³/год. Таким образом, стабилизация водопотребления не остановит понижения уровня моря: современному притоку соответствуют отметки уровня тяготения далеко за пределами его положения на сегодня. Считается [324], что в многоводные 1987 и 1988 гг. (такая водность не наблюдалась в регионе с 1969 г.) в море поступило от 10 до 23 км³ речных вод, т. е. падение уровня замедлилось до 40... 70 см в год. Имеются сведения о поступлении в том же 1988 г. 23,3 км³ речной воды в дельту Амударьи. Но на следующий год дельта оказалась сухой, вода реки не дошла до Арала, ее не хватило даже для июнь-

ского полива хлопка и риса в низовьях Амударьи; за пять месяцев 1989 г. через дельту прошло 0,4 км³ воды [339].

Более подробно динамику водозабора для нужд ирригации и связанное с этим обстоятельством постепенное уменьшение объемов стока в низовьях Амударьи и Сырдарьи можно проследить по данным табл. 4.¹ Необходимо особо отметить, что все приведенные выше цифры о притоке речной воды в Аральское море на самом деле являются данными о расходе рек в вершинах дельт. Сколько речной воды доходит до самого моря остается неясным, так как соответствующих сведений в научной литературе обнаружить не удалось. Можно лишь сказать, что испарение в дельтах Амударьи и Сырдарьи оценивается в 18... 20 % стока этих рек [32].

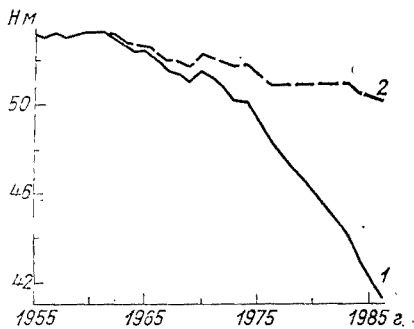


Рис. 5. Межгодовая изменчивость фактического (1) и восстановленного (2) уровней Аральского моря [321].

Изменился и внутригодовой режим стояния уровня Аральского моря. Сейчас практически не наблюдается подъема уровня, лишь иногда в первую половину года он стабилизируется, но во вторую половину всегда происходит резкое падение. В 1984—1988 гг. сезонный ход уровня отличался от среднемноголетнего

сезонного хода уровня в условно-естественный период. Минимальные и максимальные отметки уровня сместились с декабря и июня на январь и май соответственно [406]. Это, скорее всего, объясняется увеличением вклада в данный процесс ледо- и снеготаяния (на фоне резкого сокращения речного стока) как на акватории моря, так и на прилегающих к нему территориях.

Проведена количественная оценка влияния антропогенных факторов на многолетние изменения уровня моря в 1961—1985 годах путем сопоставления его фактических и восстановленных значений (рис. 5) [321]. Оказалось, что при ограничении водопотребления в период 1961—1985 гг. объемами предшествующего (условно-естественного) периода уровень моря к началу 1971 и 1981 годов превысил бы фактический примерно на 0,9 и 5,5 м соответственно, а к началу 1986 г. — уже на 9,2 м. Ограничения изъятия стока позволили бы в относительно маловодные 1981—1985 гг. понизить уровень не на 4,0, а лишь на 0,4 м. За последнюю четверть века вследствие естественных причин уровень Арала упал приблизительно на 2,7 м (23 % фактического падения), за счет же антро-

¹ Некоторое отличие уже приведенных данных о речном стоке от данных табл. 4 объясняется тем, что они основаны на разных источниках; подобная ситуация весьма характерна для современного уровня информационной обеспеченности исследований на южных морях страны.

погенного воздействия уровень снизился еще на 9,2 м (77 %). Суммарный дефицит притока речных вод в море составил около 570 км³.

Исходя из тесной зависимости площади, объема вод и средних глубин моря от режима уровня, эти параметры в начале 1986 г. (согласно восстановленным отметкам уровня) равнялись бы соответственно 59 тыс. км², 915 км³ и 15,5 м. Другими словами, интенсификация хозяйственной деятельности привела к тому, что площадь моря сократилась на 16 тыс. км², а объем вод — на 475 км³. При этом фактическая средняя глубина водоема уменьшилась до 10,2 м [321].

1.2. Гидрофизические процессы

Несмотря на сравнительно небольшие размеры Аральского моря оно отличается пространственной неоднородностью метеорологических, гидрофизических и гидрохимических параметров. Это обусловлено климатическими особенностями отдельных районов моря, неодинаковым влиянием на них речного стока, а также различиями в морфологических характеристиках таких районов. Устьевые взморья Сырдарьи и Амударьи ограничиваются зоной гидрофизического фронта между распресненными и более солеными морскими водами. Положение зоны этого фронта изменяется в зависимости от колебаний стока вод Амударьи и Сырдарьи. За последние годы в условиях крайне незначительного притока речных вод или полного его отсутствия устьевые взморья практически перестали существовать, а область восточных и юго-восточных мелководий утратила свою главную черту: обилие островов, проливов, заливов. Однако и в таких условиях продолжается поступление в море загрязняющих веществ со стоком из близлежащих оросительных систем и из водоемов-накопителей коллекторно-дренажных вод, среди которых самые крупные Сарыкамыш и Арнасай площадью свыше 3 тыс. км² каждое. Всего же подобных водоемов насчитывается примерно 100 с суммарной площадью около 10 тыс. км², вода в них имеет среднюю соленость от 6 до 12 ‰.

Снижение уровня моря привело в настоящее время к разделению его акватории на два практически самостоятельных водоема — Малое (небольшая северо-восточная часть) и Большое моря, имеющие отдельные источники питания, соответственно Сырдарью и Амударью. Река Сырдарья, ранее впадавшая в пролив Берга, изменила свое русло на дельтовом участке и сейчас при наличии речного стока он поступает непосредственно в юго-восточную часть Малого моря.

К началу 1990 г. уровень Большого моря находился на отметках, близких к 38,6 м абс., его площадь составляла примерно 33,5 тыс. км², объем — 310 км³, а средняя соленость достигла 30 ‰, т. е. возросла втрое по сравнению со значением в период

квазистационарного режима моря. При этом диапазон пространственных изменений рассматриваемой характеристики увеличился более чем в два раза сравнительно с 1985—1986 гг. (рис. 6). На мелководьях, примыкающих к южным и восточным участкам побережий, имеющих незначительный обмен с открытыми частями моря и подверженных наибольшему осолонению, соленость может

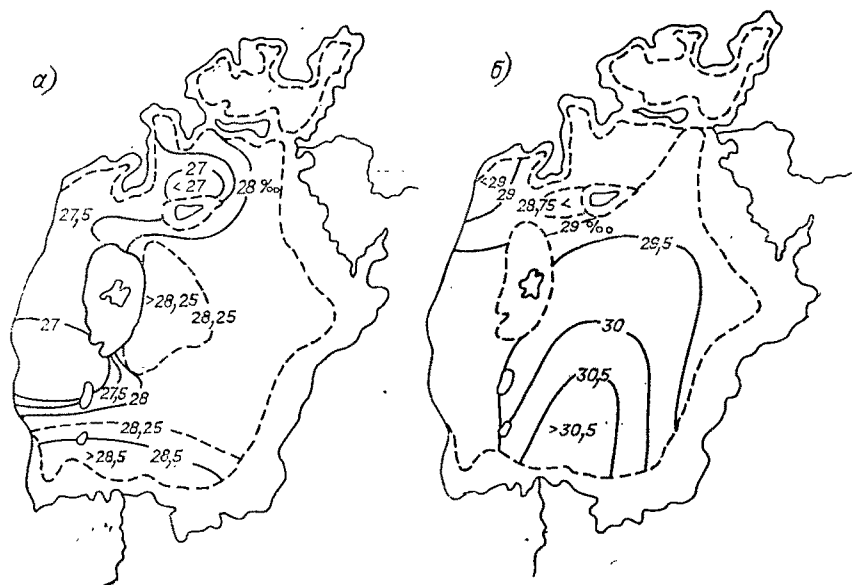


Рис. 6. Распределение солености воды на поверхности Большого моря в 1989 г. в июле (а) и октябре (б) [406].

возрастать до 36 и даже до 50 ‰, тогда как в тех же районах весной могут встречаться воды локального распределения с соленостью около 25 ‰ — результат процессов ледо- и снеготаяния [406].

К началу 1990 г. уровень Малого моря (по косвенным данным — аэровизуальным обследованиям и космическим снимкам) находился на отметках около 39,5 м абс., его площадь составляла примерно 3 тыс. км², а соленость вод изменялась по акватории в довольно широких пределах: от 18 до 35 ‰. В отличие от Большого моря режим солености Малого находится сейчас под значительным влиянием речного стока. При очень небольшом объеме вод этой отделившейся части Аральского моря даже весьма незначительного объема стока впадающей сюда Сырдарьи достаточно для существенного распределения морских вод.

Суммарная площадь акватории Большого и Малого морей к началу 1990 г. составляла 36,5 тыс. км², объем вод — 330 км³ или соответственно 55 и 31 ‰ площади и объема вод моря на отметке 53 м абс.

При отметках уровня Малого моря, близких к условиям разделения, в 1988—1989 гг., когда имел место сток Сырдарьи, отмечалось «переполнение» Малого моря и сброс части его вод через пролив Берга в Большое море. Это, по-видимому, привело к некоторому заглублению дна в проливе и снижению критической отметки, характеризующей разделение Большого и Малого морей, примерно до 39,5 м абс. [406]. Тем не менее и в указанные годы уровень Большого моря продолжал снижаться: в 1988 г. на 0,4 м и в 1989 г. еще на 0,8 м [78, 80].

Данные об изменениях параметров гидрофизического и гидрохимического режимов Малого и Большого морей (за 1990—1991 гг.) приводятся в обзоре А. А. Шеховцова и В. Н. Бортука [418]. В 1990 г. в вершине дельты Сырдарьи (наблюдательный пункт Казалинск) речной приток достиг 3,4 км³. Из этого количества до моря дошло не более 2 км³ (по измерениям на открытом в мае 1990 г. наблюдательном пункте Каратерень). Кроме того, в весенне-летний период сюда поступило незначительное количество речной воды (0,03 км³) по системе оз. Каратерень — канал Тик-Ага, а также около 0,1 км³ достигло в половодье Большого моря через левобережные приморские озера Жундыз и Картма. В 1991 г. через вершину дельты Сырдарьи простедало за первые 6 месяцев около 2,5 км³ речной воды, из которых Малого моря достигло 1,5 км³, т. е. примерно в 1,7 раза больше, чем за те же месяцы предыдущего года.

Поступившие в 1990 г. в Малое море 2 км³ речных вод позволили поддерживать здесь в первую половину этого года уровень на отметках, близких к 39,5 м абс., причем в небольших объемах возобновлялся сток по протоке из Малого моря в Большое. Однако во второй половине того же года уменьшение речного стока вкупе с возросшим испарением привело к понижению уровня Малого моря до отметки 39,0 м абс. Уровень на отметке 39,5 м абс. в рассматриваемом водоеме восстановился, когда зимой и весной 1991 г. увеличился приток речных вод и вновь заработала протока между Малым и Большим морями.

Режим Малого моря за три последних года в целом стабилизировался. Майская съемка его акватории в 1991 г., выполненная ГОИНОм, показала, что соленость здесь изменялась от 18‰ у устья Сырдарьи до 40‰ в осолоненном мелководном заливе Бутакова. Средняя соленость открытых вод находилась в пределах 27... 28‰. Содержание биогенных веществ было в 2... 3 раза выше, чем в Большом море, и приближалось к среднегодовым значениям.

Катастрофически быстро понижается уровень Большого моря, уменьшаются его объем и площадь. Интересно, что это происходит в условиях достаточного, а в ряде случаев избыточного обводнения дельты Амударьи. Из общего количества речной воды 9 км³, достигшей в 1990 г. дельты реки, в Большое море поступил только 1 км³. Сравнение с 1989 г. показывает, что в 1991 г. уровень моря понизился на 0,8 м, объем вод стал меньше на

26 км³, а площадь — на 1,5 тыс. км². Средняя соленость вод Большого моря составила в 1990 г. 30,6 ‰, в нем сохранялась тенденция снижения концентраций растворенного кислорода и биогенных веществ [418].

В результате практически полного зарегулирования и хозяйственного использования стока рек Амударья и Сырдарья, возрастания в нем доли высокоминерализованных сбросных и дренажных вод произошел рост суммарной минерализации поступающих в море речных вод и изменение их качественного состава. Они трансформировались из гидрокарбонатно-кальциевых в сульфатонатриевые [321].

Изменения в водном питании моря сказываются на основных параметрах его режима, в первую очередь на солезапасе и солености вод. В условно-естественный период 55 км³ речного стока несли с собой в среднем около 24 млн т солей. Из них примерно 11 млн т оседало в виде кальцита в устьях рек, так как воды Арала были перенасыщены карбонатом кальция. Оставшаяся часть солей попадала в море. Пополнение запаса солей с подземными водами и атмосферными осадками было незначительным. И хотя после испарения речной воды в море ежегодно оставалось почти 13 млн т солей, не наблюдалось роста его средней солености (пределы ее изменения составляли 9,6... 11,0 ‰) [414].

Вероятно, бессточные водоемы в условиях колебания их уровня обладают мощным природным механизмом освобождения от солей, который удерживает минерализацию этих водоемов в определенных пределах.

«Географический парадокс» Арала [321] — это кажущееся несоответствие геологического возраста водоема и периода накопления его солевой массы, исходя из среднемноголетнего годового полного стока рек. По оценкам Л. С. Берга [56], всего 320 лет достаточно для того, чтобы солевой сток рек сформировал солевую массу Аральского моря. Учитывая при расчетах осаждение карбонатных солей (в результате смешения морских и речных вод), не удастся разрешить указанный «парадокс» — просто период накопления современного солезапаса моря удлинится в 2... 3 раза [62].

Все имеющиеся гипотезы и предположения о природе механизма освобождения от солей применительно к Аральскому морю сводятся к следующим [321]:

в прошлом Аральское море становилось в отдельные периоды проточным водоемом, и часть солей сбрасывалась в Сарыкамыш и далее по Узбою в Каспийское море;

периоды пересыхания или низкого стояния уровня моря сопровождалась осаждением солей, которые впоследствии оказывались погребенными под терригенными и осадочными материалами, что делало невозможным растворение солей при новом повышении уровня моря;

при относительно высоком стоянии уровня моря имела место фильтрация воды и солей в грунты берегов и дна моря;

процессы повышения солености вод моря и локального осаднения в многочисленных прибрежных озерах, бухтах и заливах; осаднение солей в результате биогидрохимических процессов.

Кроме того, известно, что в фазу падения уровня соли откладываются на обнажившихся берегах водоемов, на дне мелких отшнуровывающихся и пересыхающих участков акваторий. При этом часть солей, занесенная пылью и песком, захоранивается, а другая часть полностью выносится со временем в отдаленные районы. Понятно, что чем больше солей приносят реки, тем больше минерализация водоемов и тем больше солей оказывается на берегах и уносится ветром. В таком контексте установившееся понятие об Аральском море как о солеприемнике требует уточнения, а именно: море частично выполняло и продолжает выполнять роль диспетчера по транзиту солей [414].

В период усыхания моря его солевая масса остается довольно устойчивой во времени. Так, в 1970-е годы она колебалась от 10 940 до 11 450 млн т [75], а в 1961—1985 гг. — от 10 730 до 11 453 млн т [321]. В среднем период 1961—1980 гг. характеризуется наибольшим возрастанием солевой массы, в 1981—1985 гг. эта тенденция сменилась на противоположную¹ [321].

Таким образом, в пределах точности довольно несовершенных методов расчета солевого баланса можно считать, что в настоящее время изменения солевой массы Аральского моря в результате процессов испарения, выпадения атмосферных осадков, подводного притока и фильтрации остаются незначительными и довольно устойчивыми во времени. Отметим попутно, что начиная с середины 1970-х гг. отлагающаяся на берегах бывшего моря масса солей изменялась от года к году в пределах от 0,8 до 1,4 млн т [129]. Расчетные значения этой величины составили 2,84 и 4,82 млн т соответственно для периодов 1971—1980 и 1981—1985 гг. [321].

В период условно-естественного режима Аральского моря средняя соленость его вод колебалась, по одним сведениям, от 9,6 до 10,2 ‰ [327], по другим — в пределах 10,2... 10,3 ‰ [63]. Межгодовые колебания средней солености всего моря и его отдельных районов были тогда незначительными и вызывались главным образом колебаниями объемов речного притока. Имела место обратная зависимость средней солености от высоты стояния уровня Арала [63].

Самые высокие значения средней взвешенной по объему вод солености (табл. 5) были характерны для восточного и юго-восточного района (III), а минимальные — для устьевых взморьев Сырдарьи (II) и Амударьи (IV) (см. рис. 1). При этом размах колебаний средней солености по квадратам и районам моря

¹ Частично за счет значительного выравнивания береговой черты, возрастания уклонов дна, что существенно уменьшило площади мелководий, заливов и бухт, где соленакопление происходило в основном вследствие испарения застойных морских вод.

(см. рис. 1) не превышал 1,3 [321], а между годами — 9,8... 10,3 ‰ [327].

В современный период происходит постоянное в течение года обесчашение всей толщи вод Аральского моря при незначительной сезонной ее изменчивости как по горизонтали, так и по вертикали. Сейчас сезонный ход солености характеризуется наименьшим увеличением весной, что обусловлено, во-первых, таянием льда и,

Таблица 5

Средняя многолетняя годовая соленость (‰) гидрологических районов Аральского моря [321]

Период, годы	Гидрологический район					
	северный (Малое море) (I)	устьевое взморье Сырдарьи (II)	восточный и юго- восточный (III)	устьевое взморье Амударьи (IV)	западный (V)	центральный (VI)
1951—1960	10,12	9,58	10,32	9,28	9,77	10,08
1961—1965	10,52	10,18	10,55	10,11	10,29	10,39
1966—1970	11,64	11,13	11,45	10,83	11,00	11,20
1971—1975	12,96	12,29	12,82	12,14	12,26	12,47
1976—1980	16,38	14,92	15,31	14,04	14,53	14,87
1981—1985	21,57	20,14	—	20,07	20,52	20,55

во-вторых, сдвигом (за последнее десятилетие) внутригодового максимума речного стока с летнего на весенний период. При этом отмечаются существенные изменения в пространственном распределении солености: приустьевые и мелководные участки, а также акватории Малого моря и залива Большой Сарычаганак характеризуются наиболее высокими значениями солености (рис. 7). В Малом море она оказалась на 2... 3 ‰ больше, чем в Большом; до 20... 25 ‰ поднималась соленость в заливе Большой Сарычаганак. Все это, в первую очередь, связано с фактическим прекращением в 1972—1980 гг. стока Сырдарьи, с уменьшением живого сечения пролива Берга и возникающими ограничениями при водообмене между Большим и Малым морями. Малое море становится своего рода испарительным бассейном, где образуются самые осолощенные воды Аральского моря.

За рассматриваемый период в наименьшей степени осоложались воды устьевоего взморья Амударьи. Здесь с начала 1950-х гг. фиксировались и самые низкие значения средней солености вод. В последнее десятилетие отмечен рост колебаний средней солености по квадратам и районам Аральского моря (см. табл. 5). За 1965—1985 гг. — период активного антропогенного воздействия — средняя соленость вод Арала возросла более чем вдвое, что произошло в основном из-за повышения концентрации солей при сокращении объема моря (колебания солезапаса, как уже отмечалось, имеют здесь второстепенное значение) [321].

В 1961—1970 гг. рост солености вод моря в среднем не превышал 0,8... 0,9 ‰ за пятилетку, в 1971—1980 гг. он равнялся уже 3,0... 3,5 ‰ за тот же временной интервал, в 1981—1985 гг. составил около 6 ‰ (табл. 6). За 1986—1989 годы темпы осолонения вод моря достигли 2... 3 ‰ в год [80].

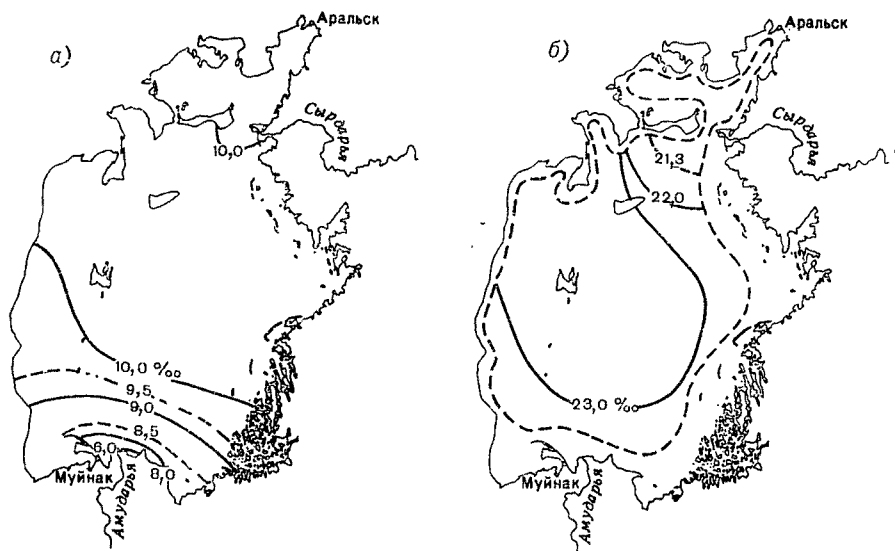


Рис. 7. Распределение солености по акватории Аральского моря [124].

а — условно-естественный период; б — нарушенный.

Представляют интерес результаты оценки воздействия антропогенных факторов на многолетние изменения средней солености вод Аральского моря за 1961—1986 гг. (табл. 7). Поскольку количественная оценка составляющих солевого баланса моря пока затруднена, в основу расчетов [321] были положены восстановленные для того же самого периода значения среднего уровня моря. Данные расчетов свидетельствуют о том, что, если бы в 1961—1985 гг. водопотребление удалось стабилизировать на уровне предшествующих лет (т. е. условно-естественного периода), то средняя соленость вод моря к началу 1971 и 1981 гг. была меньше зафиксированной наблюдениями соответственно на 0,7 и 5,4 ‰, а к началу 1986 г. уже на 11,7 ‰.

В целом же за 1961—1985 гг. средняя соленость вод моря увеличилась на 14,1 ‰, в том числе за счет антропогенного влияния рост солености составил примерно 9,3 ‰ (7,9 ‰), а вследствие естественных факторов — 2,4 ‰ (21 %) [321].

В этих условиях происходит заметная трансформация солевого состава вод Аральского моря: увеличилось содержание магния, хлора, брома и сульфатного иона SO^- , сократилось содержание

щелочных металлов, кальция, карбонатного иона HCO_3^- . Непосредственно в море идет седиментация карбонатов, что нарушает соотношение между главными ионами, доминирующим хлор-ионом и соленостью [76].

Таблица 6
Средняя годовая соленость (‰) вод Аральского моря [321]

Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1960	9,86	10,07	10,36	10,41	10,67	10,70	10,91	10,87	11,41	11,14
1970	11,50	11,51	11,96	12,06	12,78	13,68	14,11	14,52	15,22	15,87
1980	(17,01)	17,56	19,16	20,15	21,55	22,45	—	—	—	—

Известно, что аральские воды (по сравнению с океаном и другими морями) богаче карбонатами и сульфатами, а также щелочноземельными металлами. Большое относительное содержание сернокислых солей определяет большую плотность вод Арала сравнительно с каспийскими и океанскими водами той же солености.

Таблица 7
Фактические (числитель) и восстановленные (знаменатель) значения средней солености (‰) вод Аральского моря (на начало года) [321]

Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1960	—	$\frac{9,90}{9,90}$	$\frac{10,26}{10,02}$	$\frac{10,49}{10,33}$	$\frac{10,76}{10,50}$	$\frac{10,51}{10,51}$	$\frac{10,96}{10,78}$	$\frac{11,03}{11,03}$	$\frac{11,20}{11,14}$	$\frac{11,35}{11,28}$
1970	$\frac{11,18}{10,80}$	$\frac{11,62}{10,92}$	$\frac{11,74}{11,10}$	$\frac{12,06}{11,32}$	$\frac{12,38}{11,23}$	$\frac{13,72}{11,56}$	$\frac{13,95}{11,87}$	$\frac{14,33}{11,92}$	$\frac{14,97}{11,96}$	$\frac{15,63}{11,88}$
1980	$\frac{16,51}{11,93}$	$\frac{17,35}{11,94}$	$\frac{18,20}{11,89}$	$\frac{19,24}{11,89}$	$\frac{21,00}{12,15}$	$\frac{22,22}{12,23}$	$\frac{23,97}{12,26}$			

В Аральском море в результате осолонения его вод происходит метаморфизация солевого состава. Согласно расчетам [62], при росте солености аральских вод до 25... 28‰ нет оснований ожидать заметных изменений в соотношениях концентраций солеобразующих ионов. Количество выпадающих при этом карбонатов, которыми пересыщены аральские воды, невелико по сравнению с суммарной солевой массой моря и в конечном счете не должно отразиться на солености и солевом составе его вод.

Дальнейшие исследования в этом направлении [146] показали, что в настоящее время при формировании солевого состава вод Аральского моря и его солевой массы идут сложные необратимые процессы. Одним из показателей происходящих изменений соле-

вого состава можно считать изменение содержания основных солеобразующих компонентов по отношению к доминирующему иону хлора [321]. Согласно тем же источникам, за последнюю четверть века седиментации подверглось около 100 млн т карбоната кальция¹ и выделилось примерно 45 млн т свободной углекислоты. Несмотря на то что количество выпавших в осадок карбонатных солей мало по сравнению с солевой массой моря и пока практически не сказывается на солености его вод, эту расходную составляющую уже нельзя не учитывать при изучении сегодняшнего и особенно перспективного солевого баланса моря.

К резкому уменьшению относительного содержания в аральских водах кальция приводит интенсификация в настоящее время (в открытых частях моря) процессов седиментации карбонатов кальция и магния [321].

Одно из самых последних и наиболее объемных исследований солевого состава вод Аральского моря [406] показало, что при увеличении суммарной концентрации солей от 18 до 25 ‰ имеет место некоторое снижение относительных концентраций сульфатов и ионов магния. Это компенсируется увеличением концентраций хлора и суммарного содержания натрия и калия. Относительные же концентрации гидрокарбонатов и ионов кальция остаются практически неизменными.

Скачкообразное смещение состояния солевой системы на другой уровень происходит при концентрации солей, близких к 26 ‰. С увеличением суммы солей до 33... 34 ‰ возрастают и относительные концентрации хлора, но теперь из катионов хлору соответствует магний. Происходит также незначительное относительное увеличение гидрокарбонатов; относительные концентрации сульфатов и кальция снижаются, а концентрация суммы натрия и калия остается без изменения.

Рассматриваемые процессы испытывают следующий резкий скачок, когда сумма солей достигает 33... 34 ‰. Пока не достигнута концентрация 37 ‰, растет относительное содержание сульфатов, а также суммы натрия и калия, концентрации же хлора и магния снижаются; практически неизменными остаются относительные концентрации кальция и гидрокарбонатов.

Пока нет оснований однозначно интерпретировать наблюдаемые изменения солевого состава вод Аральского моря. Ясно, что этот процесс связан с частичным осаждением солей из аральской воды при увеличении ее солености. Тем не менее нельзя точно определить, какие именно соли выпадают в том или ином случае и в чем причина столь резких изменений в развитии рассматриваемого процесса [406].

Таким образом, наряду с главным направлением в исследованиях Аральского моря (основанным на комплексных натуральных

¹ На дно моря в среднем за год осаждалось карбонатных солей (в млн т): 2,39 (1961—1970 гг.); 4,34 (1971—1980 гг.) и 6,57 (1981—1985 гг.) при изменчивости годовых значений от 3,13 до 9,98 млн т [321].

данных прогнозированием будущих изменений режима моря с выдчей рекомендаций по минимизации отрицательных воздействий на природу Приаралья) существует взаимосвязанный с ним другой важнейший аспект проблемы. Речь идет об изучении стадий эволюции состава вод крупного морского водоема, а именно: солоноватый → морской → рассольный водоем. Все это можно проследить в Аральском море (как в своеобразной природной лаборатории) за сравнительно короткий временной интервал.

Термические и ледовые условия Аральского моря определяются прежде всего климатическими особенностями региона. Наблюдения показывают, что температурный режим моря в современный период становится более контрастным. В весенний и осенний переходные сезоны отмечаются соответственно более интенсивное прогревание и охлаждение вод моря, возрастание горизонтальных градиентов температуры воды особенно в восточной части водоема. Это связано с обмелением моря, сопровождающимся значительным (более чем втрое) сокращением объема и теплозапаса его вод. Обмеление моря наряду с более интенсивным прогревом поверхностного слоя вод привели к некоторому увеличению вертикальных градиентов температуры воды.

В наиболее глубоководных районах Аральского моря термический режим промежуточных и придонных вод, расположенных ниже термоклина, остался, можно сказать, неизменным [321].

Для всей толщи вод моря в целом характерно сейчас постепенное увеличение размаха внутригодовых колебаний температуры воды. В связи с постоянным ростом солёности понижается температура замерзания аральских вод. При современной солёности она составляет $-1,8 \dots -1,9^\circ\text{C}$. С переходом аральской воды в класс морских вод температура ее замерзания (если исключить явление переохлаждения) стала в то же время и температурой наибольшей плотности. Этот фактор определяет характер протекания процессов осенне-зимней конвекции вод и обуславливает выхолаживание практически всей толщи морских вод в зимний период до температуры замерзания.

Сопоставление теплового баланса моря за условно-естественный (1956—1960 гг., площадь моря $67,6$ тыс. км^2) и современный (1975—1980 гг., площадь моря $53,8$ тыс. км^2) периоды показало [303], что сейчас толща вод Аральского моря получает тепла на $20,5\%$ меньше, однако потоки тепла на единицу площади почти не изменились. Теплосодержание за рассматриваемые периоды уменьшилось с $62\,185$ до $41\,587$ ПДж, т. е. на 33% . В результате среднегодовая температура воды понизилась на $1,5^\circ\text{C}$.

Ледяной покров образуется на Аральском море ежегодно, в суровые зимы море полностью замерзает. Средняя продолжительность ледового периода составляет $4 \dots 5$ месяцев. Четко выраженные тенденции в изменениях ледового режима пока отсутствуют [410]. В то же время сейчас в среднем для моря можно отметить следующие отличия (по сравнению с условно-естественным периодом) [321]:

появление плавучего льда и устойчивого припая с запаздыванием на 2 недели (дата первого полного замерзания не изменилась), в суровые зимы замерзание начинается на 23 сут позже, в умеренные — на 6, в мягкие — на 3;

задержка (на 3... 8 сут) начала процессов таяния и разрушения льда, причем они стали занимать более длительный период (20... 25 сут), очищение моря в суровые и мягкие зимы происходит на 5 сут позднее (чем до 1961 г.), а в умеренные — примерно в те же сроки.

В нижнем течении Сырдарьи уменьшение стока, обусловленное антропогенными воздействиями, привело к удлинению периода с ледовыми явлениями не менее чем на две недели [114].

Вообще же современный ледовый режим Аральского моря (в условиях уменьшения теплосодержания вод моря, понижения температуры замерзания морской воды, а также более поздних дат перехода через 0°C температуры воздуха) отличают следующие черты. Во-первых, процесс осеннего льдообразования (с момента появления молодого льда до окончательного замерзания) наступает позже и завершается быстрее, во-вторых, для суровых и умеренных зим толщина льда оказывается меньше и процесс весеннего разрушения ледяного покрова начинается раньше. Предварительные оценки показывают, что вследствие прогрессирующего уменьшения теплосодержания вод море будет замерзать позже, но в более короткие сроки в связи с отмеченным фактом понижения температуры замерзания морской воды. С этим же обстоятельством будут связаны более сжатые сроки весеннего таяния льда, а также сравнительно небольшие пределы изменения толщины нарастающего льда (20... 30 см) [410].

Понятно, что понижение уровня, уменьшение глубины и площади, а также изменение конфигурации берегов не могут не влиять на динамику вод рассматриваемого моря. Расчет параметров некоторых элементов динамического режима моря [53] для условий 1960 г. (наивысшая отметка уровня 53,6 м абс.) после 1980 г. (отметка уровня 43,6 м абс.) и 2000 г. (ожидаемое падение уровня моря до отметки 33,6 м абс.) показал, что произойдет уменьшение стонно-нагонных колебаний уровня¹ и параметров ветровых волн. В то же время возрастут скорости поверхностных и компенсационных течений. Вообще существенно уменьшится время, необходимое для полного развития динамических процессов. Тем не менее изменение морфометрических характеристик бассейна не приведет к какому-либо нарушению структуры динамических процессов: она сохранит все основные особенности, присущие мелководным замкнутым водоемам.

¹ Так, при падении уровня Аральского моря на 20 м на восточном его побережье при нагонных ветрах (западного направления) со скоростью 15 м/с ожидается уменьшение предельного значения нагона со 124 до 76 см (почти на 40%). По всему же побережью в целом максимальные стонно-нагонные колебания могут уменьшиться на 10... 20 и на 30... 50% соответственно при падении уровня моря на 10 и 20 м [321].

С другой стороны, данные численных расчетов на гидродинамической модели [30] свидетельствуют о том, что дальнейшее понижение уровня Аральского моря (до отметок 37 и 35 м абс.) приведет к некоторому изменению динамического режима моря — возникновению двух почти обособленных антициклонических вихрей. При этом увеличится амплитуда годовых колебаний температуры воды моря в среднем на 1,5... 3 °С. Среднегодовая соленость при падении уровня моря на 5 и 7 м ниже современного увеличится соответственно на 7,6 и 11 ‰. Одновременно возрастет амплитуда сезонных колебаний солености в среднем на 0,5... 1,5 ‰. Ледовый период станет короче на 10... 15 дней, уменьшится максимальная толщина льда.

Наблюдающееся значительное осолонение вод Аральского моря приводит к некоторому увеличению их плотности [74], незначительному изменению плотностной структуры и стратификации вод. В среднем рост условной плотности поверхностных вод моря между периодами 1956—1960 и 1981—1985 гг. составил от 6 до 7 единиц условной плотности, причем наиболее интенсивно этот процесс происходил в зоне наибольшего осолонения морских вод в Малом море (увеличение на 7... 8 единиц условной плотности). Примерно настолько же возросла условная плотность промежуточных и придонных вод моря, что привело, как уже отмечалось, к некоторому обострению вертикальных градиентов рассматриваемой характеристики [321]. С другой стороны, это повлияло на процессы плотностной циркуляции и конвективного перемешивания вод, которые, в свою очередь, обуславливают вертикальный обмен, вентиляцию придонных слоев и перераспределение гидролого-гидрохимических элементов в толще вод и по акватории моря. Значительное обмеление моря также способствует практически ежегодному проникновению осенне-зимнего конвективного перемешивания до дна.

По сравнению с естественно-условным периодом сменилось соотношение вклада факторов, формирующих поле плотности моря. Уже, как правило, нельзя проследить тепловое и распресняющее воздействие речного стока. Осушка значительных по площади мелководных участков моря, ощутимые изменения его глубины оказывают заметное влияние на интенсивность и сроки прогрева и охлаждения толщи вод, испарение с их поверхности. Все это определяет особенности сезонного хода параметров поля плотности в настоящее время. Как следствие, намечается тенденция более раннего наступления сроков достижения процессами осенне-зимней конвекции дна водоема (преимущественно в наиболее глубоководных районах) в среднем на две недели [321].

Аральское море в прошлом отличалось высокой прозрачностью вод (местами более 20 м) и изумительно красивым интенсивно-голубым цветом воды с зеленоватым оттенком. В 1971—1985 гг. произошел существенный сдвиг показателей цвета морской воды в сторону зеленоватых и желтоватых оттенков, что, вероятно, можно связать со значительным обмелением моря и возрастанием

в этой связи вклада динамических факторов в наблюдающуюся пространственно-временную изменчивость цвета аральских вод. По этой же причине намечается тенденция снижения сезонных колебаний прозрачности вод по всей акватории Аральского моря [321].

Абсолютное содержание кислорода в водах Аральского моря определяется в основном температурой, и его годовой ход и распределение по акватории обратны годовому ходу и пространственному распределению температуры воды [321].

1.3. Гидрохимические процессы

Отмеченное выше увеличение плотности аральских вод, некоторые изменения в плотностной структуре и стратификации привели к частичным нарушениям ранее благоприятного кислородного режима Аральского моря, когда вся толща его вод отличалась высоким содержанием растворенного кислорода; от 7 до 10 мл/л зимой и от 5 до 8 мл/л летом. Кроме того, в море на окисление вообще шло сравнительно небольшое количество кислорода. В отличие от других морей, где концентрация растворенного кислорода падает с глубиной, в Арале она, наоборот, возрастала [75].

С 1961 г. в придонных слоях западной глубоководной впадины и котловинах Малого моря стали нередки случаи образования дефицита кислорода (40... 60 % насыщения). Наряду с указанной выше причиной ухудшения вентиляции придонных слоев (из-за возрастания вертикальной устойчивости вод моря) здесь сыграло роль и уменьшение мощности фотосинтетического источника поступления кислорода вследствие существенного уменьшения биомассы планктона и макрофитов. По всему морю интенсифицировалось потребление кислорода на окисление отмирающего органического вещества [75].

Средние значения характеристик элементов газового режима Аральского моря (растворенный кислород и водородный показатель рН) за 1981—1985 гг. по сравнению с аналогичными данными за предшествующий 20-летний период интенсивного антропогенного воздействия на природу Арала свидетельствуют о заметном ухудшении параметров газового режима за это пятилетие по всей толще моря и во все сезоны [321].

Ледниковое питание Амударьи и Сырдарьи, а также особенности почв и грунтов в их бассейнах приводило к преобладанию в речном стоке соединений кремния и недостатку фосфатов, которых здесь было в среднем в 3... 6 раз меньше, чем в стоке Волги и Дона.

За 1961—1980 гг. в водах Сырдарьи и Амударьи по сравнению с условно-естественным периодом произошло резкое повышение (в 4... 10 раз) содержания всех форм минерального азота, преимущественно нитратного и аммонийного. Концентрация нитритного азота, фосфатного фосфора увеличилась не так сильно и,

как правило, в водах Сырдарьи. Все это прямое следствие возросших темпов химизации сельского хозяйства и уменьшения объема речного стока с одновременным увеличением в нем доли богатых биогенами сбросных и дренажных вод. До 1974 г. на общем фоне уменьшения стока речных вод, сток лимитирующих биогенных элементов даже несколько увеличился [75], но в 1974—1980 гг. все возрастающие концентрации азота и фосфора уже не покрывали их дефицит, связанный с общим сокращением речного стока. В этот период существенно снизился абсолютный и относительный приток как растворенных, так и взвешенных форм всех биогенных веществ [75].

С начала 1960-х годов изменилось и качество речного стока в Аральское море. Произошел рост минерализации и ухудшилось санитарное состояние речных вод. Достигающие моря в маловодные годы воды Амударьи имели среднегодовую минерализацию 0,8... 1,0‰, а воды Сырдарьи — 1,5... 2,0‰. Но и это не было пределом — в отдельные сезоны фиксировались еще более высокие значения минерализации вод этих рек. За последние десятилетия суммарный поинный сток Амударьи и Сырдарьи изменялся от 10 до 28 млн т/год [129].

В подобной ситуации сокращение среднегодового объема речного стока в 1961—1980 гг. более чем на 46 % не привело, однако, к резкому уменьшению поинного стока. Он за то же самое время уменьшился всего на 18 % (4 млн т). В речном стоке произошло относительное снижение концентрации карбонатов, что вдвое сократило количество солей, вовлекаемых в процессы седиментации при смешении морских и речных вод [75].

Как известно, биогенные вещества (БВ) имеют для водоемов большое значение, так как они обеспечивают жизнедеятельность морских организмов. В группу основных БВ обычно включают неорганические соединения азота (аммонийный азот, нитриты, нитраты), фосфора (фосфаты) и кремния (кремниевая кислота). В случае дефицита БВ в фотической зоне моря происходит лимитирование процессов фотосинтеза, а их дополнительное поступление стимулирует развитие фитопланктона и других морских автотрофов.

Наблюдения показывают, что воды Аральского моря всегда были небогаты БВ, значительная их часть потреблялась растительностью, а взвешенный материал оседал в биологических фильтрах — устьях рек. И в настоящее время содержание БВ с удалением от устьев рек быстро уменьшается. В открытом море не создается запас питательных солей в глубинных слоях, так как процесс фотосинтеза идет практически по всей глубине.

В конце 1970-х годов, когда появилась возможность сопоставлять данные о содержании БВ в морской воде Арала за десятилетний период, было обнаружено [75], что их концентрация изменялась в широких пределах. Меньший диапазон характерен для среднегодовых концентраций (мкг/л): фосфатов от 2 до 8, нитритов от 0 до 1, нитратов от 2 до 5 и кремния от 90 до 500. В целом для современного периода отмечается устойчивое увеличение сред-

негодových концентраций фосфатов, нитритов и кремнекислоты по всей толще вод Аральского моря (особенно начиная с 1970-х гг., когда резко уменьшился объем речного стока). Сопоставление изменений запасов БВ в море с их поступлением вместе с речным стоком дает основание утверждать, что в настоящее время реки не играют значительной роли в биогенном балансе моря. Здесь определяющий вклад вносят процессы обмена с донными отложениями, ассимиляция и регенерация, что создает условия для накопления минеральных форм БВ в море, несмотря на сократившееся биогенное питание моря речными водами. В современный период в Аральском море содержание фосфатов составляет 10... 50, кремнекислоты — 400... 1500 и нитритов — 0,5... 9 мкг/л [348].

Результаты расчетов основных составляющих внешних балансов¹ БВ Аральского моря для условно-естественного периода и отдельных пятилетий современного этапа антропогенных изменений режима моря (1961—1985 гг.) позволили сделать следующие выводы [321].

1. Современный этап характеризуется резкими изменениями в балансах основных форм твердых и растворенных БВ, которые, в свою очередь, почти полностью определяются водным балансом моря. Основной приходной составляющей балансов БВ является речной сток².

В условно-естественный период и в 1961—1970 гг. речной сток приносил в Аральское море 97... 99 % взвешенного фосфора, 91... 96 % минерального азота и 92... 96 % взвешенного азота. За то же время с атмосферными осадками поступало от 4 до 9 % минерального азота, в том числе 25... 64 % аммонийного азота; с атмосферной пылью было принесено 1... 3 и 4... 8 % взвешенных фосфора и азота соответственно.

2. В условиях существенного сокращения водного притока в 1961—1970 гг. отмечался, однако, более быстрый рост концентраций почти всех форм растворенных и твердых БВ, что не только не понизило, а, наоборот, увеличило их поступление в море. Действительно, в условно-естественный период море получало в год (в тыс. т) 52,3 растворенного и 84,8 взвешенного азота, а за пятилетие (1966—1970 гг.) уже соответственно 65,0 и 115,6. Приход растворенного и взвешенного фосфора составлял (тыс. т): 1,5 и 57,3 (условно-естественный период) и 2,6 и 116,8 (1966—1970 гг.). Та же закономерность имеет место и для взвешенного кремния.

3. 1971—1985 годы характеризуются быстрым сокращением поступления БВ в море, несмотря на высокие концентрации последних в речной воде. В это время резко сократился, а в отдельные годы прекратился совсем водный и биогенный сток в Араль-

¹ Балансы БВ, определяющиеся факторами, которые действуют на внешних границах разделов: вода — берег, вода — дно, вода — атмосфера. Эти балансы определяют для моря в целом средние по объему концентрации консервативных форм БВ (валовые азот, фосфор и кремний) [347].

² Нетрудно заметить, что это утверждение полностью расходится с приведенным выше основным выводом работы [348].

ское море. При этом увеличивался относительный вклад других приходных составляющих: атмосферных осадков для растворенных БВ и атмосферной пыли для взвешенных БВ. Поступление растворенного азота в Арал снизилось в 1981—1985 гг. до 9,4 тыс. т, причем с атмосферными осадками сюда поступило около 70 % минерального растворенного азота (5,4 тыс. т). Приход взвешенного азота и фосфора за тот же период уменьшился до 7,1 и 3,5 тыс. т соответственно. При этом 5,7 тыс. т азота (80 %) и 2,0 тыс. т фосфора (57 %) поступило с атмосферной пылью.

4. Перспективный внешний баланс БВ Аральского моря также в значительной мере будет определяться водным балансом моря. Если произойдет стабилизация водного питания водоема, то в него в основном будут поступать обогащенные БВ возвратные и коллекторно-дренажные воды с полей орошения в низовьях Сырдарьи и Амударьи.

Валовая первичная продукция органического вещества в Аральском море составляет (с учетом продукции макрофитов) 1,1 млн т в год или 1,7 г/м² в год, что на два порядка ниже, чем в любом внутреннем море. Вообще в естественных условиях Арал отличался крайне низким видовым разнообразием своих обитателей.

Резкие изменения параметров среды снизили уровень биопродуктивности моря в 5 раз, обусловили необратимые изменения в его экологической системе [75]. Например, численность микроорганизмов (бактерий, дрожжей) в поверхностных слоях в среднем по морю уменьшилась в 1,5 раза, в Малом море и северной части Большого — в 2,5... 3 раза. В иловых отложениях количество и биомасса бактерий сократилась в среднем на 30 %; в Малом море, устье Сырдарьи численность бактерий уменьшилась в 2,0... 2,4 раза. При этом существенно сократилась численность представителей отдельных групп бактерий [130]. Рост прозрачности вод современного Арала (по наблюдениям в июле — августе 1980 г.) связывается со снижением в нем уровня первичной продукции фитопланктона [11].

Относительно загрязнения аральских вод имеются немногочисленные сведения, основанные, как уже отмечалось, на данных сети наблюдений, не отвечающей современным требованиям науки о море.

В 1989 г. после двухлетнего перерыва на сети из девяти станций ОГСН в Большом море были продолжены наблюдения за загрязнением вод в июле и октябре; обнаружилось [292], что по сравнению с 1986 г. концентрация нефтяных углеводородов (НУ) увеличилась с 0,05 до 0,2 мг/л (с 1 до 4 ПДК)¹, содержание СПАВ не изменилось (от значения в пределах обнаружения до 1... 2 ПДК). Среднее содержание α -ГХЦГ в воде возросло с 11 до 53 нг/л,

¹ Цифры вызывают сомнение. Известно, что НУ сейчас могут поступать в море практически лишь с водами Амударьи. Однако в предшествующем (1988 г.) аномально высоком по стоку этой реки году (более 16 км³) среднее содержание НУ в Большом море, по данным Узбекгидромета, не превышало 1 ПДК (0,05) [150].

γ -ГХЦГ — с 6 до 34 нг/л, ДДТ — с 8 до 16 нг/л, причем уровни загрязнения хлорорганическими пестицидами (ХОП) определяются не только поверхностным стоком, но и поступлением из атмосферы [292].

Аналогичная съемка, проведенная в сентябре 1990 г., зафиксировала [151, 418], что содержание в аральской воде Большого моря НУ и СПАВ в среднем не превышало ПДК, а концентрации меди, цинка, хрома, ртути колебались от 1 до 5 ПДК. Содержание пестицидов изменялось в следующих пределах: α -ГХЦГ — 2... 11, γ -ГХЦГ — 0... 7, ДДЭ — 0,10 и ДДТ — 7... 17 нг/л. При этом максимальные содержания этих загрязняющих веществ отмечены лишь на одной станции в северо-восточной части Большого моря, на остальной акватории моря концентрации этих загрязняющих веществ по данным 8 станций не превышали 2... 3 нг/л.

Вызывает опасения не снижающийся высокий уровень загрязненности речных вод и дельтовых водоемов.

Считается [150, 151], что в настоящее время отсутствует сброс хозяйственно-бытовых и промышленных сточных вод непосредственно в море. Загрязняющие вещества поступают в него от небольшого количества судов, из атмосферы и нерегулярно — с речным стоком Амударьи и Сырдарьи. Но не следует забывать при этом, что всегда существует и, скорее всего, часто реализуется опасность поступления загрязняющих веществ во время аварийных прорывов в нижнем течении рек, а также из водоемов-накопителей вместе с дренажными водами.

Современное состояние берегов Аральского моря и их изменения определяются многими факторами, а именно геолого-геоморфологическим строением подводного склона и прилегающей суши, поступлением твердых наносов в береговую зону, гидродинамическим режимом водоема в период более высокого стояния уровня и работой волн [119].

В отличие от многих морей развитие береговой зоны Арала в современную геологическую эпоху шло на фоне частых колебаний уровня моря, что и определило специфику морских берегов.

Понижение уровня сказывается на береговых процессах моря прежде всего через повсеместную перестройку профиля подводного склона применительно к новому (более низкому) уровню и уменьшившимся глубинам. За время между 1960 и 1970 годами, в течение которого падение уровня проходило в среднем на 9... 50 см в год [119], в береговой зоне моря образовывались аккумулятивные и абразионные террасы. Их поверхности формировались синхронно, но с различиями в абсолютных высотах, поскольку поверхности аккумулятивных террас образовывались выше уреза воды, а абразионных — ниже. При этом повсеместно происходил размыв средней части профиля подводного склона, сопровождавшийся массовым переносом продуктов размыва к урезу воды, в результате чего интенсифицировались процессы аккумуляции в верхней части подводного склона и на пляжах. Быстро нарастали площади островов и бывших подводных банок. На обширнейших участках

мелководий восточного и северо-восточного побережья Аральского моря стали формироваться подводные береговые бары за счет дополнительного поступления сюда аккумулятивного материала.

С 1972—1975 гг. темпы падения уровня моря увеличились до 60... 80 см в год [119] и из зоны волнового воздействия на дневную поверхность стали выходить аккумулятивные формы морского рельефа (подводные бары, косы, переймы), которые консервировались соляной коркой, а затем все это перерабатывалось золотыми процессами.

В 1978 г. и позднее стали выходить из-под воды участки абразионных террас, образовавшихся под воздействием подводной абразии. Из-за малого уклона подводного склона в прибрежной части Восточного Приаралья буквально каждый день заметно увеличивалась зона бывшего морского дна.

По мере падения уровня береговые уступы все дальше отступали в сторону суши. На западном, а местами и на северном побережье моря происходило отмирание клифов и абразионных уступов. В настоящее время на Арале широкое распространение получили аккумулятивные берега, значительная часть которых имеет клифы и абразионные террасы. Современная абразия происходит лишь на небольших участках побережья — мысах северо-западного и западного берега моря.

Сокращение площади моря почти на 30 тыс. км² (к началу 1990 г.) не могло не сказаться и на изменении береговой черты водоема, особенно в Восточном, Северо-восточном, Северном и Юго-восточном Приаралье. Существенно возросли площади островов центрального и западного участков моря, часть подводных банок превратилась в острова. С выравниванием береговой линии исчезли все бывшие мелководные заливы.

1.4. Гидробиологические процессы

Следует отметить, что первые существенные изменения в экосистеме Аральского моря произошли в связи с акклиматизационными мероприятиями — попытками внедрения в море различных видов гидробионтов. Начало этому процессу было положено еще в конце 1930-х годов. Однако вначале он осуществлялся без учета научных рекомендаций и до 1954 г. в море вселялись исключительно рыбы, что не могло не привести к увеличению пищевой нагрузки на зоопланктон и зообентос и к практически полному уничтожению рыбами к началу 1960-х годов некоторых видов беспозвоночных.

В начале 1980-х годов произошла почти полная смена фауны. Пресноводная и солоноватоводная фауна сменилась более солеустойчивой морской и эвригаллиной. Из-за превышения пороговых значений солености типично пресноводные виды замещены в фито- и зоопланктоне более солелюбивыми формами. Численность и биомасса фитопланктона упала в 3... 5 раз, теперь в нем преобла-

дают диатомовые водоросли (до 60 %). Видовой состав зооплankтона также оказался обедненным, хотя его биомасса осталась практически на прежнем уровне [193]. Еще более разительные перемены произошли в составе макрозообентоса. В конце 1970-х годов акклиматизанты морского генезиса и акклиматизанты из соленых смежных водоемов практически заменили аборигенов. В 1970 г. в бентосе насчитывалось 44 вида, в 1978 г. — 15 видов, в 1982 г. — 32 вида. Когда средняя соленость моря превысила 17 ‰, из его аборигенной фауны и акклиматизантов осталось всего девять видов [193].

Ихтиофауна Аральского моря претерпела значительные изменения. Акклиматизация рыб-вселенцев привела к тому, что вместо обитавших в море 20 видов временами здесь насчитывалось до 34 видов ихтиофауны¹. Ранее ее основу составляли генеративно-пресноводные виды: лещ, сазан, вобла, усач. Отсутствие в настоящее время условий для их воспроизводства (продолжающееся осолонение мелководий и всего моря) привело с середины 1960-х годов к падению уловов этих ценных рыб (кроме судака и жереха); к 1970 г. уловы снизились с 41 до 10 тыс. т; к 1980-м годам промысел практически прекратился (рис. 8).

Существенно поредевшую после 1960-х гг. кормовую базу Арала дополнили ценные акклиматизанты, которые заменили местных стеногалинных беспозвоночных и сформировали при этом большую биомассу; запасы бентоса увеличились с 1 до 10 млн т [195]. К концу 1970-х гг. общая биомасса макрозообентоса достигла 184... 196 г/м², что в 8,5 раза превышает среднюю многолетнюю до зарегулирования впадающих в море рек [28]. Тем самым были созданы условия для поддержания численности судака и жереха на начальной стадии осолонения Арала (до 14... 15 ‰). В результате численность последних возросла и их уловы к 1970 г. повысились примерно с 1 до 14 тыс. т [195]. Однако в дальнейшем уловы и этих рыб стали постоянно снижаться, поскольку происходило непрерывное угнетение остатков современной ихтиофауны и кормовых организмов.

В начале 1960-х годов вылов рыбы в Аральском море достигал 46 тыс. т в год (более 15 % общих уловов пресноводного комплекса в водоемах нашей страны), из них примерно 70 % составлял

¹ В результате утилитарных и попутных акклиматизаций в Аральское море начиная с 1927 г. вселялось 16 видов рыб, из которых выжили 15 видов. В 1927—1934 гг. из Каспия, а в 1948—1963 гг. из низовьев р. Урал сюда вселяли севрюгу, которая с 1958 г. стала попадаться в уловы. В 1929—1932 годах также из Каспийского моря вселяли каспийского пузанка, однако он не выжил. Переселенная из Балтийского моря в 1954—1959 гг. салака была обнаружена в уловах начиная с 1957 г. Два вида кефали, переселенные из Каспия в 1951—1956 гг., в Арале не прижились. Из водоемов Китая вселяли в Аральское море белого амура и белого толстолобика. Они стали попадаться в уловы с 1963 г. и даже вошли в промысел. При попытке вселения кефали в Арал попутно оказались вселенными шесть видов бычков, атерина и игла-рыба, которые успешно прижились, причем атерина и три вида бычков (бутырь, песочник и кругляк) достигли здесь массового развития [11].

крупный частик. К началу 1980-х гг. суммарный улов рыбы упал до 1 тыс. т (см. рис. 8).

Увеличение солености до 23 ‰ и более привело к вымиранию или отступлению в дельтовые водоемы солоноватоводных каспийских беспозвоночных. Выжили только морские формы и солоноустойчивые гидробии, попавшие в Арал из гиперсоленых водое-

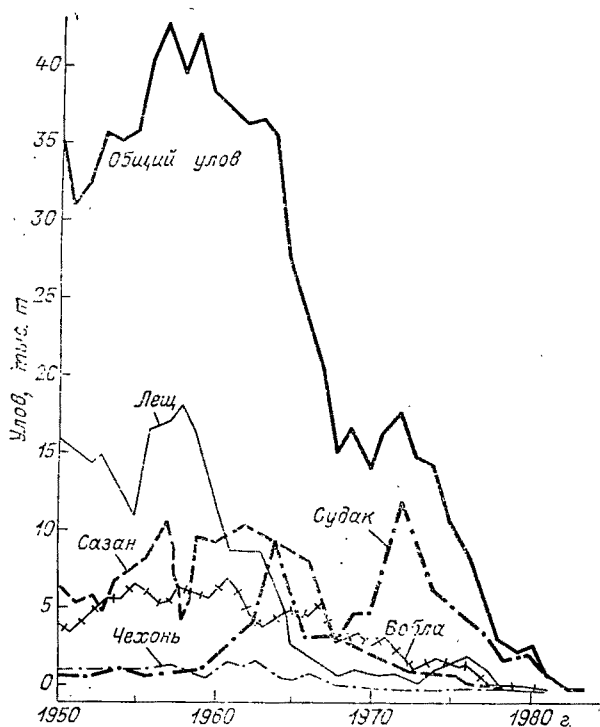


Рис. 8. Годовые уловы рыбы в Арале [9].

мов. В последние десятилетия фауна беспозвоночных состояла исключительно из акклиматизантов, большие запасы которых оставались нетронутыми из-за истощения запасов рыб водоема. В сложившейся ситуации оказалась полезной интродукция камбалы-глоссы. Она выжила в аральской воде соленостью около 23 ‰. На юге Арала камбала встречалась в уловах с 1983 по 1987 г. Во время контрольных обловов 1989 г. были пойманы десятки рыб (в основном самки), соленость в местах вылова колебалась от 21 до 22 ‰. Питание камбалы составляли беспозвоночные: креветки, крабы, черви, полихеты-нереис и др. Эти данные [190] позволяют утверждать, что камбала-глосса размножается в Арале; она распространилась по всей акватории. Понятно, что дальнейшая ее судьба определяется темпами осолонения и изме-

нением ионного состава вод моря, а также степенью их загрязнения, прежде всего пестицидами.

Итак, исторически сложившаяся экосистема моря пережила в недавнем прошлом как минимум два серьезных потрясения: первое (1960—1968 гг.), связанное с акклиматизацией, и второе (1971—1976 гг.), вызванное ростом солености моря до 12... 14 ‰. Сейчас, когда соленость моря превысила 23... 24 ‰, его экосистема, скорее всего, испытывает третье подобное потрясение, которое после относительной стабильности экосистемы в 1975—1985 гг. может также привести к массовой гибели гидробионтов [11].

1.5. Возможное будущее моря

Для стабилизации уровня Большого моря на современных отметках (39,0... 39,5 м абс.) необходим объем водного стока около 30 км^3 в год (см. табл. 3). По-видимому, это нереально при современном и будущем напряженном водохозяйственном балансе бассейна Амударьи. Для поддержания уровня Малого моря на отметках, близких к 40 м абс., необходимый объем водного стока Сырдарьи составляет около 3 км^3 в год.

Постановление ЦК и Совета Министров СССР от 19 сентября 1988 г. предусматривает ряд мероприятий по повышению гарантированного притока речных и коллекторно-дренажных вод (КДВ) в дельтовые зоны и к Аральскому морю. По оценкам водохозяйственных организаций, к 2000—2010 гг. гарантированный приток к Большому морю может составить 15... 19 км^3 в год, а к Малому морю — 2... 5 км^3 в год.

В условиях подачи водного стока в Малое море в объеме более 3... 5 км^3 в год возможно восстановление и сохранение здесь водоема на отметках, близких к 40 м абс., а при строительстве насыпной дамбы в проливе Берга не исключено постепенное повышение уровня Малого моря до 45... 50 м абс.

Уровень Большого моря при современном и планируемом объеме водного питания будет быстро падать, и за пределами 2010 г. на отметках, близких к 31 м абс., Большое море разделится на меньшую по площади, но более глубоководную западную и более обширную и мелководную восточную части. Гарантированный объем водного питания позволяет в этих условиях регулировать режим любой из частей. С геоэкологической точки зрения (для уменьшения общей площади обсохшего дна и ветрового выноса солей) более целесообразно создать водоем с проточным режимом в восточной части Большого моря с отметками уровня 31... 32 м абс., площадью 12... 14 тыс. км^2 и объемом вод 45... 60 км^3 . Излишки воды и солей будут сбрасываться при этом в западную часть через насыпную дамбу в проливе, соединяющем обе части Большого моря. Водоем с регулируемым режимом в перспективе после распреснения и создания оптимальных условий по

солёности также может быть использован для рыбохозяйственных целей, если удастся наладить очистку КДВ, в первую очередь от ядохимикатов.

Обеспечение гарантированного притока вод и антропогенная реконструкция Аральского моря позволят сохранить или восстановить здесь несколько связанных друг с другом водоемов, что создаст условия лишь для улучшения геоэкологического состояния прилегающих территорий Приаралья.

Следует согласиться с выводом экспертной комиссии Госплана СССР, что восстановить Аральское море в том виде, каким оно было 30 лет назад, невозможно. Море, как таковое, нельзя спасти и на более низких отметках уровня. В условиях невосполнимого дефицита достаточно чистой и пресной речной воды речь может идти только о предотвращении дальнейшего усыхания водоема (уже не имеющего ничего общего с морем), где быстро растущее загрязнение (главным образом за счет поступления ядохимикатов с КДВ) вод со временем убьет жизнь. Уместно напомнить, что разбавление до сравнительно безопасных концентраций поступающей с полей ядовитой смеси из минеральных удобрений, пестицидов и гербицидов возможно лишь при санитарном попуске на Амударье не менее $3,5 \text{ км}^3$ [339] (за пять месяцев 1989 г. через дельту этой реки прошло $0,4 \text{ км}^3$ воды). В данном контексте следует обратить внимание еще на одно обстоятельство. Как уже отмечалось, в современный период жизни Арала солесодержание его вод не только не увеличивается, а даже уменьшается (потери соли на берегах и осаждение труднорастворимых солей), что приводит при уменьшении водного питания к неотвратимому росту солёности морских вод. Например, когда солёность достигнет 200‰, в море может скопиться около 13,5 млн т солей [414]. И тогда, если даже найдется гипотетический источник пресной воды, позволяющий вернуть Аралу морфометрические параметры условно-естественного периода, средняя солёность в восстановленном водоеме окажется на уровне 13‰, т. е. море с экологической точки зрения (даже оставляя в стороне вопросы качества вод) не сможет приблизиться к показателям начала 1960-х годов.

При практической деятельности водохозяйственных организаций в наши дни важная роль отводится мерам по увеличению стока КДВ в море без какой-либо очистки, т. е. в основном будут решаться вопросы очищения от КДВ рек и пашни; объем КДВ в Приаралье достигает без малого 33 км^3 .

Воды коллекторно-дренажного стока, поступающие в реки, имеют минерализацию от 1,5 до 9—12 г/л и содержат значительное количество ядохимикатов (многие виды которых не в состоянии регистрировать имеющаяся сеть наблюдений), так как их вносятся на поля Средней Азии в соответствии с современной агротехникой до 35 кг/га (Узбекистан — 54, Прибалтика — 0,3, среднее по бывшему СССР — 3 кг/га).

Осуществляется сооружение магистральных коллекторов для сбора КДВ; предполагается, что со временем их объем, сбрасыва-

ваемый в Арал, превысит 10 км^3 . Высвободившийся при ожидаемой экономии воды пресный сток пойдет на обводнение бывших дельт Амударьи и Сырдарьи для воссоздания зеленых зон, сдерживающих процессы опустынивания территорий. Известно, что для этих целей необходимо примерно 10 км^3 чистой воды. Именно таким определен в постановлении объем гарантированного пресного стока в море. Складывается убеждение, что единственным реальным источником пополнения вод собственно Арала (помимо атмосферных осадков) пока остаются КДВ. Исходя из их современной минерализации (в среднем 5 ‰) и химического состава, среднегодовой приток солей достигнет 50 млн т, что автоматически приведет к увеличению солености до 140 ‰. Морская вода на 65 % будет состоять из раствора хлористого натрия, на 32,5 % — сульфата магния и на 2,5 % — сульфата натрия. Эти соли в количестве 40 млн т/год будут отлагаться вдоль берегов моря, и солевой вынос ветром увеличится втрое по сравнению с выносом в условно-естественный период жизни моря [414].

Для отвода КДВ в Аральское море во второй половине 1988 г. в трех зонах Каракалпакии уже велись широкомасштабные работы [342] по реконструкции крупных магистральных и хозяйственных коллекторов. При этом впервые на двух участках был обеспечен свободный сток КДВ в море через систему водоотводящих трактов. По всем магистральным коллекторам развернуты проектные и строительные работы, чтобы уже в 1990 г. обеспечить по ним подачу КДВ в Аральское море.

Завершается строительство концевого звена крупнейшего коллектора на участке оз. Судочье — Аральское море, протяженностью более 30 км. В южной зоне Каракалпакии завершается сооружение основных магистральных коллекторов, сток из которых уже начал поступать в старое русло Джанадарьи и со временем достигнет Арала.

Осуществление всех перечисленных выше мероприятий должно было обеспечить подачу в море с территории Каракалпакии 3 км^3 КДВ с одновременной ликвидацией подпоров и подтоплений на окружающих территориях, а также улучшением мелиоративного состояния освоенных земель региона.

Для решения одной из частных задач аральской проблемы разработан и начал осуществляться проект создания у Аральска искусственного водоема с регулируемым режимом (площадью около 875 км^2 , объемом вод — $7,5 \text{ км}^3$) на месте высохшего залива Сарычаганак. Цель данного проекта — создание зоны отдыха для жителей Аральска и развитие рыбного хозяйства [418].

Уже разработаны несколько проектов стабилизации экологической обстановки и повышения обводненности дельт Сырдарьи и Амударьи. В дельте Сырдарьи предусматривается строительство трех водоподъемных плотин, а также ряда водозаборных и сбросных сооружений. В дельте Амударьи намечается реконструкция Междуреченского водохранилища и водоотводящих каналов, коллекторно-дренажной сети и создание искусственно регулируемых

водоемов в пределах бывших заливов Аджибай, Муйнакский, Рыбачий, Джилтырбас, а также проведение других мероприятий, для осуществления которых потребуется дополнительная вода [418].

1.6. Изменение природных условий Приаралья и возможные меры по улучшению его геоэкологического состояния

Отрицательные последствия, связанные с усыханием Аральского моря, можно разделить на три группы. Во-первых, это изменения, происходящие непосредственно в море. Сюда относятся уже рассмотренные нами нарушения гидрофизического, гидрохимического и гидробиологического режимов моря. Резкое изменение параметров среды обитания вызвало необратимые изменения в экосистеме моря. Оно потеряло рыбохозяйственное и транспортное значение¹.

Ко второй группе относятся обусловленные падением уровня моря изменения природной среды Приаралья (аридизация климата и микроклимата, снижение уровня и повышение минерализации грунтовых вод, ухудшение состояния почвенного покрова, активизация процессов аккумуляции и ветрового выноса солей с обсыхающего дна моря, деградация природных комплексов дельт и прилегающих территорий и др.), что со всей очевидностью свидетельствует об интенсивном развитии в настоящее время на огромной территории Приаралья процессов антропогенного опустынивания.

И, наконец, третью группу составляют неблагоприятные социально-экономические последствия, связанные как с падением уровня моря, так и с перечисленными выше изменениями экологических параметров. Сюда относятся прежде всего коренные сдвиги в условиях хозяйственной деятельности. Так, свертывание рыбного промысла привело либо к консервации, либо к ликвидации рыбоколхозов и рыбозаводов, к списанию рыбопромысловых и транспортных судов. Потеря промыслового значения Арала поставила проблему трудоустройства и переселения значительной части населения прибрежных районов, вызванную не только сокращением объема производства, но и необходимостью дополнительных затрат по созданию рабочих мест и закреплению переселенцев в новых районах.

В создавшихся условиях уменьшается продуктивность пустынных пастбищ, создается крайне тяжелое положение с развитием животноводства. Ухудшение качества воды, используемой для питьевых целей, наряду с ростом количества грызунов и насекомых-вредителей, делает еще более опасной и без того напряжен-

¹ Так, раньше уголь для отопления предприятий и жилья доставляли по железной дороге до станции Аральское Море, а затем — баржами к береговым поселкам. Теперь, когда море ушло на 60...100 км, железная дорога осталась в пустыне и уголь везут через пески на тракторах.

ную эпидемиологическую ситуацию. Как результат прекращения естественных разливов рек имеет место гибель обширных сенокосных угодий на дельтовых равнинах, прекратился промысел ондатры.

В рекреационной зоне на северо-восточном побережье полуострова Муйнак интенсивное удаление уреза воды от берега ухудшило курортный комфорт: расширился песчаный пляж, а за ним стал обнажаться суглинисто-иловый грунт иссиня-черного цвета. Из-за заболоченности пляж стал труднопроходимым. Мелководья на больших расстояниях и иловый грунт сделали непривлекательным купание в море. В результате все курортные хозяйства были здесь закрыты с 1978 г., что, естественно, нанесло значительный ущерб народному хозяйству Каракалпакии [9].

По данным СОПСа Госплана СССР, потери валовой продукции из-за снижения природного потенциала (вследствие понижения уровня моря, включая продукцию рыбного и агропромышленного комплексов) могут достигнуть в целом по Приаралью примерно 1 млрд руб.

Становится все более очевидным тот факт, что основные экономические и социальные потери от усыхания Аральского моря связаны не столько с уменьшением объема совокупного продукта, производимого в регионе, сколько со снижением природного потенциала Приаралья. Хотя до настоящего времени нет общепринятой методики оценки естественных природных ресурсов, приведем структуру (%) ущерба от снижения природного потенциала Приаралья, по оценкам СОПСа УзССР [240]:

Потери водных ресурсов	8,0
Сокращение посевов хлопка в северных районах Каракалпакии (компенсационные затраты)	2,5
Деградация земель в дельтах	54,5
Засоление орошаемых земель	25,5
Снижение продуктивности и емкости пастбищ	1,0
Свертывание рыбного промысла с потерей основных фондов	6,0
Прочие потери (рекреационных, охотничьих, ондатроведческих угодий и т. д.)	2,5

По приведенным данным, на прямые потери (недобор продукции и т. п.) приходится не более 10... 12 % общей суммы ущерба, которая по одним расчетам достигает 7,1, а по другим — даже 11,5 млрд руб. [124].

Рассмотрим более подробно перечисленные выше неблагоприятные изменения природных условий Приаралья.

Гидрографическая сеть дельты Сырдарьи, вершина которой расположена в районе Казалинска, до 1960-х годов отличалась большой изменчивостью. Колебания уровня моря, прорывы прирусловых валов в половодье способствовали постоянному переформированию русловой сети, а большое количество наносов — выдвиганию дельты в море. На устьевом участке, где в условиях уменьшения скорости течения происходила основная аккумуляция наносов, мутность речного потока в половодье была довольно высо-

кой ($1,6 \text{ кг/м}^3$); за год река выносила в море около 8 млн т наносов [174].

Резко изменился гидрологический режим дельты Амударьи. Сейчас 100 % стока направляется транзитом в море по одному руслу (Акдарья—Ордабайзек). До 1960-х годов действовали четыре устьевых рукава. Естественные рукава, функционировавшие до 1961 г., в настоящее время высохли, существуют лишь Раушан и Казахдарья, хотя и они превращены в искусственные каналы с регулируемым стоком. Густота речной сети в дельте по сравнению с 1900—1960 годами уменьшилась, устья впадающих в Арал рек сместились в сторону моря на 50 км.

Таким образом, гидрографическая сеть дельты Амударьи со времени условно-естественного режима Аральского моря претерпела существенную трансформацию: если раньше существовали многочисленные протоки и рукава, сейчас сток сконцентрирован в одном главном русле, которое стало транзитным для всей территории северной части дельты Амударьи [9].

Гидрография современной дельты Амударьи — это постоянно изменяющаяся взаимосвязанная система собственно реки, каналов, коллекторов, сбросов и внутридельтовых ирригационно-сбросовых озер, разливов и зон временного затопления. Амударьинская вода питает всю гидрографическую сеть дельты посредством водозабора в сеть каналов (наиболее крупные из них — им. Ленина, Кызкеткен, Рисовый). При этом часть малых каналов подпитывают насосные станции. Использованная для орошения вода достигает дельты Амударьи по коллекторно-дренажной сети и путем сбросов оросительных систем. На осушающемся дне Большого моря по мере снижения уровня образуется новое русло реки и проводится реконструкция коллекторов [418].

Гидрографическая сеть дельты Амударьи в наибольшей степени изменилась в Междуреченском понижении. Здесь системой четырех дамб образовано водохранилище, в состав которого входит оз. Шега, откуда вода поступает в город Муйнак, Муйнакское озеро и оз. Рыбачье. В межень сток перераспределяется Междуреченской системой, хотя при паводках не исключается прорыв речных вод или в перегороженное дамбой русло Амударьи, или в Арал через систему дельтовых озер. Основным источником питания этих озер стали сейчас коллекторно-дренажные и сбросные воды (с минерализацией от 3 до 6 ‰). Как на бывшем дне моря, так и в Южном Приаралье появились системы озер, которые накапливают коллекторно-дренажный сток магистральных коллекторов: ККС, КС-1, КС-2, КС-3 и КС-4. Только последний из них достигает сегодня моря. Обширный озерный массив авандельты Амударьи затрудняет в настоящее время поступление речных и коллекторно-дренажных вод непосредственно в Арал.

По данным наблюдательного поста Саманбай, в 1990 г. вершины дельты Амударьи достигли 9 км^3 речных и коллекторно-дренажных вод. В то же время приток к Большому морю по основному руслу реки отсутствовал. За первые шесть месяцев 1991 г.

к вершине дельты Амударьи подошло 4,6 км³ вод, что почти в 3,2 раза превышает аналогичную цифру в 1990 г. Кроме того, в дельту по коллекторам и каналам поступило соответственно 0,6 и 0,26 км³, т. е. за январь—июнь 1991 г. дельта получила 5,5 км³ речных и коллекторно-дренажных вод. При этом были обводнены основные озерные системы дельты, а в море поступило 3,2 км³ [418].

К началу 1960-х годов территория устьевой области Амударьи достигала примерно 19 тыс. км², из них 4 тыс. км² приходилось на современную дельту. Более 2 тыс. км² площади использовалось здесь на орошаемое земледелие, а около 2600 км² в периоды разливов постоянно затапливалось. Ежегодные паводковые разливы, приходившиеся на июнь—июль, определяли в первую очередь экологическую ситуацию на дельтовых равнинах Амударьи и Сырдарьи. В этот период обильная обводненность дельт создавала оптимальные условия для формирования и развития водных и болотных комплексов. Так, большую часть территории обеих дельт занимали мощные тростниковые заросли с урожайностью 40... 60 ц/га.

Дельты рек аридных областей вообще обладают высоким природным потенциалом. И до 1960 г. дельты Амударьи и Сырдарьи представляли собой окруженные пустыней оазисы, которые имели не только большую экологическую ценность (богатство флоры и фауны), но и обеспечивали естественную кормовую базу для животноводства, служили нерестилищами для рыб, поставляли тростник для промышленности, служили местом охоты и промыслов.

Изменения гидрофизического режима Аральского моря вызвали серьезные нарушения природной среды и интенсификацию процессов опустынивания вокруг него. Резкое снижение обводненности привело к прекращению паводкового режима в дельтах, последующему за этим высыханию большинства дельтовых озер, всех разливов, снижению уровня грунтовых вод, повышению их минерализации. Все это сопровождалось изменением микроклимата с тенденцией к повышению температуры и снижению влажности воздуха, ускорением сукцессий растительных сообществ, высыханием болотных и луговых почв, засолением верхних горизонтов почв, снижением их плодородности, становлением аридного литогенеза, развитием дефляции, накоплением хемогенных осадков и т. д. И хотя причинами опустынивания Приаралья, включая дельты рек, являются в основном естественные процессы, но вызваны они антропогенными факторами, что позволяет обоснованно классифицировать прогрессирующее здесь опустынивание как антропогенное.

Падение уровня Арала понизило базис эрозии рек Сырдарьи и Амударьи, что привело к врезке в дно их русел и отмиранию ранее действующих протоков, которые при паводках обводняли дельту и озера. Влияние врезки прослеживается вверх по реке на 100... 120 км от моря (по гидростату Темирбай дно реки понизилось на 3,8... 4,5 м). Руслу рек в течение всего года превра-

тились в дренаж и продолжают вносить свой вклад в понижение уровня грунтовых вод. В дельте Амударьи горизонты грунтовых вод понизились на 4... 6 м, а в периферийной неорошаемой зоне — на 6... 10 м¹ [149]. Во всем Приаралье также произошло понижение уровня грунтовых вод, напора и дебита артезианских скважин. Например, уровни напорных вод понизились здесь в юго-западном секторе за 18... 20 лет (начиная с 1965 г.) от 3... 5 до 15... 20 м; в приморской полосе уровень грунтовых вод снизился до 3... 5 м [312]. По другим сведениям [121], снижение уровня грунтовых вод наиболее ощутимо проявилось на восточном побережье Арала, где оно достигло 5... 6 м. С удалением от берега этот процесс постепенно затухает и сходит на нет в 60... 80 км от него.

Необходимо обратить внимание на возросшую минерализацию грунтовых вод. Например, в дельте Амударьи раньше преобладали слабо- и среднеминерализованные грунтовые воды. Сейчас же доминируют сильноминерализованные и рассолы, что связано с расходом грунтовых вод главным образом на испарение.

Минерализация грунтовых вод орошаемой зоны дельты колеблется в широких пределах: от 0,3 до 10 ‰ и более. Пресные линзы (минерализация до 1 ‰) располагаются вдоль реки и крупных магистральных каналов. Минерализацией от 1 до 3 ‰ обладают грунтовые воды, прослеживающиеся в ряде случаев вдоль магистральных и межхозяйственных каналов и на участках регулируемого орошения. Воды с минерализацией 3... 5 ‰ фиксируются в пределах орошаемых земель, как правило, на окраинах ирригационного массива. И, наконец, грунтовые воды, имеющие минерализацию 5... 10 ‰, распространены вблизи целинных земель — солончаков [9].

Толчком к катастрофическому развитию процесса антропогенного опустынивания в Приаралье послужило совмещение избыточных водозаборов с засушливым периодом и маловодьем рек 1974—1977 гг. Синергический эффект наложения негативного антропогенного пресса на неблагоприятный тренд развития природных процессов выразился в резком сокращении речного стока в нижних бьефах Чардарьинского (на Сырдарье) и Тахиаташского (на Амударье) водохранилищ, в обсыхании озер и протоков в поймах и дельтах и их опустынивании на площади около 2,4 млн га и в прекращении паводкового режима. Уже к концу 1980 г. суммарная площадь обсохших водоемов в дельте Амударьи достигла 310 км². Гидроморфные, болотные и луговые почвы при этом стали трансформироваться в солончаковые и автоморфные, такыровидные, что привело к сукцессиям растительного покрова в направ-

¹ По мере углубления уровня грунтовых вод ниже 7... 8 м от поверхности, вероятно, будет уменьшаться и количество связанных с ними водяных паров, которые конденсируются в корнесобитаемом горизонте растений и улучшают их водоснабжение. Это обстоятельство не может не сказываться на водном режиме практически всех растений пустынь, вегетирующих в летний период [187].

лении его галофитизации и ксерофитизации и одновременной утрате количества и качества фитопродукции. Общее снижение фитомассы в поймах и дельтах Сырдарьи и Амударьи за 1970-е гг. составило 192 тыс. т (воздушно-сухой массы). Быстро деградировали тростниковые луговые сообщества и тугайные леса с их уникальным ботаническим комплексом. Под угрозой оказались популяции ценных и редких видов растений и животных.

Опустынивание дельт и речных пойм выразилось также в переруппировке видов в составе зоокомплексов, в передислокации целых сообществ водоплавающих и водно-болотных птиц из опустынивающихся дельт с обсохшими озерами в новые районы. Площадь озер на дельтовых равнинах Аральского региона составляла в 1960 г. около 400 тыс. га, в том числе в дельте Сырдарьи — 100 тыс. га и в дельте Амударьи — 300 тыс. га. К 1970 г. суммарная площадь озер сократилась на 120 тыс. га. В дельте Амударьи с 1962 г. по 1988 г. общая площадь тростниковых плавней, представляющих собой основной тип местообитаний для водно-болотного комплекса, сократилась в 3 раза. При этом изменилось и качество местообитаний. Тростниковые заросли резко деградировали. Во многих местах они достигали ранее высоты 4... 5 м, теперь же — лишь 1,5... 3 м. Большие площади заняла стелюющаяся карликовая форма тростника высотой 10... 30 см. Продуктивность тростниковых угодий уменьшилась в среднем в 37 раз, а места — в сотни раз.

Важным условием изменения качества местообитаний оказалась утрата их трофического потенциала для птиц и млекопитающих. Гибель исторически сложившегося рыбного населения Арала и оскудение кормами дельтовых водоемов создали трудности для существования на побережьях водоема рыбоядных птиц и некоторых насекомоядных видов птиц водно-болотного комплекса.

Было обнаружено [173] явление массового перемещения — «трансплантации» крупных скоплений водоплавающих и водно-болотных птиц (практически целиком) на значительные расстояния как в пределах Аральского региона, так и за его границы. Уже к 1978 г. из опустынившейся дельты Сырдарьи, которая лишилась богатых плавней, переместился на Тугайские озера (на 350... 400 км к северу) комплекс птиц, включающий многотысячную популяцию красноносых и красноголовых нырков, речных уток, большое количество лебедей-кликунов, колпич и веслоногих — больших бакланов, розовых и курдючных пеликанов. При этом розовые пеликаны были вынуждены «выйти» за северную границу своего гнездового ареала. Общая численность переместившихся птиц разных видов составила несколько сотен тысяч особей.

Примером внутривнутрирегиональных передислокаций скоплений околководных птиц может служить перемещение курдючных и розовых пеликанов и больших бакланов с южного побережья Аральского моря и из дельты Амударьи на новый сбросной водоем — Сарыкамышское озеро, где возникли гнездовые колонии этих птиц, насчитывающие сотни гнезд.

Основные особенности трансформации биоты на дельтовых равнинах целесообразно рассмотреть отдельно для Сырдарьи и Амударьи.

Дельта Сырдарьи. Изменение экологической обстановки здесь началось несколько раньше, чем на Амударье. Уже в 1960-е годы коэффициент изъятия стока в бассейне Сырдарьи приближался к единице, а в 1970-е годы превысил ее вследствие многократного использования возвратных вод. Дальнейшее увеличение изъятия речного стока сопровождалось уменьшением притока к вершине рассматриваемой дельты. Во второй половине 1970-х годов в дельту Сырдарьи поступало в среднем за год лишь 4 % водных ресурсов, сформировавшихся на водосборе.

В 1987—1989 годах при увеличении объема речного притока Сырдарьи к вершине дельты до 1,6... 6,8 км³ в год ее обводненность значительно возросла. Принято считать, что в указанные годы воды Сырдарьи достигали Аральского моря. Средние потери речных вод в дельте Сырдарьи за период 1911—1960 годов составляли 1,7... 1,9 км³ в год; после 1961 г., когда речной приток к вершине дельты стал сокращаться, такие потери в среднем стали меньше, но колебались в пределах 0,5... 2,1 км³ в год [418]. Летне-весенние паводки на Сырдарье прекратились уже в 1971 г. Одновременно происходило стремительное падение уровня Аральского моря, что способствовало развитию опустынивания на дельтовой равнине. К 1978 г. 114 тыс. га аллювиально-луговых почв опустынилось и перешло в солончаки, 532 тыс. га болотных и лугово-болотных почв обсохло, 31 тыс. га опустынилось и 55 тыс. га трансформировалось в солончаки. При этом 732 тыс. га по существу вышли из сельскохозяйственного пользования. Продуктивность злаково-разнотравных и разнотравных лугов снизилась в 3 раза.

Богатые в прошлом угодья гидрофильной растительности, служившие сенокосами и кормовыми угодьями, на большей части площади дельты погибли. Общий кормозапас сократился с 1200 до 500 тыс. т. Вдвое сократилась площадь тугайной растительности, а сохранившиеся тугаи сильно деградировали и опустынились. В дельту и пойму началась экспансия пустынных видов растений и животных, происходило формирование обедненных по составу экосистем пустынного типа.

Кочоньяльные скопления птиц передислоцировались за пределы низовьев Сырдарьи. Промысловый потенциал водно-болотных угодий оказался утраченным. В 1950-х гг. здесь заготавливалось от 70 до 230 тыс. шкурок ондатры. В 1968 г. было добыто 9 тыс. шкурок, а в 1978 г. — 72 штуки (ныне промысел ондатры не ведется).

Дельта Амударьи. Сокращение стока реки обусловило практическое прекращение паводкового режима и привело к существенным изменениям природных угодий дельты и поймы как среды жизни. Площадь, занимаемая растительными сообществами, способными существовать в пойменных местообитаниях лишь при

условии ежегодного паводкового затопления, сократилась с 36 до 8 %, а сообществами, характерными для надпойменных периодически обводняемых местообитаний, — с 40 до 20 %. В то же время число ассоциаций, приуроченных к засоленным и опустынившимся участкам пойм и дельты, возросло с 25 до 75 %.

Мощные тростниковые заросли занимали в дельте Амударьи более 300 тыс. га. Они служили местообитанием богатого тростникового комплекса птиц, включавшего 21 вид водоплавающих, в том числе 11 гнездящихся видов, хивинского фазана, 9 видов голенастых (в том числе колпиц), несколько видов хищных птиц и более десятка видов воробьиных. Высоких показателей численности достигала популяция кабана, обычным был камышовый кот. До конца 1930-х гг. в плавнях обитал среднеазиатский тигр. К середине 1980-х гг. площадь под тростниковыми зарослями сократилась примерно в 5 раз, а урожайность зеленой массы тростника, достигавшая в 1960-х гг. 300... 400 ц с га, к 1980-м гг. снизилась до 40... 120 ц с га. Существенно сократились и популяции животных, обитавших в тростниках. К 1980-м годам численность кабанов сократилась почти в 6 раз.

В приморской части дельты на озерах Шекеголь, Машанколь, Караколь, Сапаккуль обитала большая популяция ондатры. В 1970-х гг. здесь ежегодно добывалось до 50 тыс. зверьков. Но уже к началу 1980-х годов вся система этих озер осушилась, охота и промысел прекратились. Лишь на озерах Тогуз-Тере и Судочьем ондатра добывалась в непромысловом размере до 1990 г.

В процессе аридизации и опустынивания дельты Амударьи существенно сократилась площадь сенокосов и пастбищ, снизилась их урожайность. Так, из 420 тыс. га сенокосных угодий в 1960 г. к концу 1980-х гг. сохранилось лишь 70... 75 тыс. га. На фоне такого шестикратного сокращения площади урожайность сенокосов на периодически обводняемых участках снизилась с 15... 40 ц/га (сухой растительной массы) до 3... 16 ц/га, а на необводняемых опустынивающихся территориях — в 17... 22 раза, до 0,7... 0,8 ц/га. Площадь пастбищ в пойме и дельте Амударьи с 348 тыс. га сократилась до 125 тыс. га, т. е. в 3 раза. При этом продуктивность пастбищных сообществ упала примерно вдвое: с 1... 14 ц/га до 0,5... 5 ц/га [44]. Причиной резкого падения биологической продуктивности луговых сообществ в дельте Амударьи явилось снижение влагообеспеченности наземных экосистем на 3... 4 ступени по шкале Л. Г. Раменского: с влажно-лугового до сухо-степного и пустынного [285].

В связи с сохраняющимися и даже усиливающимися процессами аридизации и опустынивания дельтовой равнины Амударьи снижение продуктивности луговых и пастбищных сообществ следует признать стойкой тенденцией в современных условиях развития природной среды Аральского региона.

Опустынивание дельты приводит к замене чистых тростниковых сообществ с высокой продуктивностью смешанными сообществами низкорослого тростника и однолетних солянок нередко

с участием разреженных кустов тамарисков и, местами, карелинии каспийской и верблюжьей колючки. Урожайность таких сообществ не превышает 4... 5 ц/га. К 1985 г. в дельте Амударьи сохранялось не более 70 тыс. га естественных заливаемых тростниковых сенокосов. Сохранение хозяйственно ценных тростниковых угодий возможно лишь на основе лиманного обводнения обсыхающих озерных котловин и межрусловых понижений в дельте на срок не менее двух месяцев ежегодно [43].

Аридизация поймы и дельты Амударьи и плохое ведение лесного хозяйства и охраны природы поставили под угрозу существование уникальных тугайных экосистем. В начале 1930-х гг. тугайные леса занимали в низовьях реки 300 тыс. га, тогда как к началу 1986 г. их площадь не превышала 33 тыс. га. Таким образом, за 50 лет площадь тугайных лесов сократилась в низовьях и дельте Амударьи почти на 90 %. Особенно быстро процесс деградации и гибели тугаев развивался в конце 1970-х и 1980-х годах. Если в 1978 г. площадь под тугайными лесами составляла 79 тыс. га, то к 1986 г. — всего 33 тыс. га. За 8 лет тугайные леса, особенно в дельте, сократились вдвое. Следовательно, можно говорить о «рекордном» темпе гибели тугайных экосистем, который достигал 5778 га в год. К настоящему времени тугайные леса составляют менее 3 % общей площади лесного фонда Каракалпакии. Многие из сохранившихся массивов продолжают усыхать, в некоторых производятся браконьерские рубки.

Амударьинские тугайные леса среди тугайных экосистем Азии наиболее богаты по флористическому составу: 576 видов высших растений, в том числе 29 видов-эндемиков Средней Азии и много реликтовых растений третичного периода.

В настоящее время в связи с глубокой деформацией среды обитания 54 вида растений тугаев находятся на грани исчезновения (они относятся к 46 родам 26 семейств). Уже к концу 1980-х годов в дельте Амударьи перестали встречаться кувшинка желтая, кувшинка белая, альдрованда, пырей ползучий и папоротники.

Сокращается численность птиц, в особенности хищных, обитающих в тугаях. Практически в настоящее время почти не встречается в диком состоянии типичный обитатель тугаев хангул — бухарский олень. Если в 1969 г. в Наразым-тугае (ниже г. Керки) обитали 13 оленей и еще несколько особей в Дарганатинском тугае, то к настоящему времени хангул в низовьях Амударьи сохраняется в заповеднике Бадай-тугай лишь на полувольном и вольтерном содержании в количестве около 10 особей и несколько десятков имется в Кызылкумском заповеднике.

Древесно-кустарниковые сообщества, возникающие в оазисах на обводняемых землях вдоль каналов и арыков, несмотря на внешнее подобие тугаям, не могут стать их настоящими аналогами в силу экологических отличий местообитания, что обуславливает их неизбежную флористическую бедность и упрощенность структуры. Наличие паводковых разливов, обеспечивающих определен-

ный режим увлажнения, привнос плодородного наилка и промывку почвы от солей — обязательное условие формирования и устойчивого существования типичного биотического комплекса древесно-кустарниковой амударьинской тугайной экосистемы.

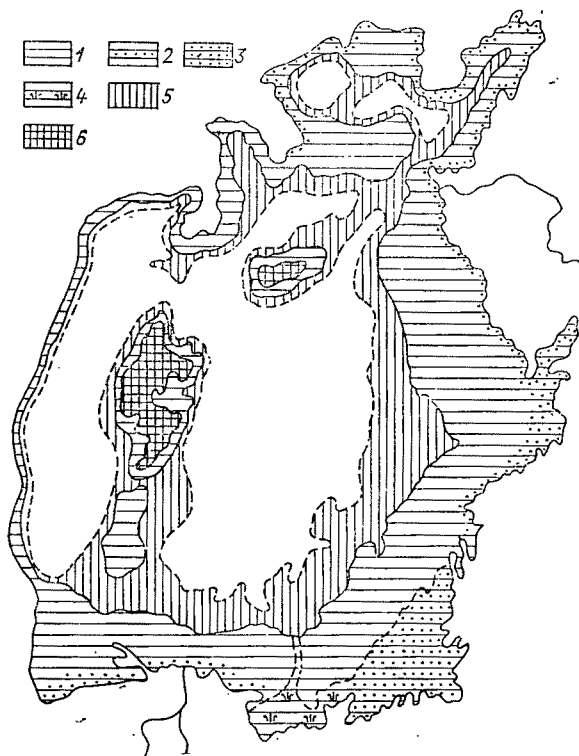


Рис. 9. Берега Аральского моря в 1961—2000 гг. [9].

1 — акватория моря, обсохшая в период 1961—1986 гг., представляющая собой приморские типичные солончаки; 2 — золотые пески вдоль коренного берега моря, возникшие в результате развевания донных отложений; 3 — песчано-солончаковый комплекс бывшего Акпеткинского архипелага; 4 — Джилтырбасский озерно-болотный комплекс, возникший в результате сбора стоков р. Казахдарья, магистральных коллекторов КС-1, КС-3, КС-4; 5 — акватория моря, осушение которой запланировано до 2000 г. (20-метровая изобата); 6 — острова Аральского моря (1961 г.).

Формирование геосистем обсохшего дна Аральского моря относится к началу 1960-х годов. К настоящему времени они обнаруживаются на востоке аральской депрессии в виде полосы шириной в несколько десятков километров [298]. Громадное пространство осушенной части дна моря простирается между полосой золотых песков у коренного берега и маршевой зоной современного уреза воды (рис. 9). Данная территория представляет собой слабонаклонную с незначительным расчленением равнину. Слабая рас-

члененность связана с наличием неглубоких (0,3... 0,5 м) бессточных котловин, как правило, имеющих форму овала, и слабо обозначенных повышений — водоразделов между указанными котловинами. Для осушенной части дна моря характерны также трещины усыхания, которые образуются вследствие быстрого высыхания грунта на фоне интенсивного испарения. Это приводит к уплотнению и растрескиванию поверхности дна по различным направлениям [9].

На первых стадиях обсыхания освободившиеся участки морского дна занимает солерос. В процессе дальнейшего опустынивания солеросники сменяются чрезвычайно разреженными однолетними солянковыми группировками и тамариксами с солянополосниками. Преобладающая часть обсохшего дна представлена сильно засоленными почвогрунтами. Местами не связанный солями песок формирует эоловые формы рельефа. На 10 тыс. км² восточной осушки дна Аральского моря, включая острова, зафиксировано [149] движение песчаных массивов, причем наибольшие скорости перемещения барханов высотой от 0,5 до 1,2 м (500... 12 000 м в год) имеют место в зоне Акпеткинского архипелага, залива Джилтырбас, Аджибай и других; расход песка на осушенном дне моря составляет 50... 150 м³/пог. м в год.

В целом процесс ландшафтообразования направлен здесь на формирование песчаных равнин с барханскими типами рельефа, почти лишенными растительности, а также такыровидных глинистых равнин. Подобные изменения деятельной поверхности ведут со временем к развитию песчано-солевых бурь и выносу значительного количества песка и солей на прилегающие территории. К 1980 г. в пределах казахской части осушенного дна Аральского моря типично опустыненные ландшафты занимали 2640 км²; поверхностный слой этой территории (0... 30 см) уже практически не засолен [320].

Временно или навсегда вышедшая из-под воды на дневную поверхность суша представляет собой своеобразную область жизни. Она еще не обладает настоящим почвенным покровом, но уже осваивается растениями и животными, формирующими как кратковременно существующие сообщества, так и комплексы складывающихся наземных экосистем. Осушенное дно Аральского моря (26 тыс. км² в 1989 г.) представляет собой уникальный полигон для развития процессов сингенеза растительности и расселения животных и формирования экосистем на фоне процессов иссушения и засоления новой суши, как бы с момента рождения охваченной процессами деэртизации. Ландшафтная неоднородность predetermined здесь литогенной основой бывшего морского дна и характером унаследованных форм и элементов морского рельефа.

На осушенной полосе морского дна восточного Арала встречаются 147 видов растений, из них только 12 видов (4,2 %) не обнаружены на морском берегу [140]. Таким образом, заселение морского дна осуществляется за счет видов, распространенных на побережье. Наиболее широко представлены роды: жузгуны —

15 видов; сведы — 13 видов; лебеда — 12; гребенщики — 9; астргалы — 9; полыни — 8; солянки — 6; климакоптеры — 6. Большая часть этих видов — галоксерофиты и галомезофиты. Процессам снгигенеза растительных сообществ на осушенном дне Арала посвящено большое количество специальной литературы [112, 130, 239].

Необходимо отметить, что приморские части дельты и контактирующие с ними части обсыхающего морского дна эволюционируют в направлении образования солончаковой пустыни-пустоши, которая становится очагом пылесолевых бурь.

В процессе засоления постаквальной суши Аральского моря участвуют около 25 видов млекопитающих, 15 видов птиц, около 10 видов растений и относительно небольшое число беспозвоночных, преимущественно галофильных видов.

Опустынивающаяся постаквальная суша Арала имеет отрицательный хозяйственный потенциал, поскольку в настоящее и ближайшее (до 2000 г. и далее) время не может использоваться как пастбище и под орошаемое земледелие. Для фитомелиорации пригодны лишь ограниченные участки (главным образом на побережье плато Устюрт), а возникновение очагов солепылевого выноса угрожает постепенным засолением прилежащих пустынных пастбищ и оазисных земель в радиусе 300... 500 км.

Геоморфологические процессы, развивающиеся в настоящее время на обсохшем морском дне Аральского моря, во многих отношениях не имеют аналогов. На осушенном дне по сравнению с предшествующим условно-естественным историческим периодом формирование рельефа происходит в условиях быстрого падения уровня моря, и рельеф обсыхающего дна не испытывает длительного воздействия субаквальных процессов, в частности волноприбойных, ведущих к образованию береговых валов или абразонных уступов. Они появлялись в прошлом, когда уровень моря, например в средние века, понижался более чем на 10 м, причем низкие уровни сохранялись достаточно долго. Образовавшиеся при этом береговые валы и уступы затем вновь уходили под воду, но сохранялись в формах рельефа морского дна. Этот рельеф перед его современным осушением имел довольно сложное строение, так как значительная часть акватории моря становилась попеременной ареной действия факторов то подводного, то континентального рельефообразования в аридных условиях. Легкий механический состав обсохших морских осадков (песок и супесь) способствовал формированию на широкой полосе осушки дна восточной части моря разнообразных эоловых образований. В целом же эволюция первичных форм рельефа осушенной части дна Аральского моря ведет к формированию зональной аридной морфоскульптуры с образованием обширных барханных массивов [136, 242].

Как уже отмечалось, довольно устойчивая во времени солевая масса Аральского моря превышала в последние десятилетия 10 млн т; ее главные компоненты: NaCl (56 %), MgSO₄ (26 %);

CaSO_4 (16 %) [62]. По мере усыхания Арала на его бывшем дне накапливаются значительные объемы солей. Так, начиная с середины 1970-х годов, они составляли от 0,8 до 1,4 млн т в год [130]. Это результат концентрации солей на поверхности обсыхающих участков дна в основном из-за капиллярного поднятия и испарения минерализованных грунтовых вод (в том числе и с недавно образовавшегося здесь горизонта на глубине 0... 3 м с минерализацией вод от 50... 70 до 90... 100 г/л [121]). Отметим, что площади, с которых происходит испарение, также увеличиваются при сезонных колебаниях уровня моря (поднятие уровня моря на 1 м приводит к затоплению 2 тыс. км² бывшего дна водоема). Накоплению солей также способствует их ветровой вынос с поверхности моря во время зимних штормов [409].

Освободившаяся от морской воды суша сложена рыхлыми морскими и аллювиально-морскими (в авандельтах) отложениями, которые на северном и северо-восточном побережьях моря залегают слоем более 1,5 м, на восточном побережье — более 2 м, а в авандельте Сырдарьи — более 3... 5 м. На них формируются почвы солончакового типа, причем приморские солончаки оказываются сильно засоленными. На расположенных дальше от уреза участках восточного побережья, со времени обсыхания которых прошло от 4 до 5 лет, в песчаных почвах отмечено уменьшение содержания солей в верхних горизонтах и увеличение в более глубоких слоях [70]. Имеющиеся данные наблюдений позволяют считать, что в составе солей верхнего полуметрового слоя рассматриваемых почв 66... 75 % приходится на хлористый и сернокислый натрий, хлористый магний; общее содержание солей в слое 0... 50 см составляет около 20 т/га [70]. Следовательно, накопление солей идет здесь не в соответствии с гипотетической схемой [118], согласно которой при усыхании Аральского моря до отметки 39 м абс. с его бывшего дна можно ожидать ветрового выноса осадков, состоящих исключительно из гипса и извести (предполагалось, что этот процесс не только не будет отрицательно воздействовать на почвы Приаралья, но в какой-то мере окажет положительный мелниоративный эффект).

Накопление солей в приморских почвах, очевидно, нельзя сводить к последовательной садке при выпаривании морской воды. Остающаяся при отступлении моря в толще прибрежных осадков морская вода постепенно поднимается по капиллярам к дневной поверхности и испаряется. При этом из раствора выпадают одновременно все содержащиеся в нем соли. Даже в обсохших лагунах, где имело место постепенное выпаривание оставшейся в понижениях морской воды, самый верхний засоленный слой не представляет собой, как можно было бы ожидать, «бронированную» корку галита, а характеризуется смешанным составом солей [70]. В таких условиях перенос токсичных солей с молодых солончаковых почв осушенного дна моря может неблагоприятно повлиять на состояние сельскохозяйственных угодий к востоку и югу от Аральского моря. Вообще же, на 4 млн га обсохшей части дна

моря в верхнем метровом слое почвы содержится солей 100... 300 т/га, на солончаке Суркуль 300... 420 т/га, в 1000 км от бывшего берега Аральского моря (в орошаемой зоне Чимбайского района при близком к поверхности залегании грунтовых вод) — 300... 500 т/га [324].

Почти половина солей, содержащихся в толще вод Арала, — это сульфаты с меньшей, чем у хлоридов, плотностью. Сульфаты при отложении образуют в большинстве случаев так называемую пушонку тонардита, которая легко может быть развеяна ветром, в то время как хлориды в аналогичных условиях формируют корку или даже монокристаллический пласт.

То обстоятельство, что на осушенных участках дна Аральского моря по имеющимся немногочисленным сведениям все же не образуются корки хлористого натрия (способной замедлить или предотвратить дефляцию), в значительной мере способствовало возникновению в Приаралье мощных пыльных бурь, которые сопровождались переносом пыли на сотни километров. Подобных явлений ранее в этом регионе не наблюдалось.

На осушенном морском дне формируется песчано-солончаковая пустошь. Скорее всего, за счет капиллярного поднятия высокоминерализованных грунтовых вод, обсыхания отчленившихся заливов, култуков и фильтрационных озер на поверхности грунта происходит накопление солей, которые вместе с мелкоземом увлекаются воздушными потоками и при пылевых бурях могут уноситься на громадные расстояния от очагов зарождения, оказывая неблагоприятное воздействие на растительность, по крайней мере, пастбищ Устюрта, а также оазисов, расположенных в дельте Амударьи и Сырдарьи.

Происходит и усыхание дельты Амударьи, где сухость верхних горизонтов почв до больших глубин, исчезновение почвозакрепляющих тростниковых и тугайных зарослей ведет к развитию процессов дефляции в местах, для которых ранее было характерно явление заболачивания. Таким образом, эоловые процессы становятся господствующими по всему Приаралью, а не только на высохшей части дна Аральского моря.

Повышенные элементы рельефа дельты Амударьи в основном состоят из мелко- и тонкозернистых песков и супесей, отложившихся при блужданиях многочисленных русел реки. В связи с усыханием верхних горизонтов почв эти отложения развеиваются ветром и переносятся на другое место, формируя барханы и мелкие бугры¹.

По мере высыхания «живой» дельты и рассоления почв эоловые процессы интенсифицируются. На их развитии существенно сказывается антропогенный фактор. В некоторых районах изъезженная машинами поверхность почвы превратилась в безжизнен-

¹ Скорости денудации высохшего дна Аральского моря в среднемноголетнем аспекте составляют 2... 3 мм в год. За последние 30 лет ветром снесен слой грунта мощностью от 6 до 9 см [124].

ную массу песка и солей. Ликвидация растительного покрова и гумуса влечет за собой увеличение освещенности почвы (в несколько раз), ее нагрева (на 18... 25 %) и уменьшение влажности. При этом в два-три раза возрастает альbedo, достигая 40... 50 % [90]. В результате на засоленных почвах после проезда машины по колее нередко формируется солончак, к тому же такой участок становится очагом дефляции (следствие уничтожения верхней «бронированной» корки почвы толщиной от 0,5 до 2... 3 см). В случае когда по одной и той же колее автомашина пройдет дважды, процесс выдувания ускоряется в два-три раза.

Этот процесс имеет весьма благоприятные условия для своего развития в дельте Амударьи, верхние слои почв которой сложены рыхлыми супесчано-песчаными отложениями. Интенсивному выдуванию подвергается и само русло Амударьи, состоящее преимущественно из топко- и мелкозернистого песка [9].

Первоначально очаг пыльных бурь формировался на северо-восточном побережье Арала, где с 1961 г. систематически возрастала площадь осушенных участков дна моря. И в 1975 г., когда ширина полосы осушки превысила два десятка километров, этот очаг начал функционировать в заметных масштабах (в его пределах происходил подъем пыли в атмосферу), что было зафиксировано наблюдениями из космоса [221]. К указанному времени полоса осушки, сложенная в основном песчаными отложениями, при продолжающемся снижении уровня моря, а следовательно, и уровня грунтовых вод, на большей своей части просохла и стала пылить. Наряду с легко развеваемыми песчаными отложениями (во все не закрепленными или слабо закрепленными растительностью) источником поступления пыли здесь оказались и солончаки.

Анализ космических данных позволил установить, что возникающие пылевые потоки простираются, как правило, на расстояние 150... 300 км (максимально до 500 км); их средняя протяженность возросла со 180 км в 1975 г. до 300 км в 1979 г. [221]. По космическим снимкам в 1975—1981 годах было обнаружено 29 крупных солевых выносов [149]. Бури случаются почти 10 [135, 395] ... 15 [176] раз в год. При этом, однако, надо иметь в виду, что низкая разрешающая способность снимков и частая облачность в районах съемки не всегда позволяет фиксировать даже крупномасштабные бури. В целом их число, вероятно, должно быть существенно больше (например, на южном побережье Аральского моря с 1980 г. отмечается до 90 пыльных бурь в год продолжительностью 1... 2 сут [50]); число дней с пыльными бурями и пыльными поземками на 18 метеостанциях Приаралья за два последних пятилетия увеличилось более чем на 50 % [275], не говоря уже о переносе пыли в мелкодисперсном состоянии на расстояния, значительно превышающие 500 км. В органах массовой информации (газета «Правда Востока», еженедельник «Собеседник») приводились данные о том, что влияние солевого выноса из Приаралья ощущается на расстоянии более 1000 км (в Фер-

ганской долине, на Черноморском побережье Грузии и даже на берегах арктических морей России)¹. Только с восточных участков бывшего дна Аральского моря уже вынесено более 1 млрд т засоленной пыли [189].

Недавние наблюдения советских космонавтов свидетельствуют о возрастании по мере усыхания Арала частоты и силы пыльных бурь [241].

Определенную часть эолового выноса составляет солевая пыль, преобладающим компонентом которой является сульфат кальция, далее по доле участия следуют хлориды и сульфаты натрия, сульфаты магния [54]. Большая часть выносимых солей представлена сульфатами [124].

Хлориды и сульфаты натрия, как известно, отрицательно воздействуют на растения, особенно в период их цветения. Тем самым подтверждается уже упоминавшееся предположение о негативном влиянии эолового выноса с осушенного дна Аральского моря на состояние сельскохозяйственных угодий в Приаралье и за его пределами. С начала 1970-х годов отмечается устойчивое падение урожайности пастбищной растительности в районах метеостанций, расположенных в непосредственной близости к источникам выноса песка и солей. Здесь многоярусный травостой заменяется одноярусным, уменьшается число ценных в кормовом отношении растений, происходит развитие видов, не имеющих кормового значения. Это приводит к снижению природного потенциала пастбищ и формированию новых очагов ветровой эрозии.

По предварительным данным [324], в результате воздействия солей, выпадающих в периоды пыльных бурь, потери урожая хлопка достигают 5... 15 %, риса — 3... 6 %, хотя в ряде случаев не отмечалось отрицательного воздействия аэрозолей на урожай. Влияние переноса солей на растительность пока удалось проследить лишь до расстояний примерно 20... 250 км; в дальнейшем возможно расширение этой зоны [124].

В соответствии со среднегодовыми максимумами повторяемости ветров (рис. 10) в Приаралье основное перемещение пылевых потоков в 60 % случаев происходит на юго-запад (в сторону оазисов дельты Амударьи), в 25 % — на запад, в направлении пастбищ Устюрта. При этом 85 % наблюдений фиксируют перенос пыли над акваторией Аральского моря [134].

Соответственно основные направления выноса пыли и соли распределяются следующим образом: до 60 % — на юго-запад (в сторону оазисов Амударьи), 25 % — на запад (к плато Устюрт) и 15 % — на восток и юго-восток; единичные выносы происходят на северо-восток и северо-запад [134]. В то же время на большом фактическом материале подмечено и такое различие в направле-

¹ Эти данные лишь подтверждают существование хорошо известного специалистам глобального переноса аэрозолей в атмосфере и их осаждения на поверхности планеты. Современные методы анализа еще не позволяют по выпавшим солям определить источники их происхождения.

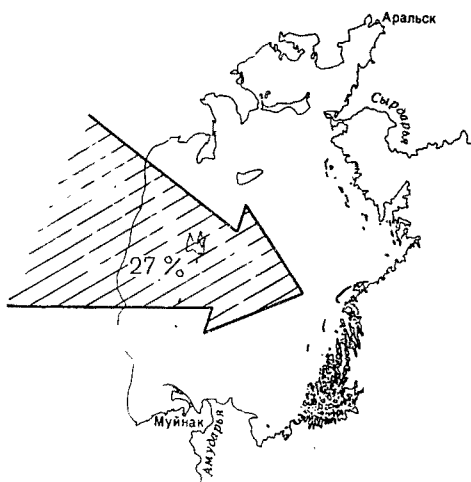
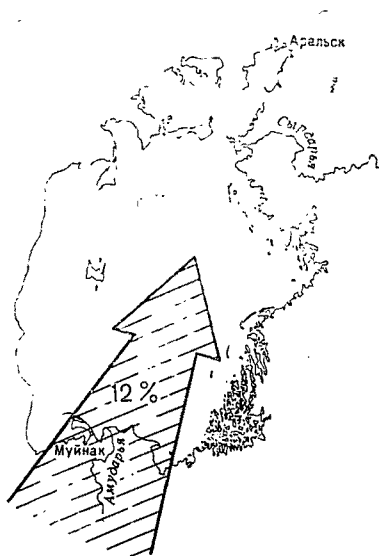
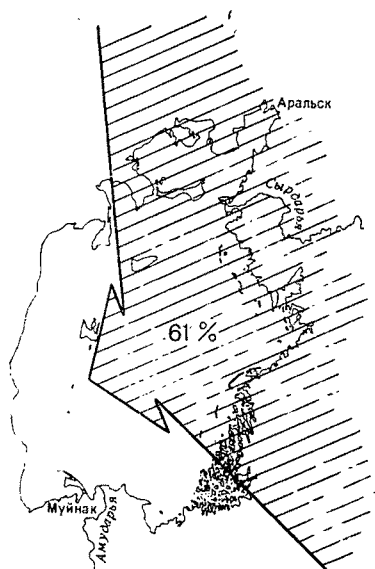


Рис. 10. Повторяемость направлений ветра во время пыльных бурь и пыльного по-земка [321].

нии переноса песка и солей: севернее 45° с. ш. он осуществляется преимущественно в северо-восточном и восточном направлениях, южнее — в западном и юго-западном [350].

Имеющиеся сведения о размере золотого выноса из районов обсохшего дна моря немногочисленны и крайне противоречивы. Так, по приближенной оценке [133], основанной на анализе наблюдений из космоса, с северо-восточного побережья Аральского моря ежегодно выносятся от 15 до 75 (в среднем примерно 45) млн т пыли. Эти цифры наиболее часто приводятся в научной

литературе и особенно в многочисленных научно-популярных статьях и газетных публикациях. В частности, расчет ежегодного выноса солей (уже со всей полосы осушки) в зависимости от литологии почв, слоя эолового уноса, глубины залегания грунтовых вод, температуры воздуха и других факторов в среднем за 1960—1980 годы дал цифры около 75 млн т в год (82 т/га) [274]. Правда, при уточнении эта цифра была авторами уменьшена более чем в два раза и составила 38,6 т/га. В то же время по расчетам, выполненным в Институте почвоведения АН Казахстана, определен ветровой вынос с казахской территории морской осушки, равный 108 млн т в год (117 т/га). Та же величина (но для всей осушенной поверхности бывшего морского дна Арала) по расчетным данным Института геологии и геофизики АН Узбекистана и Института географии РАН составила в 1980 г. всего 21,4 млн т [149]. И, наконец, объем среднемноголетнего эолового выноса из основных очагов выветривания на обсохшем дне Аральского моря определен в 7,3 млн т в год [350].

Нетрудно заметить, что приведенные выше оценки разнятся иногда на порядок. Еще большая неопределенность имеет место при попытках определить солевую составляющую эолового выноса. Сплошь и рядом она превышает вынос собственно пыли, а то и суммарного переноса, объема которого были только что приведены. Действительно, расчетный солевой вынос со всей полосы осушки составляет в год по одному источнику [274] почти 80 млн т, по другому [338] — 39 млн т,¹ по третьему [35] — 15... 17 млн т, по четвертому [350] — 50... 70 тыс. т (из расчета, что в составе твердой фазы потока содержится 0,7... 1,0 % солей из общей массы аэрозоля, составляющей 7,3 млн т). Как видим, и здесь оценки разнятся на порядок (иногда даже на три порядка).

Основная причина подобных расхождений связана прежде всего с отсутствием единой методики расчета, а также с разбросом в значениях немногочисленных и часто не сопоставимых между собой экспериментальных данных (о засоленности почвогрунтов, уровне и минерализации грунтовых вод, испарений с поверхности почвы, мощности дефлируемого слоя осадков и возможной кратности его возобновления, проценте содержания солей в ветровом песчано-солевом потоке и т. д.), используемых при таких оценках. Существенная пространственно-временная изменчивость перечисленных в скобках параметров, которую практически невозможно уловить по данным имеющейся регулярной сети наблюдений, требует проведения дополнительных полевых исследований на различных почвах, учета залегания зеркала грунтовых вод, а также степени засоления почв. К тому же исследователи дефляционных процессов на высохшем дне моря сначала располагали лишь тра-

¹ Если верить этой цифре, то рассоление верхнего метрового слоя почвогрунтов осушки дна Арала на территории Казахстана, содержащего, по оценкам [320], 45 млн т солей, должно было бы произойти за один-два года.

диционной информацией метеостанций о пыльных бурях, позволяющей оценить подверженность территории процессам выветривания по числу суток с пыльными бурями или поземками и по их продолжительности. Однако по этим данным нельзя определить одну из основных характеристик, необходимых для планирования природоохранных мероприятий, — массу твердой фазы, переносимую воздушным потоком.

Оказавшись в атмосфере, пылесолевые частицы диспергируются в газовой среде и образуют аэрозоли. Их перенос в атмосфере осуществляется в двух слоях — приземном (до 0,6... 1 км по вертикали) и слое, занимающем интервал высот от 2... 2,5 до 4 км. В первом из них преобладает перенос крупных (0,1... 1,0 мкм) и гигантских (более 1 мкм) частиц аэрозолей, включая морские соли, на расстояние 100... 150 км. Во втором слое на большие расстояния распространяются главным образом более мелкодисперсные фракции аэрозолей [208].

Поступившие в атмосферу соли выпадают на подстилающую поверхность с атмосферными осадками и в сухом виде.

По данным действующих гидрометеорологических станций (см. рис. 1), количество атмосферных аэрозолей, выпадающих в сухом виде, на территории Каракалпакки составляет от 20 до 500 т/км² в год и существенно колеблется по пространству в зависимости от рельефа, степени покрытия растительностью, освоенности территории и ветрового режима. Содержание растворимых солей в указанной массе сухих аэрозолей меняется от 2 до 20 %, остальная часть приходится на долю терригенного материала [326].

Естественно, что максимум солей выпадает вблизи источников — на морском побережье и обсохшем дне. В дельте Амударьи накопление пыли и солей происходит как за счет солей, приносимых с осушенной части морского дна, так и из местных источников выноса, расположенных в пределах дельты рек.

Заметное повышение концентрации солей зафиксировано также в атмосферных осадках над Приаральем, где ежегодное выпадение солей с осадками достигает 15... 30 т/км², т. е. сопоставимо с количеством солей, выпадающих в сухом виде [320].

В рассматриваемом контексте нельзя не принимать во внимание и вынос солей, который происходит как со взволнованной поверхности моря при механическом испарении (107 тыс. т в год), так и с поверхности льда в зимний период (Аральское море замерзает на 4... 5 мес). В последнем случае вынос солей оценивается в 3... 4 млн т в год¹ [405]. Безусловно, что вторичный перенос уже выпавшего на поверхность почвы аэрозоля существенно уве-

¹ Эти значения представляются существенно завышенными; более вероятная цифра — 0,33 млн т в год, т. е. ветровой вынос солей с поверхности льда для Аральского моря сопоставим с ветровым выносом солей в летний период при механическом испарении, который за 1911—1985 гг. колебался от 0,33 до 0,39 млн т в год [320].

личивает ареал отрицательного воздействия осушенной части дна Арала на прилегающие территории [351].

Сказанное выше дает основание сомневаться и в достоверности сведений об объемах пыли и солей, выпадающих при пыльных бурях на земную поверхность. Считается [134], что в дельте Амударьи в результате мощного солевого выброса может отложиться до 1,5 млн т пыли¹. Если в ней содержится 10 % солей, то каждый гектар получит здесь от 36 до 58 кг солей. По данным СОПСа Казахстана и Института почвоведения АН Казахстана на одном гектаре в Приаралье должно было выпадать ежегодно до 20 т солей [71]. Однако первое же целенаправленное исследование динамики солевыпадения в южном Приаралье [323] опровергло этот прогноз: количество выпадающих солей оказалось существенно меньше — 166... 800 кг/га в год, причем их максимум (260... 1000 кг/га) приходится на участки морского побережья. При этом общее количество сухих аэрозолей (в виде пыли и соли), выпадающих из атмосферы, достигает 1,5... 9,5 т/га в год.

Конечно, не следует преувеличивать значение поступления солей за счет эолового выноса в солевом балансе территории южного Приаралья; его доля очень незначительна. Ведь с водой для орошения поступает на гектар 10... 15 т солей. Неглубокое залегание грунтовых вод приводит на гидроморфных почвах староорошаемых земель в Каракалпакии к дополнительному накоплению солей (до 15... 20 т в год). Одновременно с орошаемых полей промывные поливы уносят в год по коллекторно-дренажной сети 20... 40 т солей.

Таким образом, вопросы выноса солей с обсыхающих участков дна Аральского моря, определение его объема и качественного состава, путей распространения и районов отложения, воздействие такого выноса на окружающую среду, мелиоративное состояние почв и урожайность культур в зоне орошаемого земледелия — наиболее важные и одновременно наименее изученные в проблеме современных изменений природы Арала и прилегающих к нему территорий.

Аральское море располагается на стыке пустынь Туранской низменности с различными географическими, геологическими и экологическими условиями. И само море обладает разнообразными внешними функциями, например, оно улучшает гидротермический режим геосистем и водный режим пустынных растений, способствует близкому залеганию уровня грунтовых вод, нормальному функционированию скважин артезианских вод, а также повышает продуктивность пастбищ. Однако следствием недостаточной изученности Аральского региона в целом является то, что представления различных исследователей о гидрометеорологическом и в це-

¹ По другим оценкам [124], в дельте Амударьи выпадает в год примерно 90... 100 тыс. т (90... 100 кг/га) на площади 10 тыс. км², в районе гидрометеостанции Муйнак — 1242 кг/га, участок плато Устюрт площадью в 13 тыс. км² получает около 40... 50 тыс. т (31... 39 кг/га).

дом экологическом эффектах Аральского моря существенно расходятся.

Климатические и метеорологические аспекты последствий усыхания Аральского моря еще во многом не ясны. Более того, до настоящего времени не сложилось единого мнения о масштабах воздействия процесса исчезновения моря на погоду и климат прилегающих к нему территорий.

Влияние моря на основные климатические условия Приаралья в целом всегда рассматривалось как локальное. Считается, что оно затухает по мере удаления от моря на расстояние от 150... 200 км (чаще 100 км¹) [121, 124] до 30... 75 [322]. Иногда зона влияния определяется цифрой менее 50 км [378], а то и всего 10... 15 км [176]. В. Б. Местечкин [265] полагает, что полоса увлажняющего эффекта моря весной и осенью на севере, западе и юго-востоке моря распространяется в среднем на 50... 70, 70... 130 и 60... 120 км соответственно, а в летний сезон ее ширина уменьшается до 10... 40, 30... 50 и 20... 40 км. В южной части побережья эффект увлажнения захватывает гораздо большую территорию (до 400 км от линии уреза), что во многом объясняется северным и северо-восточным переносом воздушных масс в регионе, особенно в Западном и Южном Приаралье. Считается [149], что влияние Арала на температуру и влажность воздуха к северу, востоку и западу от него достигает 50... 80 км, а в южном и юго-западном — уже 200... 300 км, причем пределы такого влияния зависят от силы и направления ветра [18]. Количественные данные, подтверждающие точку зрения о значительном проникновении влияния Аральского моря в глубь прилегающих пустынных равнин: изменение температуры воздуха (на расстояние более 100 км), относительной влажности воздуха и дефицита насыщения (на расстояние более 400 км), — приведены в работе [188].

Однако при существующей в настоящее время сети регулярных наблюдений утверждение о том, что тепляющее (зимой) и охлаждающее (летом) воздействие моря прослеживается в прибрежной полосе в несколько десятков километров трудно опровергнуть или подтвердить. Дело в том, что ближайшие пункты наблюдений отстоят в среднем один от другого более чем на 50 км: к востоку от моря расстояние между ними равно 130, к западу — 110, к югу — 40 и к северу — 120 км [275].

Тем не менее в одном из разделов монографии «Гидрометеорологические проблемы Приаралья» [124] утверждается, что влияние усыхания Аральского моря на термический режим прослеживается только в прибрежной полосе шириной примерно 50... 60 км, за пределами которой воздействие падения уровня моря на такой режим незначительно и носит случайный характер. В другом разделе той же монографии высказывается предположение, что ширина зоны воздействия моря не превышает 100 км, а более опре-

¹ Именно на таком расстоянии прослеживаются процессы опустынивания, которые с 1960-х годов захватили Приаралье.

деленный вывод, говорится далее, можно было бы сделать при наличии в этом регионе более густой сети станций. Обобщающий вывод звучит примерно следующим образом: «Сегодня не вызывает сомнений сам факт влияния усыхания Аральского моря на климат окружающих его территорий, но его масштабы меняются в зависимости от времени года и различны для каждого элемента климата. Например, зимой можно говорить лишь о некотором утепляющем влиянии в береговой зоне, имеющей в поперечнике не более 40 км. Летом воздействие моря уже в полосе шириной до 100 км от берега сказывается на абсолютной и относительной влажности воздуха, осадках, облачности, термическом режиме, скорости и направлении ветра».

В пределах зоны влияния моря летом из-за различий между конденсатами воды и суши отмечается максимум повторяемости конвективной облачности. Бризовый эффект на 15... 20 % увеличивает годовые суммы осадков¹ в прибрежной полосе, но настолько же уменьшает их над акваторией самого моря. Смещение береговой линии вследствие усыхания моря приводит к смещению и зоны образования конвективной облачности. При этом происходит изменение не только повторяемости и структуры облачности, но и физического механизма переноса влаги.

До снижения уровня моря средняя температура воздуха в дельте Амударьи (Муйнак, Нукус) была зимой на 2... 3 °С выше, а летом на столько же ниже, чем в глубине Каракумов (Тамды) [37]. Влажность воздуха в Южном Приаралье была выше, чем в окружающих пустынях, например, относительная влажность воздуха в июле составляла в среднем для Тамды 15 %, Нукуса — 30 %, Муйнака — 45 % [298]. Многолетние среднемесячные значения относительной влажности воздуха на метеостанциях Приаралья за 1891—1964 гг. [363] свидетельствуют о том, что влияние моря имело место в течение всего теплого полугодия на сравнительно небольшом расстоянии от него (до 40... 50 км в северном и северо-восточном направлениях). В пределах дельты Амударьи при продвижении с юга (8,3 гПа в Нукусе) на север абсолютная влажность увеличивается и достигает у побережья Аральского моря (10,0 гПа в Тигровом) максимальных для низовьев Амударьи значений. Большое влияние на содержание водяных паров в воздухе оказывают: Амударья, широко представленная ирригационная сеть, богатая растительность и само море.

Средние многолетние значения метеорологических параметров по данным гидрометеостанций, которые ранее располагались на побережье, а теперь оказались под значительным влиянием окружающих пустынь, не могут достаточно объективно описывать не-

¹ Непосредственно в Приаралье аральская влага реализуется слабо. Вероятность выпадения осадков за счет испарения с акватории Аральского моря оценивается в 0... 6 % [233]. Часть воды, испаряющейся с поверхности моря, выносится далеко за пределы Приаралья, в основном на юг и юго-восток (в горные районы). Распространение орошаемых площадей преимущественно в том же направлении усиливает этот эффект [124].

стационарный режим морского бассейна. В этих условиях к анализу климатических изменений привлекались временные периоды, которые должны были отражать метеорологические особенности рассматриваемого региона до и после нарушения естественного режима Аральского моря, а именно: 1951—1960, 1961—1970, 1971—1980 и 1981—1985 гг. (для сравнения рассчитывались и средние многолетние данные от начала наблюдений до 1985 г.) [321]. При этом предполагалось, что привлеченная к анализу сеть станций (см. рис. 1) достаточно полно отражает особенности метеорологического режима как в изменяющейся прибрежной зоне, окаймляющей море, так и в центральной части самого водоема. В результате было обнаружено, что в период усыхания Аральского моря в температурном режиме произошли следующие изменения. В 1971—1980 гг. зимняя температура воздуха оказалась ниже нормы на 5... 6 °С, а межгодовая изменчивость составила 7... 9 °С (в 1951—1960 гг. температура колебалась от 4 до 6 °С). Важно подчеркнуть, что аналогичные изменения зафиксированы как на морских и береговых (Барсакельмес, Муйнак), так и на континентальных (Тамды) гидрометеостанциях. Однако существенное похолодание в зимний период и некоторое потепление летом в регионе Аральского моря и вдали от него за последнее десятилетие вряд ли могут быть объяснены исключительно нарушениями режима этого моря. Наиболее существенные изменения температурного режима происходили здесь в годы совместного воздействия естественных и антропогенных факторов (изменение характера общей циркуляции атмосферы наряду с резкой интенсификацией хозяйственной деятельности в Приаралье) [275, 321].

В работе [124] также высказано предположение о том, что зафиксированный наблюдениями рост температуры воздуха в июле за период нарушенного режима моря на пустынных метеостанциях обусловлен не столько падением уровня Аральского моря, сколько влиянием долгопериодных колебаний термического режима Приаралья. Действительно, разности между среднегодовыми значениями температуры воздуха в условно-естественный и нарушенный периоды оказались статистически значимыми не только в зоне воздействия моря (ст. Уялы), но и на метеостанциях (Кзыл-Орда и Казалинск), принятых в качестве контрольных. В пользу такого предположения говорят и результаты сравнения среднемесячных значений температуры воздуха, осредненных как за нарушенный, так и за весь период инструментальных наблюдений: средние месячные значения температуры в первом из них оказались на 0,5... 0,7 °С выше, чем во втором.

Подсчитаны также отклонения от нормы средних месячных температур воздуха в Приаралье по сезонам и для отдельных месяцев в период 1970—1979 гг. (табл. 8) [231]. Было обнаружено, что за этот временной интервал заметное повышение температуры воздуха (более чем на 1 °С) пришлось на весну (апрель), менее заметное — на лето (июль); изменение температуры воздуха осенью оказалось незначительным. Наблюдающиеся изменения

подстилающей поверхности в Приаралье привели к тому, что здесь уже начался процесс перехода годового режима температуры воздуха с «морского» (весна холоднее, чем осень) на «континентальный» (весна теплее осени)¹. Поскольку одновременно происходит уменьшение влажности воздуха, постольку имеет место увеличение засушливости.

Таблица 8

Отклонения от нормы средних месячных температур (°С) воздуха по сезонам и за отдельные месяцы 1970—1979 гг. в Приаралье [9]

Станция	Весна	IV	Лето	VII	Осень	X	Зима	I
Аральское Море	1,4	1,9	0,4	0,8	-0,1	0,6	0,5	-0,3
Монсыр	0,6	1,4	0,2	0,7	1,1	0,5	1,3	-0,4
Казалинск	0,9	1,5	0,6	1,0	1,5	-0,5	-0,1	0,8
Карак	0,8	1,4	0,2	0,2	0,8	0,0	0,3	-0,5
Чабанказган	1,1	3,1	0,6	0,7	0,7	-0,4	-1,5	-1,3
Муйнак	0,9	1,8	0,5	0,9	-0,3	-0,6	-0,6	-1,2
Чирик-Рабат	0,9	1,6	0,5	0,5	1,0	-0,1	0,4	-0,8
Кунград	1,4	1,6	1,4	1,0	1,1	0,3	-0,1	-1,2
Косбулак	1,3	1,3	0,8	1,6	0,0	-0,8	0,0	-0,8

Известно, что суточная амплитуда температуры воздуха — это показатель континентальности климата. Рост суточной амплитуды в последнее десятилетие относительно среднегодовой свидетельствует об увеличении континентальности климата на гидрометеостанциях Муйнак и Тигровый [275].

Для того чтобы определить степень влияния снижения уровня моря на влажность воздуха, проведено сопоставление значений влажности на гидрометстанциях, находящихся на разных расстояниях от Аральского моря [9]. В 1970—1977 гг. (по сравнению с 1950—1959 гг.) в теплое время года уменьшение относительной влажности воздуха на берегах водоема по данным различных станций составило: Мунайк — 4 %, Тигровый — 5 %, ст. Чимбай — 5 %. Увеличение в летнее время влажности воздуха на континентальных метеостанциях и ее уменьшение на береговых в 1970—1979 гг. связывается главным образом с отступанием моря (антропогенному влиянию, например, приписывается [387] уменьшение влажности воздуха в 1976—1985 гг. по сравнению с периодом 1936—1970 гг. на 25... 30 % на северных берегах моря и на 15... 20 % в вершине дельты Сырдарьи), а не со сменой типов атмосферной циркуляции. И, наоборот, преобладание определенного типа атмосферной циркуляции в значительной мере определяет характер формирования осадков в Приаралье [321].

¹ На гидрометеостанции Муйнак, которая все больше отдалается от моря, средняя многолетняя температура воздуха в апреле повысилась за 1970—1979 гг. с 8,5 до 10,3 °С, а температура октября понизилась с 11,1 до 10,5 °С [231].

Нарушение режима влажности в Приаралье отразилось и на содержании влаги в нижнем 1,5-километровом слое атмосферы. Сужается область, захватывающая часть акватории моря и прибрежной полосы, где фиксировалось более высокое содержание влаги в рассматриваемом слое по сравнению с прилегающей пустыней. Эта влага в условиях сильной вертикальной неустойчивости и бризовой циркуляции захватывает значительные высоты и стимулирует перераспределение осадков в Приаралье в сторону большего увлажнения его восточной части (по сравнению с акваторией моря). Однако, как уже отмечалось, побуждающее действие испарившейся морской воды на осадки невелико и имеет место, как правило, в дождливые месяцы и периоды [124]. Рассчитанные значения относительной влажности в нижнем 1,5-километровом слое атмосферы на островных и прибрежных гидрометеостанциях на 30... 50 % выше, чем в прилегающей пустыне, причем указанное превышение оказывается в прибрежной полосе большим, чем над акваторией моря. Таким образом, сокращение площади моря существенно уменьшило размеры очага с повышенным содержанием влаги в приземном 1,5-километровом слое атмосферы в Приаралье [351].

На современном этапе антропогенные изменения параметров влажности маскируются благоприятной естественной тенденцией увлажнения региона, которая наблюдалась в отдельные годы последнего десятилетия. Пока не ясны отдаленные климатические последствия, вызванные падением уровня Аральского моря. Тем не менее в научной литературе уже появились оценки неблагоприятного воздействия орошения больших площадей на прозрачности теплолюбивых культур [124].

Влияние усыхания Аральского моря также сказалось на следующих метеорологических параметрах: увеличении суточных амплитуд температуры воздуха для береговых гидрометеостанций, смене знака во внутригодовом ходе температуры воздуха между береговыми и континентальными гидрометеостанциями, росте числа дней с пыльными бурями и пыльными поземками; на востоке моря в прибрежной полосе шириной 20... 30 км (ст. Уялы) в течение последних 25 лет (начиная с 1960 г.) изменилась повторяемость заморозков, причем только на ст. Уялы эти изменения как в условно-естественный, так и в нарушенный периоды были статистически значимыми. Здесь в апреле частота возникновения заморозков уменьшилась, а в октябре — возросла, тогда как по данным контрольных гидрометеостанций (Челкар, Кызыл-Орда) статистически значимых изменений не обнаружено [303]. Участвовавшие в последние годы возвраты холодов, а также понижение температуры воздуха на побережье моря (см. табл. 8) могут создать впечатление о возросших повторяемости и интенсивности заморозков только в Приаралье. Подобная точка зрения уже распространялась средствами массовой информации. В то же время в работе [412] обращается внимание на тот факт, что примерно с 1968 г. на территории Казахстана, включая Приаралье, имеет

место довольно неустойчивый режим температуры воздуха: существенное увеличение повторяемости крупных положительных аномалий сопровождается превышением нормы повторяемости и крупных отрицательных аномалий. Это обстоятельство нельзя не принимать во внимание при анализе изменений климата Приаралья в последние годы.

По данным прибрежных гидрометеостанций Аральского моря (Саксаульская, Челкар, Аральское Море, Казалинск, Қзыл-Орда и Уялы), за последнюю четверть века произошли статистически значимые изменения в скоростях ветра, а также в бризовых составляющих [304]. Оказалось, что вследствие увеличения шероховатости подстилающей поверхности уменьшились средние значения скорости ветра (за исключением ст. Аральское Море, где наблюдался ее рост). Максимальные значения среднемесячных скоростей ветра, наоборот, увеличились по всей рассматриваемой территории, максимум максимум пришелся на ст. Аральское Море. Произошла деформация розы ветров (построенной по осредненным данным за условно-естественный и современный периоды) во всем Приаралье, особенно заметно изменились направления ветров на гидрометеостанциях, расположенных вблизи моря. При этом стал другим вклад морской бризовой составляющей, которая с отступанием береговой черты наиболее заметно уменьшилась на ст. Аральское Море.

Отметим, что изучение особенностей распространения радиоэха облачности над северо-восточным сектором Приаралья [408] также показало, что влияние моря заметно в среднем на расстоянии 40... 60 км от берега и только в направлении преобладающего переноса воздушных масс — на расстоянии 120 км.

Вместе с тем имеется и иная точка зрения [34], согласно которой Аральское море в летнее время способствует зарождению волновых возмущений на холодных атмосферных фронтах. Последствия такого процесса не могут уже не оказывать существенного влияния на погоду и климат и в отдаленных от моря районах. Так, с усыханием Аральского моря связывается возросшая с середины 1970-х годов повторяемость засушливых явлений в Центральном и Северном Казахстане [34]. Однако проверка такой гипотезы по материалам среднемесячных и среднегодовых сумм атмосферных осадков на территории Казахстана за 1910—1960 гг. (условно-естественный период) и за 1965—1985 гг. (период антропогенного воздействия) показала, что в большинстве случаев здесь имело место увеличение месячных и годовых сумм осадков за последние десятилетия. Другими словами, не подтверждается предположение о воздействии понижения уровня Арала на режим увлажнения Северного и Центрального Казахстана; это воздействие не выходит за пределы 100-километровой прибрежной зоны [413].

И, наконец, нельзя оставить без внимания результаты статистического анализа данных многолетних наблюдений на четырех гидрометеостанциях в дельте Амударьи (Тигровый, Муйнак, Чим-

бай, Нукус) [212]. Они, по существу, опровергают общепризнанные положения, а именно: понижение уровня и сокращение акватории Аральского моря не оказали влияния на среднегодовые и летние значения температуры воздуха, годовые суммы осадков и относительную влажность воздуха. При этом утверждается, что сейчас вообще нет оснований говорить о существенных климатических изменениях в Приаралье под влиянием антропогенных факторов. Фиксируемые наблюдениями изменения значений метеоэлементов отражают, скорее, общие климатические тенденции в обширном регионе, и выделить здесь воздействия понижения уровня Аральского моря по данным существующей сети гидрометеостанций не представляется возможным.

Таким образом, в настоящее время можно с уверенностью говорить лишь о том, что по мере усыхания Аральского моря и развития процессов опустынивания влияние моря на климат Приаралья в целом уменьшается. Лето стало жарче, а зима — холоднее. Весной холода отступают позже, осенние же заморозки наступают раньше. Короче стал вегетационный период, уменьшилась влажность воздуха, происходит выравнивание имевшихся ранее различий в значениях метеоэлементов поблизости от моря и вдали от него. Намечилась общая тенденция к усилению засушливости и континентальности климата.

В дельте Амударьи на расстоянии около 100 км от современной береговой линии, в центре орошаемой зоны (станции Кунград и Чимбай), относительная влажность воздуха при понижении уровня моря в 1960—1981 гг. по сравнению с периодом 1935—1960 гг. уменьшилась в 1,4 раза, среднемесячные температуры воздуха возросли здесь в мае на 3... 3,2°C и уменьшились в октябре на 0,7—2,5°C [149]. В летнее время температура воздуха в полосе шириной 50... 60 км, примыкающей к бывшему берегу моря, увеличилась на 1,5... 2,5°C, а зимой понизилась на 1,5... 2,0°C [324].

Имеются сведения о сокращении вегетационного периода в северных участках дельты Амударьи на 15... 20 дней [176], что потребует замены хлопковых плантаций рисовыми [213]. В то же время выявлено [275], что сокращение площади Аральского моря не привело к сколь-нибудь ощутимым изменениям тепловых ресурсов основных агроклиматических районов Приаралья; отмеченное в последние годы возрастание сумм положительных температур обусловлено здесь главным образом естественно-климатическими причинами, а смещение наступления дат первых и последних заморозков не захватило сельскохозяйственные районы.

Тем не менее приводятся данные [340] о том, что усиление засушливости климата и опустынивание территорий Приаралья снизило урожайность сельскохозяйственных культур и продуктивность естественного травостоя на пустынно-пастбищных землях. Только в Кызыл-Ординской области в 1982—1986 гг. примерно на 84 тыс. га списывались погибшие посевы риса, овощей и кормовых трав. Этим было вызвано снижение поголовья скота и

увеличение себестоимости животноводческой продукции (не менее чем в 2 раза). По данным СОПСа Казахстана, ущерб от ухудшения природных условий лишь в Кызыл-Ординской области достиг в 1980 г. 700 млн руб., в низовьях Амударьи потери еще более значительные.

Имеющиеся оценки [124, 321] возможных изменений гидрофизического и гидрохимического режимов Аральского моря однозначно свидетельствуют о том, что без осуществления компенсационных мероприятий неизбежно практически полное и быстрое усыхание Арала до небольших остаточных сильно минерализованных водоемов. Обеспечение гарантированного притока воды и антропогенные реконструкции моря позволят лишь сохранить Аральское море или восстановить на его месте несколько связанных друг с другом водоемов (рис. 11), что создаст условия для улучшения геоэкологического состояния прилегающей территории.

Уменьшить неблагоприятные последствия снижения уровня Аральского моря можно путем замедления темпов его падения и реконструкций самого моря, например сохранения отдельных частей моря, которые в перспективе можно использовать в хозяйственных целях. Обычно рассматриваются два комплекса возможных компенсационных мероприятий (см., например, [321]).

Первый комплекс основан на рациональном использовании внутренних водных ресурсов бассейна моря с целью обеспечения максимально возможного притока всех категорий вод к Аралу, для чего необходимо: модернизировать и повысить КПД оросительных и дренажных систем, внедрить прогрессивные методы полива; уменьшить потери воды на фильтрацию и испарение; ликвидировать местные замкнутые бассейны стока (к примеру Арнасайская котловина и Сарыкамышская впадина); построить и реконструировать коллекторную сеть для направленного сброса и максимального поступления в море сбросных и дренажных вод. Естественно, что последние должны поступать в море лишь после их возможно более полного хозяйственного использования в дельтах Амударьи и Сырдарьи.

Второй комплекс предусматривает научно-техническую реконструкцию самого Аральского моря для уменьшения объема испаряющейся с его поверхности воды, что предполагается сделать прежде всего путем сокращения зеркала моря. В условиях падения уровня создается возможность управлять режимом моря, в частности водным балансом, через отчленение отдельных акваторий и разделение единого водоема на несколько связанных между собой участков.

На основе вероятностной физической модели водно-солевого баланса замкнутых водоемов для нестационарных условий [75] были проведены прогностические расчеты уровня, солености и морфометрических характеристик вод отдельно для Малого и Большого морей [80] (табл. 9, 10). Приток речных вод Амударьи и Сырдарьи задавался в виде детерминированных временных рядов согласно двум вариантам возможного притока к морю до

2015 г. Первый из них предусматривает стабилизацию орошаемых земель в бассейне Амударьи на площади 3,8 млн га и Сырдарьи — 3,2 млн га, а второй вариант — соответственно 4,1 и 3,05 млн га. Незначительная изменчивость (σ) рассчитанных

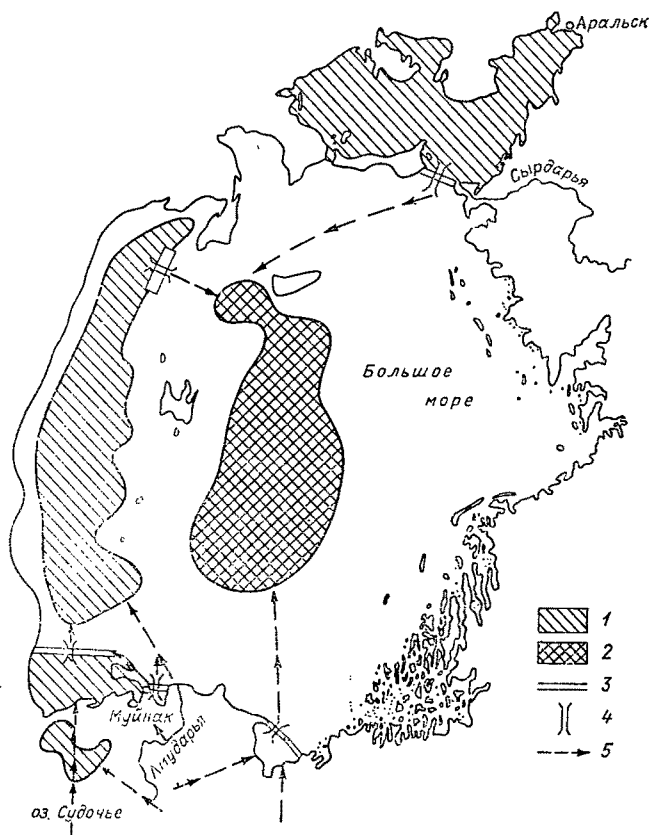


Рис. 11. Схема возможных реконструкций Аральского моря [321].

1 — сохраняемые части моря с управляемым режимом; 2 — нерегулируемая часть моря; 3 — оградящие дамбы; 4 — сбросные сооружения; 5 — направление движения вод.

средних годовых характеристик уровня и солености определяется в данном случае только естественной климатической изменчивостью количества осадков и испарения.

При стабилизации притока вод Сырдарьи к Малому морю в объеме $1,7 \text{ км}^3$ в год его уровень уже к 2000 г. снижается до отметки 38,0 м абс. (рис. 12), при которой отчленяется западная часть Малого моря, а уровень восточной части выходит на условия равновесия. Площадь восточной части Малого моря составляет при этой отметке 1,7 тыс. км^2 , объем вод — приблизительно

Таблица 9

Возможные изменения уровня, площади, объема и солености вод
Малого моря [80]

Год	Объем стока, км ³	Уровень, м абс.		Площадь, тыс. км ²	Объем, км ³	Соленость, ‰	
		\bar{H}	$\sigma_{\bar{H}}$			\bar{S}	$\sigma_{\bar{S}}$
1-й вариант							
1990	0,5	38,8	0,06	2,83	18,6	31,1	0,15
1995	1,7	37,7	0,06	1,64	8,6	34,3	0,28
2000	1,7	38,0	0,06	1,72	8,8	36,0	0,24
2005	1,7	38,0	0,05	1,72	8,8	38,3	0,26
2010	1,7	38,0	0,05	1,72	8,8	40,9	0,30
2015	1,7	38,0	0,06	1,72	8,8	43,4	0,39
2-й вариант							
1990	0,8	38,9	0,05	2,87	18,9	30,7	0,15
1995	2,9	38,4	0,07	2,75	17,8	33,5	0,43
2000	3,4	39,6	0,11	3,03	20,5	30,8	0,53
2005	4,2	41,2	0,09	3,58	26,1	26,1	0,36
2010	4,5	42,9	0,10	3,82	31,5	23,5	0,32
2015	4,5	44,2	0,11	4,26	36,8	21,9	0,30

9 км³, а соленость вод при отсутствии стока солей возрастает к 2010—2015 гг. до 41... 43 ‰.

Во втором варианте, при возрастании стока Сырдарьи до 4,5 км³ в год, уровень Малого моря сначала снижается (к 1995 г.) до отметки 38,4 м абс., а затем (к 2010—2015 гг.) при условии строительства дамбы в проливе Берга может повыситься до

Таблица 10

Возможные изменения уровня, площади, объема и солености вод
Большого моря [80]

Год	Объем стока, км ³	Уровень, м абс.		Площадь, тыс. км ²	Объем, км ³	Соленость, ‰	
		\bar{H}	$\sigma_{\bar{H}}$			\bar{S}	$\sigma_{\bar{S}}$
1-й вариант							
1990	1,7	38,6	0,06	33,6	309	31,2	0,15
1995	9,9	35,3	0,09	26,6	209	43,2	0,45
2000	15,5	33,5	0,13	23,1	167	53,0	0,81
2005	19,4	33,1	0,11	22,3	158	56,8	0,81
2010	19,5	33,2	0,10	22,4	159	57,3	0,76
2015	19,5	33,2	0,11	22,5	161	58,0	0,81
2-й вариант							
1990	2,2	38,6	0,06	33,7	310	31,1	0,15
1995	9,3	35,3	0,09	26,6	209	43,1	0,45
2000	14,2	33,4	0,13	22,8	163	54,0	0,85
2005	17,7	32,7	0,11	21,3	150	59,4	0,78
2010	18,0	32,7	0,09	21,1	148	61,0	0,69
2015	18,0	32,7	0,10	21,1	148	62,2	0,77

42,9... 44,2 м абс. При этом соленость вод Малого моря снизится до 23,5... 22,0‰. При отсутствии дамбы уровень Малого моря после 2000 г. будет поддерживаться на отметке, близкой к 40 м абс., а излишки воды и солей будут сбрасываться через пролив Берга в Большое море (см. рис. 11). При этом Малое море будет распределяться более быстрыми темпами. Регулирование режима и солености вод Малого моря позволит использовать

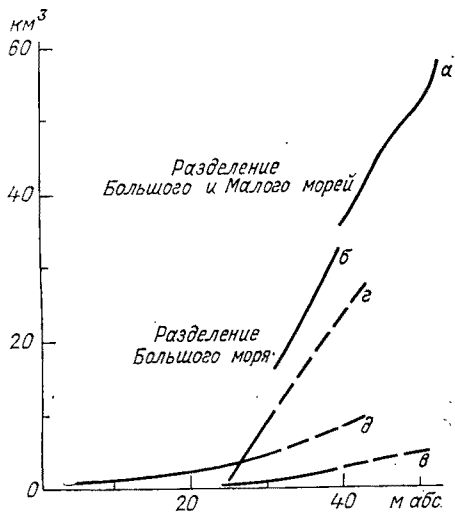


Рис. 12. Зависимость уровня равновесия различных частей Аральского моря от объема водного стока [321]. а — Аральское море до разделения на Большое и Малое моря; б — Большое море до разделения на западную и восточную части; в — Малое море; г — восточная часть Большого моря; д — западная часть Большого моря.

его в рыбохозяйственных целях при условии снижения уровня загрязнения вод, в первую очередь пестицидами. Сохранение Малого моря на более высоких отметках имеет и важное экологическое значение — предотвращение возможного ветрового выноса солей с его обсыхающего дна.

Уровень Большого моря при обоих вариантах прогнозируемого водного стока снижается и к 2010—2015 гг. выходит на условия равновесия: при стоке 19,5 км³/год — примерно на отметке 33,2 м абс., а при стоке 18,0 км³/год — на отметке 32,6 м абс. Соленость вод Большого моря в первом варианте достигает 58‰, а во втором — 62‰. При этом Большое море разделится на две части: меньшую по площади, но более глубоководную западную и более обширную и мелководную восточную, которые будут соединяться между собой узким и мелководным (1... 2 м) проливом южнее полуострова Куланды. При строительстве в проливе насыпной дамбы с водопропускными сооружениями и обеспечении гарантированного объема водного стока Амударьи возникает возможность регулирования режима восточной или западной части Большого моря. С геоэкологической точки зрения, для уменьшения общей площади обсохшего дна и ветрового выноса солей более целесообразно создать водоем с проточным режимом в восточной части Большого моря с отметками уровня 31... 32 м

абс., площадью 12... 14 тыс. км² и объемом вод 45... 60 км³. Для поддержания уровня на этих отметках необходимо 12... 13 км³ водного стока в год. При подаче в водоем 18... 19 км³ водного стока (см. рис. 12) можно обеспечить его проточность и постепенное распреснение. Излишки воды и солей сбрасываются при этом в нерегулируемую западную часть Большого моря. Водоем с регулируемым режимом в перспективе, после создания оптимальных условий, по солености и качеству вод также может быть использован для рыбохозяйственных целей.

Часть стока Амударьи целесообразно направить на восстановление водоемов в небольших высохших или высыхающих южных заливах Большого моря (Муйнакский, Рыбацкий, Сарбаз, Аббаз, Джилтырбас и др.) для их использования в рекреационных и рыбохозяйственных целях. Необходимый суммарный объем их водного питания составит 1... 2 км³/год, излишки воды и соли сбрасываются в западную и восточную части Большого моря.

Кроме только что перечисленных, укажем еще ряд наиболее вероятных вариантов антропогенной реконструкции Аральского моря, которые систематизированы В. Н. Бортинком (см. рис. 11, 12) [321].

1. Восстановление водоема с регулируемым режимом в заливе Большой Сарычаганак на отметках уровня 53 м абс. (близких к естественным) с площадью 1,0—1,2 тыс. км² и объемом 10... 12 км³. Такой водоем должен получать не менее 1,5... 2,0 км³ воды в год, причем излишки воды и солей через дамбу, перегородившую залив, сбрасываются в центральную часть Малого моря. Этот водоем может иметь как рыбохозяйственное, так и рекреационное назначение (зона отдыха для жителей Аральска).

2. Сохранение водоема в центральной котловине Малого моря с одновременным восстановлением регулируемого водоема в заливе Большой Сарычаганак. Для поддержания названных водоемов необходимо поступление 5... 6 км³ воды в год.

3. Сохранение с рыбохозяйственными и рекреационными целями регулируемого водоема на западе Большого моря на отметках 31... 32 м абс. (условия естественного разделения Большого моря), имеющего площадь 5... 6 тыс. км², а объем — 85... 90 км³. Это потребует питания не менее 8... 10 км³ в год. В нерегулируемую восточную часть Большого моря (солеприемник) сбрасываются излишки воды и солей (см. рис. 11).

4. Восстановление водоема в отчужденном заливе Аджибай на юге Аральского моря (см. рис. 11), который при отметках 50... 53 м абс. имел бы площадь около 1 тыс. км². В него необходимо подавать от 1,5 до 2,0 км³ в год вод Амударьи, включая сбросные и дренажные воды с низовьев реки. Озеро Судочье может быть использовано здесь для сброса дренажных вод с левого бережья Амударьи. Режим проточности позволяет регулировать состояние водоема, излишки же вод и солей поступают в западную часть Большого моря. Создание водоема призвано способствовать решению рыбохозяйственных и рекреационных задач.

Естественно, что могут рассматриваться различные комбинации и сочетания указанных вариантов, но, это, как правило, влечет за собой возрастание объема необходимого водного питания.

Все перечисленные, а также другие известные подходы к антропогенной реконструкции Арала требуют значительных объемов водного питания. Реальная водохозяйственная ситуация в бассейнах Амударьи и Сырдарьи, наряду со значительными потребностями в воде дельтовых районов, не дают оснований (даже с учетом некоторого возможного роста поступающих в дельты и море коллекторных и сбросных вод) считать, что в обозримом будущем удастся обеспечить объем питания моря по Сырдарье более 2... 5 и Амударье 5... 10 км³ в год без целенаправленного ограничения водопотребления в их бассейнах. В таких условиях большинство из рассмотренных выше мероприятий по реконструкции моря окажутся трудноосуществимыми. Наиболее вероятны мероприятия, которые требуют минимальных затрат, а именно: восстановление небольших рыбохозяйственных и рекреационных водоемов в некоторых заливах на юге моря, а также в заливе Большой Сарычаганак. При этом нерегулируемые остаточные водоемы в западной и восточной частях Большого моря и, возможно, в центре Малого будут служить солеприемниками и соленакопителями. Размер последних будет зависеть от объема поступающих в них вод [321].

Решение Аральской проблемы вообще и самого моря в частности связано прежде всего с изменениями в стратегии развития производительных сил региона и инфраструктуры хозяйства, включая частичную замену посевов хлопка, ликвидацию потерь сельскохозяйственной продукции, корректировку экспортной политики, наращивание здесь перерабатывающих и некоторых других отраслей аграрного комплекса. Кроме того, целесообразно уменьшить посевные площади под рис и вывести непродуктивные орошаемые земли из оборота, причем такому выводу должно предшествовать создание компенсирующего числа рабочих мест и соответствующей социальной инфраструктуры. Необходима также коренная реконструкция оросительных систем, внедрение передовых водосберегающих технологий в сельском хозяйстве, обезвреживание коллекторно-дренажных вод и более интенсивное и продуманное использование подземных вод, выведение новых высокоурожайных сортов растений [227, 300].

Если все это будет осуществлено, то появится возможность стабилизации уровня моря на отметке 38 м абс., дальнейшего его повышения до отметок 40... 41 м абс. и создания единого продуктивного водоема. Резервы воды в бассейне моря составляют 40... 45 км³ в год, что создает основу для существенного улучшения экологической обстановки (затраты составят около 60 млрд руб. в ценах 1990 г.) [227].

Учитывая резкую нестационарность современного состояния режима Арала, необходимо вести комплексный мониторинг уже за двумя водоемами (Малое и Большое моря), так как происхо-

дальше в них процессы будут иметь свои региональные особенности вследствие различных размеров морей, условий обводнения и темпов усыхания. Надо безотлагательно укрепить сеть стационарных наблюдений за состоянием моря, усовершенствовать методы получения и обработки информации, активно использовать дистанционные авиа- и космические средства наблюдений.

Необходимо располагать такими данными наблюдений, которые позволили бы в соответствии с современными научными подходами создать основу для принятия важнейших народнохозяйственных и природоохранных решений о дальнейшей судьбе Аральского моря и прилегающих к нему территорий.

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Замкнутость, расположение во внутренней части Евразии — эти особенности Каспийского моря обуславливают существенную зависимость режима водоема, как и других южных морей, от воздействия внешних факторов, прежде всего от речного стока и испарения. Все компоненты экосистемы Каспия прямо или косвенно, в большей или меньшей степени, но обязательно отражают влияние речного стока.

Поверхностный приток в море складывается из стока рек Волги, Урала, Терека, Сулака, Самура, Куры, малых кавказских рек и рек Иранского побережья. Волга, бассейн которой составляет примерно 40 % территории водосборного бассейна Каспия, определяет основную часть поверхностного притока в море, составляющую около 80 % его общего объема.

2.1. Колебания уровня моря

В вековом ходе уровня Каспийского моря выделяются циклические колебания различной продолжительности. Колебания как уровня Каспийского моря, так и объема речного стока впадающих в него рек изучены достаточно полно. Этому посвящены несколько монографий, большое количество обобщающих статей и других изданий, так что имеет смысл ограничиться кратким изложением интересующих нас вопросов, главным образом в контексте составляющих водного баланса Каспийского моря.

Широко известны три основные гипотезы о причинах многолетних колебаний уровня Каспийского моря:

1) вероятностная, рассматривающая колебания уровня моря как результат случайных вариаций составляющих водного баланса;

2) тектоническая, связывающая колебания уровня с тектонической деятельностью в регионе Каспийского моря;

3) климатическая, согласно которой колебания уровня моря есть отражение крупномасштабных гидрометеорологических процессов, происходящих не только в бассейне моря, но и далеко за его пределами.

В настоящее время большинство исследователей поддерживает климатическую гипотезу, и не без оснований (как станет ясно из дальнейшего изложения).

Современные тектонические движения земной коры на берегах Каспия по данным футшточных наблюдений не превышают

нескольких миллиметров в год и можно считать, что их влияние на изменчивость уровня ничтожно мало [284]. Однако в последние годы выдвинута тектоническая версия [422], объясняющая колебания уровня моря напряжениями в земной коре прилегающих к Каспию территорий. Здесь, в частности, предполагается, что почти все невязки уравнения водного баланса моря связаны с землетрясениями той или иной силы. В периоды длительных сжатий земной коры весь запас содержащейся в ее порах воды¹ отдается в море и его чаша переполняется. При растягивающих же напряжениях или даже при ослаблении сжатия эта вода, наоборот, уходит из моря, впитываясь в поры земной коры. Другими словами, в фазе сжатия уровень моря растет, а в фазе растяжения — падает. Рассмотренная гипотеза во многом не согласуется с имеющимися представлениями и требует проведения серьезных дополнительных исследований (см., например, [127]).

Хозяйственная деятельность в бассейне Каспийского моря вызывает дополнительное снижение уровня (в настоящее время для отдельных лет — 10... 12 см в год). В наши дни объем безвозвратного водопотребления в среднем оценивается в 40... 50 км³ в год (50 % всех изъятий приходится на волжский сток)². С 1942 по 1985 гг. на хозяйственные нужды использовано приблизительно 900 км³ речной воды, в том числе из Волги — около 600 км³. При естественных условиях современный уровень Каспия мог быть выше на 1,5 м [284].

Обобщение результатов сопоставления изменений уровня Каспийского моря и характеристик климата Северного полушария позволило сделать два основных вывода [334].

1. Подъем уровня хорошо согласуется с периодом похолодания климата. В его пределах возрастает изменчивость гидрометеорологических процессов как от года к году, так и от одной группы лет к другой, причем зональная циркуляция атмосферы над Северной Атлантикой и, по-видимому, над всем Северным полушарием ослабевает. Преобладает меридиональная форма атмосферной циркуляции. Длина планетарных волн уменьшается, а их амплитуда растет. В частности, аномальное развитие получает европейская климатическая ложбина в средней тропосфере — один из основных очагов взаимодействия тропической и внетропической циркуляции и место формирования южных циклонов. Траектории циклонов идут по восточной периферии указанной ложбины с юго-запада на северо-восток. Циклоны приносят в бассейн Волги большое количество осадков.

¹ По имеющимся представлениям, подземный сток в Каспий незначителен. По всему периметру моря, включая Иранское побережье, он оценивается в 3,2 км³/год, хотя в последнее время высказано предположение о некотором (может быть, двухкратном) занижении доли составляющей подземных вод в водном балансе моря [127].

² Около 20 км³ в 1970-е годы [419] и 6,5 % нормы стока за период с естественным режимом (до 1980-х гг.) [254].

2. Понижение уровня Каспия, наоборот, имеет место при потеплении климата. Рост температуры воздуха, который особенно заметен в высоких широтах, приводит к ослаблению меридионального градиента данного параметра. При этом возрастает интенсивность зональной циркуляции атмосферы. Исландский минимум и азорский максимум усиливаются и смещаются к северу. Вероятно, и тихоокеанские центры действия атмосферы ведут себя подобным образом. В результате основные траектории циклонов

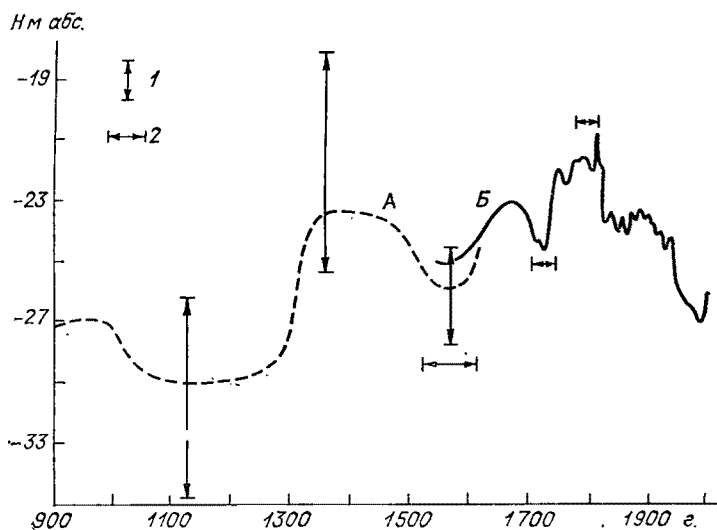


Рис. 13. Уровень Аральского моря.

А — восстановленный за X—XVI вв.; Б — по данным Л. С. Берга, дополненный в 1926 г. инструментальными наблюдениями [334]; 1 — интервал, в который укладывается примерно 90 % всех сведений о положении уровня моря в данный период; 2 — возможные смещения в положении экстремумов.

смещаются к северу и над бассейном Волги образуется область повышенного давления с малым количеством осадков.

На основе этих закономерностей С. Н. Родионову удалось связать воедино весьма противоречивые историко-археологические сведения относительно колебаний уровня Каспия в прошлые времена [324]. Восстановленный при этом ход уровня (рис. 13) показал, что за последнее тысячелетие его колебания не превышали, скорее всего, $\pm(5 \dots 7)$ м относительно современных отметок. Тот же автор считает, что наше время отличает общая тенденция возврата климата к условиям малой ледниковой эпохи (с аналогичными современными флуктуациями климата) и, следовательно, к повышению уровня Каспия. И в ближайшие несколько десятилетий следует ориентироваться на сохранение такой тенденции, начавшейся в 1978 г., причем периоды усиленной зональной циркуляции атмосферы (понижение уровня моря) в 1946 или в 1970—

1976 г. следует рассматривать не более как флуктуации на фоне указанной тенденции.

Естественно, что, оценивая будущее положение уровня Каспийского моря, необходимо учитывать все возрастающее как прямое (изъятие части стока на хозяйственные нужды), так и косвенное (изменение климатического режима вследствие поступле-

Таблица 11

Многолетние изменения составляющих водного баланса Каспийского моря [226]

Годы	Уровень моря, м	Сток рек, км ³	Количество атмосферных осадков, см	Испарение, см	Сток в Кара-Богаз-Гол, км ³	Результирующая баланса	
						км ³	см
1900—1929	—26,18	335,7	17,3	96,7	21,8	—1,7	—0,4
1930—1941	—26,80	268,6	18,5	100,4	12,4	—61,7	—15,7
1942—1969	—28,18	285,4	20,0	96,4	10,6	—3,4	—0,9
1970—1977	—28,64	240,5	24,3	103,9	7,1	—49,9	—13,8
1978—1985	—28,35	304,5	22,2	92,8	1,8	48,1	13,1
1900—1985	—27,35	298,2	19,4	97,4	13,6	—11,8	—3,1

ния CO₂ и других газов в атмосферу) антропогенное воздействие.

По роли элементов водного баланса (зависящих главным образом от климатических факторов) в многолетних колебаниях уровня Каспийского моря выделены следующие периоды [284]:

1) 1900—1929 гг.— относительное равновесие составляющих водного баланса, уровень моря незначительно колебался вокруг отметки —26,2 м абс.;

2) 1930—1941 гг.— крайний дефицит водного баланса (в 62 км³), сопровождающийся катастрофическим падением уровня моря на 1,8 м (в среднем на 16 см в год); это результат уменьшения речного стока (в основном волжского) и интенсивного испарения с поверхности моря;

3) 1942—1977 гг.— умеренный дефицит водного баланса (в среднем 13,7 км³/год) и замедленное снижение уровня моря (на 3,7 см в год);

4) 1978 г. и по настоящее время — положительный водный баланс и резкое повышение уровня моря от самой низкой отметки —29,0 м абс. (1977 г.)¹ к отметкам конца 1930-х — начала 1940-х годов (табл. 11); в 1990 г. среднегодовая отметка уровня поднялась до —27,5 м абс.

¹ Не только за период инструментальных наблюдений, начиная с 1830 г., но за последние 500 лет. Происходящее повышение уровня моря нельзя рассматривать как аномальное. Подобные изменения уровня имели место и в прошлом, и в текущем столетиях: с 1862 по 1869 и с 1873 по 1878 гг. уровень возрос соответственно на 1,0 и 0,6 м, а в периоды 1914—1917 и 1926—1929 гг. — на 0,5... 0,6 м.

В первую половину и к середине 1970-х годов сток Волги упал в среднем до $207 \text{ км}^3/\text{год}$ и в бассейне Каспийского моря сложилась ситуация, аналогичная периоду 1930-х годов, когда главная причина падения уровня моря заключалась в существенном уменьшении волжского стока. Объем поверхностного притока к морю резко возрос с 1978 г. В отдельные годы (1979, 1985 и 1990 гг.) в него поступало более 350 км^3 речной воды. С 1978 по 1990 г. сток Волги превышал $260 \text{ км}^3/\text{год}$ (310 км^3 в наиболее многоводные 1979 и 1990 гг.). В неизмененных хозяйственной деятельностью условиях сток этой реки мог бы достигать и $330 \text{ км}^3/\text{год}$ (норма естественного стока за 1981—1987 гг. составила примерно $250 \text{ км}^3/\text{год}$) [284].

В современное повышение уровня моря внесли свой вклад и атмосферные осадки, выпадающие на морскую поверхность; их количество в 1978—1990 гг., значительно превысив среднегодовую норму, достигло 230 мм в год. Таким образом, в море поступило на 52 км^3 воды больше, чем расходовалось на испарение и сток в залив Кара-Богаз-Гол. Это и привело к положительным приращениям уровня: его повышению на 14 см слоя воды в год, а в отдельные годы — до 30 см .

Снижение интенсивности испарения с поверхности моря также способствует повышению его уровня. В последние годы оно оказалось значительно ниже нормы (910 мм в среднем за год для периода 1978—1990 гг.), а за последнее столетие море в среднем теряло на испарение примерно 970 мм слоя морской воды.

И, наконец, отчленение залива Кара-Богаз-Гол (1980 г.) внесло дополнительный вклад (в среднем на 3 см в год) в повышение уровня поверхности моря, составивший с 1980 по 1990 г. $35 \dots 40 \text{ см}$, т. е. примерно 25% суммарного значения повышения этой поверхности [284].

В настоящее время нет серьезных оснований сомневаться в том, что основной вклад в сезонные¹ и межгодовые колебания уровня Каспийского моря приходится на поверхностный приток и испарение, которые обуславливают как повышение, так и спад уровня. Его колебания за последние десятилетия испытывают также существенное антропогенное воздействие.

Результаты исследований [127] говорят о том, что изменения уровня Каспия за последние годы почти на 90% связаны с соответствующими изменениями составляющих водного баланса моря.

Что касается оценки масштабов продолжающегося повышения уровня моря, то здесь трудно сказать что-либо определенное. В самом деле, в ретроспективном аспекте гипотеза о кратковременном характере современного повышения уровня имеет неодно-

¹ Максимальный размах сезонных колебаний уровня моря может достигать $50 \dots 60 \text{ см}$ (в среднем около 40 см), причем наивысшие его отметки имеют место в июне — июле. При уменьшении притока в море речных вод (в маловодные годы) амплитуда сезонных колебаний уровня моря снижается в среднем до 35 см .

кратные подтверждения в прошлом, когда резкое повышение уровня моря сменялось не менее быстрым его падением.

Если встать на позиции гипотезы о существовании квазивековых циклов колебаний уровня моря, то можно думать, что сегодняшнее повышение уровня является как бы прелюдией тенденции его многолетнего подъема. Предшествующая ей тенденция снижения уровня моря продолжается уже более 100 лет (с конца

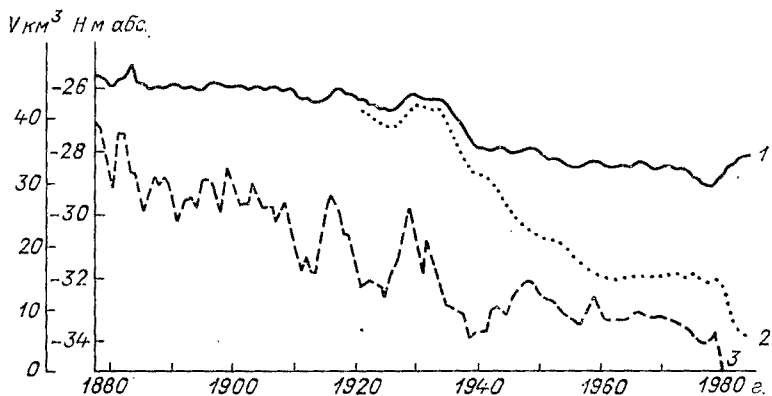


Рис. 14. Многолетние колебания уровня Каспийского моря (1), залива Кара-Богаз-Гол (2) и стока морской воды в залив (3) [79].

60-х годов прошлого века). Необходимую ясность здесь может внести отсутствующий пока долгосрочный прогноз изменений как глобального, так и (что особенно важно) регионального климата.

В условиях зарегулированного речного стока (до этого вода от Рыбинска до Каспия за счет естественного стока доходила за 1,5 месяца, а теперь — за 1,5 года) в Каспийском море изменился сезонный ход уровня. Половодье наступает на месяц-полтора раньше и проходит быстрее по сравнению с 1950-ми годами. При этом происходит более быстрое наступление среднемесячного максимума годового хода уровня. В течение года его ход стал более плавным: в весенне-летнее время попуски речной воды слегка сглаживают его ход, зимние же попуски ведут к повышению уровня.

Для экономии каспийских вод с целью поддержания уровня моря в 1978 г. было принято решение об отделении залива Кара-Богаз-Гол. В это время уровень Каспия достиг самых низких отметок за весь период инструментальных наблюдений (близких к -29 м абс.) и прогнозировалось его дальнейшее снижение. Сток морской воды в залив при открытом канале определяется высотой стояния уровня моря и при указанных отметках равнялся $5 \dots 7$ км³ в год (рис. 14).

Строительство глухой плотины-перемычки завершилось в марте 1980 г.¹, когда уровень рапы в заливе был на 3,5 м ниже уровня Каспийского моря. Площадь залива составляла 9,5 тыс. км², объем поверхностной рапы 20... 22 км³, средняя глубина 2,1 м (местами 3... 3,5 м). Минерализация поверхностной рапы достигала 270... 290 ‰, а общая масса растворенных в ней солей — около 6 млрд т [375]. При таких параметрах отчлененного залива, исходя из анализа составляющих его водного баланса, предполагалось, что он может полностью высохнуть за 3... 4 года. Этот прогноз оправдался: в первой половине 1984 г. поверхностная рапа в заливе полностью высохла и он превратился в сухое соляное озеро.

Отчленение залива внесло свой вклад в начавшийся с 1978 г. подъем уровня моря. При его отметках, близких к —28,0 м абс., ежегодная экономия вод моря за счет полного прекращения их стока в залив составляла 11... 12 км³. За 4,5 года полного отчленения залива было сэкономлено около 50 км³ морской воды, что обусловило подъем уровня моря на 12... 14 см (13 % его фактического роста за рассматриваемый период). И сейчас перегородившая пролив плотина-перемычка с ограниченной подачей в залив морских вод способствует повышению уровня Каспия.

После завершения в сентябре 1984 г. строительства временно-го водопропускного сооружения в залив стало ежегодно подаваться около 2 км³ каспийских вод. Это было сделано для восстановления и сохранения в минимальных объемах поверхностных рассолов в заливе, а также для предотвращения возможных необратимых изменений в составе осадившихся солей, в частности расселения содержащихся в них редких элементов (бор, бром и др.). Создание водоема в высохшем заливе снимало к тому же ряд вопросов, связанных с ослаблением возможных отрицательных последствий усыхания залива для природной среды окружающих территорий и режима почвенных рассолов, которые составляют основу современного химического производства.

С подачей морских вод в бывший залив началось формирование нового «антропогенного» водоема. Выпавшие в осадок при усыхании залива громадные массы солей выровняли его дно (на отдельных участках ликвидированы перепады глубин в 1... 1,5 м). Морская вода в выположенную чашу залива стала поступать в конце испарительного сезона, что вызвало вначале быстрое увеличение площади нового водоема при незначительных его глубинах. Так, в конце октября 1984 г. акватория залива составляла 0,65 тыс. км² (при средней глубине 0,2 м), а к началу 1985 г. — 2,8 тыс. км² при средней глубине примерно 0,25 м (рис. 15, 16). При этом в западной части Кара-Богаз-Гола, прилегающей к проливу, шло формирование котловины нового водоема путем частичного растворения осадившихся ранее солей. Во-

¹ Описание динамики состояния залива Кара-Богаз-Гол в 1984—1987 гг. основано на работах В. И. Бортника с соавторами [77, 79].

да из моря, имеющая соленость 12,8 ‰, растворяя новосадку солей, превращалась в рапу с минерализацией от 90... 150 ‰ в зоне смешения до 270... 300 ‰ в остальных частях водоема. Солевой состав этой рапы оказался близким солевому составу

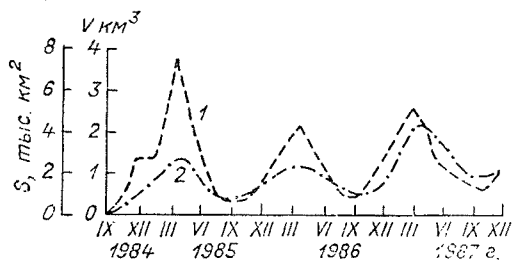


Рис. 15. Площадь акватории залива Кара-Богаз-Гол (1) и объем поверхностной рапы (2) после возобновления стока морской воды в залив [77].

рапы, которая была до высыхания залива. Ускоренному растворению солей и образованию котловины водоема на западе залива способствовали погребенные рассолы верхнего соляного пласта, которые сформировались при осаждении солей из поверхностной

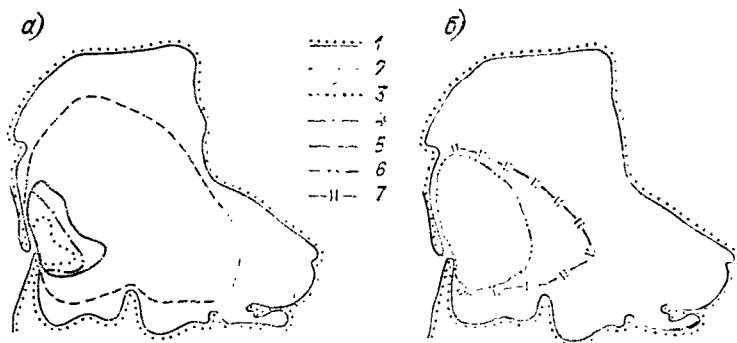


Рис. 16. Межгодовая (а) и кратковременная (б) изменчивость положения уреза рапы в заливе Кара-Богаз-Гол [77].

1 — коренной берег (1933 г.); 2 — март 1980 г. (к моменту отчленения); 3 — октябрь 1984 г.; 4 — октябрь 1985 г.; 5 — октябрь 1986 г.; 6 — апрель 1987 г.; 7 — граница зоны периодически заливаемых солей при сезонно-нагонных колебаниях уровня рапы в заливе.

рапы и сохранились от выпаривания под верхней коркой отложившихся солей.

В 1984—1987 гг. отмечены резкие сезонные колебания площади залива, объема и качества поверхностной рапы, обусловленные сезонным ходом составляющих водного баланса (испарения и атмосферных осадков). Наибольшие размеры водоем имеет в начале испарительного сезона (апрель), а наименьшие — в конце (октябрь). Это в сочетании с сезонными колебаниями температуры рапы и растворимости солей обуславливает и характер сезонных изменений концентрации рапы с максимумом в летний

период и минимумом в зимне-весенний. Условия увлажненности конкретного года (особенно количество осенних и зимне-весенних атмосферных осадков) вносят существенный вклад в сезонные изменения размеров водоема, которые характеризуются следующими особенностями. Основная котловина водоема площадью 1,1... 1,3 тыс. км² (с глубинами 1... 1,5 м) находится в западной части залива Кара-Богаз-Гол, прилегающей к проливу. Она вытянута по меридиану вдоль кара-богазских кос, в ней сосредоточены и основные запасы поверхностной рапы (объемом 0,6... 0,7 км³). В осенне-зимний период при положительном водном балансе происходит переполнение западной котловины и постепенное наполнение более мелководной восточной котловины этого водоема площадью от 2 до 4 тыс. км². Указанные котловины отделены одна от другой небольшой соляной грядой, имеющей меридиональную протяженность, которая четко обозначается (в виде цепи небольших соляных островов) в периоды заполнения или обсыхания восточной котловины. Летом восточная котловина высыхает и рапа концентрируется в более глубоководной западной котловине.

Сгонно-нагонные колебания уровня способны изменить площадь водоема на 10... 12 % (при практически неизменном объеме рапы), когда заливаются и обсыхают пологие мелководья прилегающих участков солевого пласта (см. рис. 16). Периодическое заливание «мокрых» солей сопровождается испарением с них влаги, что значительно увеличивает расходную часть водного баланса залива.

Заметим, что фактический расход воды в проливе между заливом и морем, по инструментальным данным за 1985—1987 гг., не превышал 1,5... 1,6 км³/год, т. е. был меньше расчетного годового притока в 2 км³.

Предполагается [79], что при подаче каспийских вод в количестве примерно 2 км³ в год в заливе сформируется водоем средней площадью около 2,5... 3 тыс. км². При равномерной подаче воды в залив размеры нового водоема могут зимой возрасти до 5... 6 тыс. км², а летом — уменьшиться до 1,5... 2 тыс. км². По мере поступления каспийских вод и растворения части солей, отложившихся при предыдущем усыхании, будет происходить формирование котловины этого водоема.

2.2. Гидрофизические процессы

Известно, что пространственно-временная изменчивость поля солесности Северного Каспия связана в первую очередь с колебаниями стока Волги, а также зависит от динамики вод (течения, волнение, процессы обмена) и интенсивности водообмена со средней частью Каспия. В средней и южной частях Каспийского моря влияние стока рек на гидрофизический режим сказывается в гораздо меньшей степени.

По данным Д. Н. Катунина [199], среднегодовая соленость Северного Каспия с начала 1930-х годов до 1980 г. изменялась в довольно широких пределах: от 6,4 до 11,7 ‰. В резко выраженный маловодный период 1932—1940 гг. эта соленость возросла до 10... 11 ‰ и снова понизилась в 1940-х годах до 6,5... 7,0 ‰, когда увеличился сток Волги. Наступивший затем длительный период (1950-е—1960-е годы) снижения объема стока Волги привел к росту средней годовой солености вод Каспия: 1951—1960 гг.— до 8,4 ‰; 1961—1970 гг.— до 8,8 ‰; к концу 1978 г.— до 10,4 ‰. В 1979—1980 гг., когда водный и солевой баланс здесь был близок к стационарному, средняя соленость по всей акватории изменялась только на 2,2 ‰ (в западной части Северного Каспия — на 1,8, в восточной — на 3,2 ‰). При относительно небольшой общей межгодовой изменчивости средней солености Северного Каспия ($\pm 0,5$ ‰) она при смене маловодных периодов на Волге многоводными (и при обратной смене) может возрасти до $\pm 2,3$ ‰.

Столь значительные скачки солености уже не могут не сказываться на динамике экологической обстановки во всем Северном Каспии.

Таким образом, сокращение волжского стока и понижение уровня Каспийского моря обусловили в целом повышение солености Северного Каспия. Наблюдавшаяся до 1970 г. некоторая стабилизация сложившегося после зарегулирования волжского стока режима солености сменилась в 1975—1978 гг. (отличавшихся чрезвычайной маловодностью) резким осолонением всего Северного Каспия и особенно его восточной части — до 11,2 ‰. В отдельные годы вдоль Кулалинского порога наблюдалась устойчивая фронтальная зона; пресные воды из восточных рукавов дельты Волги распространялись в основном к югу, вдоль этого порога. Понижение уровня моря до отметки —28,5 м абс. приводит к тому, что рельеф дна (соединившиеся осередки и острова восточнее Игольного банка) препятствует непосредственному проникновению пресных волжских вод из восточных рукавов дельты на восток Северного Каспия. В результате усиливается компенсационное поступление более соленых среднекаспийских вод в эту часть моря. Как в мелководном юго-восточном районе Северного Каспия, так и вблизи архипелага Тюленых островов формируются очаги повышенной (около 14 ‰) солености. Наибольшие горизонтальные градиенты солености наблюдаются в западной части рассматриваемой акватории, куда поступает большая часть волжского стока. На свале глубин, в зоне прохождения основной волжской струи, формируется резко выраженный галоклин.

Зона пониженной солености (до 8 ‰) — ареал слабосоленоватоводного комплекса кормовых организмов и нагула полупроходных рыб — значительно уменьшила свою площадь. Так, если в 1959—1971 гг. (в среднем за апрель—октябрь) она составляла 25,7 тыс. км², то в 1977 г. — только 6,2 тыс. км², т. е. уменьшилась в четыре с лишним раза. В западной части Северного Каспия

также произошло некоторое сокращение ареала опресненной воды.

Можно отметить, что в 1975—1977 гг. соленость в восточной половине Северного Каспия в летний период не уменьшалась, а возрастала. Такое нарушение устоявшегося многолетнего сезонного хода солености может свидетельствовать о возможности его принципиальных изменений в условиях уменьшения притока



Рис. 17. Соленость Северного Каспия в августе маловодного 1977 г. (а) и многоводного 1979 г. (б) [225].

пресной воды и снижения уровня моря ниже отметки —28,5 м абс.

На фоне общего повышения солености в Северном Каспии обращают на себя внимание существенные различия в пространственном распределении солености, наблюдающиеся здесь в многоводные и маловодные годы (рис. 17). В августе 1977 г. (маловодный год — сток Волги составлял 174 км³), когда фронтальная зона, разделяющая опресненные и осолоненные воды, проходила вблизи приустьевых участков взморья Волги, основная часть рассматриваемой акватории была заполнена водами соленостью более 10 ‰. Для августа 1979 г.¹ (многоводный год — сток Волги достигал 319 км³) характерно значительное смещение фронтальной зоны на юго-восток и существенное увеличение площади опресненной области (со значениями солености менее 2 ‰). Еще более масштабное распределение акватории Северного Каспия имело место в многоводном 1982 г. [225].

Начавшееся в 1978 г. и продолжающееся до настоящего времени повышение уровня Каспийского моря (более чем на 1,5 м к 1983 г.) привело к расширению относительно опресненных участков в Северном Каспии, общему распреснению его вод (средняя соленость в 1983 г. понизилась на 0,2... 0,5 ‰ по сравнению с 1977 г. [199]), а также обводнению обширных участков осушенных ранее площадей моря. По данным Д. Н. Катунина,

¹ Летом 1979 г., по данным гидрометеостанции о. Тюлений, среднемесячная соленость была на 3... 5 ‰ ниже, чем в 1977 г.

в 1978—1982 гг. в силу известной изоляции Мангышлакского залива соленость здесь сохранила высокие значения: 13,5... 14,1‰. По-прежнему высокой остается соленость (10... 11‰) в районе Уральской бороздины в юго-восточной части Северного Каспия.

Связанное с повышением уровня моря понижение солености его вод началось в 1978—1979 гг., однако оно было незначительным до 1981 г. для западной части Северного Каспия и до 1983 г. для восточной части. Более того, особенности поля солености, характерные для периода понижения уровня моря, сохранялись вплоть до 1985 г.

В 1987 г. произошло расширение опресненной зоны по сравнению с предыдущими годами и общий ареал нагула полупроходных рыб достиг среднемноголетнего значения, которое наблюдалось в период, предшествующий понижению уровня моря в 1975—1978 гг. Вообще, как показывают данные КаспНИРХ, можно говорить о стабилизации пространственно-временных параметров поля солености Северного Каспия, причем наметился устойчивый тренд распреснения вод в его восточной части.

В результате зарегулирования волжского стока уменьшился объем весеннего половодья. За 1959—1980 гг. его объем только дважды превысил среднее многолетнее значение — 144 км³ (для периода естественной водности рек), тогда как в предшествующее двадцатилетие повторяемость половодий, объем стока которых превышал среднемноголетнее значение, достигал почти 50% [199]. В условиях естественной водности рек наибольшее опреснение аватории Северного Каспия имело место в июле—августе, в последние десятилетия возросла повторяемость лет с максимумом распреснения, приходящимся на июнь (западная часть Северного Каспия) и на июнь—июль (восточная часть Северного Каспия). Более ранние сроки наибольшего распреснения вод рассматриваемой части Каспия оказали существенное влияние на естественное воспроизводство гидробионтов, имевших здесь комфортные условия размножения в июле—августе (пик прогрева и распреснения вод) [199].

Сравнение данных наблюдений для трех периодов (1940—1959, 1958—1962 и 1965—1968 гг.) показало [224], что в глубоководных частях Каспия — Среднем и Южном — основные закономерности горизонтального и вертикального распределения солености остались без изменений. В Среднем Каспии соленость повысилась примерно на 1‰, в Южном — осталась практически неизменной.

Тем не менее в последние годы в связи с ростом притока волжских вод, основная струя которых распространяется в западной части Каспийского моря, произошло обострение пространственной неоднородности поверхностного поля солености. Съёмка моря, выполненная в августе 1986 г. [144], показала, что соленость на поверхности изменялась от 10,8... 11,0‰ вблизи Аграханского полуострова до 13,3‰ на юго-востоке Каспия. При этом отмечалось интенсивное распространение распресненных вод на

юг вдоль западного побережья моря, которое ранее не прослеживалось ни по среднепоголетним данным, ни по наблюдениям предыдущих съемок. С глубиной, однако, поле солености становится более однородным и уже на горизонте 50 м она в августе 1986 г. колебалась всего от 12,7 до 12,8 ‰; такие же значения солености преобладали и в более глубоких слоях моря. В 1970-х годах в толще вод Среднего и Южного Каспия ниже 100...150 м наиболее часто встречались значения солености, равные 12,9...13,0 ‰ (иногда 13,1 ‰) [199]. Таким образом, можно считать, что к 1986 г. на этих глубинах произошло понижение солености по сравнению с 1970-ми годами в Среднем Каспии примерно на 0,2 и в Южном — на 0,1 ‰. Соленость приблизилась к значениям, характерным для периода 1950-х годов, когда средняя соленость в открытом море достигала примерно 12,85 ‰ [144].

Пока еще не выяснены особенности формирования гидрофизического, гидрохимического и гидробиологического режимов Среднего и Южного Каспия в условиях резкого повышения уровня моря и некоторого распреснения поверхностного слоя последнего. В частности, это касается вопросов трансформации структуры вод, развития конвективного перемешивания, образования придонных вод и их газового режима. Высказывается мнение [376], что сейчас в режиме вод глубоководных частей Каспийского моря все более проявляются черты, свойственные периоду высокого стояния уровня моря в начале 1930-х годов. Однако Д. Н. Катунин полагает, что во всем многообразии происходящих в Каспии процессов к исходным показателям вернулся пока только уровень моря. По его мнению, результаты исследований Каспийского моря за последние 20 лет позволяют предполагать, что вопреки сложившимся представлениям гидрофизический режим Среднего и Южного Каспия весьма динамичен и здесь отчетливо проявляется воздействие антропогенных факторов. Об этом, в частности, свидетельствует возросшее в последнее время поступление холодных вод с севера на юг, что оказывает заметное влияние на динамику как Среднего, так и Южного Каспия. В результате усиливается перенос теплых южнокаспийских вод в Средний Каспий вдоль восточного побережья моря, с чем связывается, к примеру, неустойчивость промысловой обстановки при добыче кильки в Южном Каспии.¹ Указанный перенос холодных вод с севера способствует также выносу питательных солей, органических и взвешенных веществ непосредственно в глубоководные части моря, минуя Северный Каспий.

Большинство исследователей Каспийского моря обращают внимание на то обстоятельство, что связанное с уменьшением стока рек увеличение солености и плотности вод на севере моря создает

¹ В суровые по климатическим условиям годы этот эффект усиливается. Так, в аномально холодную зиму 1984—1985 гг. выхоложивание вод в районе свала глубин (мест нагула кильки) и заток большой массы холодных вод с севера вынудили отойти промысловые скопления кильки в глубоководную часть моря и, вероятно, в иранские воды.

условия для их опускания до самых больших глубин. Раньше, например, в 1930-х годах подобного произойти не могло, поскольку плотность придонных слоев воды в зимнее время была все же выше плотности поверхностных вод. Известно, что вентиляция глубинных и придонных вод Каспийского моря может происходить главным образом за счет поступления холодных вод, сформированных процессами конвективного перемешивания в северных районах моря у кромки льда. Высокая плотность позволяет этим водам распространяться до самых больших глубин Среднего Каспия. В дальнейшем они, пересалив через Апшеронский порог, оказываются в придонных слоях южнокаспийской котловины.

Применение стационарных уравнений для функции полных потоков при изучении циркуляции в Северном Каспии [45, 246, 331, 425] показало, что основное воздействие на ее формирование оказывают здесь ветер и рельеф дна, а влияние таких факторов, как сток рек и водообмен со Средним Каспием, незначительно.

Эти выводы, относящиеся к стационарному состоянию, могут не найти подтверждения при рассмотрении нестационарных моделей циркуляции [20, 38, 40, 309]. Одна из них — нестационарная нелинейная модель мелкой воды — была применена для Северного Каспия и позволила получить приближенную схему циркуляции вод в конкретных ветровых условиях [309]. Было обнаружено, что течения соответствуют направлению ветра лишь в начальный момент его действия. Затем происходит формирование локальных круговоротов, обусловленных не только приспособлением поля течений к полю ветра, но и воздействием как рельефа дна, так и особенностей конфигурации береговой черты. Несмотря на хорошее соответствие численных экспериментов данным наблюдений над течениями и уровнем моря, следует иметь в виду следующее обстоятельство. Начало расчетов относилось к состоянию покоя, т. е. при формировании поля течений под воздействием изменяющегося поля ветра не учитывалось предыдущее состояние и расчет уровней возмущений из-за волжского стока осуществлялся только с началом общего счета.

В рамках той же модели процессы формирования горизонтальной циркуляции в Северном Каспии были впервые исследованы [40] при изменяющихся ветровых условиях и конфигурации береговой черты с учетом поля течений, создаваемого стоком Волги. Оказалось, что система начальных течений, создаваемая стоком Волги, быстро выходит на стационарный режим. По прошествии 5... 6 сут в Северном Каспии под действием стока Волги формируется квазистационарная картина течений, которая весьма напоминает известные схемы, составленные путем обобщения инструментальных данных наблюдений над течениями. Главная особенность полученной системы начальных течений состоит в слабом проникновении волжских вод в восточную часть Северного Каспия и преобладающем западном направлении потоков, выходящих из всех рукавов дельты.

Расчеты течений при северо-восточном ветре дали картину циркуляции, практически аналогичную той, которая была получена при отсутствии начальных движений. Таким образом, и в данном случае нельзя говорить о заметном влиянии волжского стока на пространственную изменчивость поля течений в Северном Каспии.

В работе [40] получены и другие важные результаты, касающиеся природы динамики вод Северного Каспия, которая может существенно влиять на формирование его гидрофизического, гидрохимического и гидробиологического режимов. В частности, показано, что время установления циркуляции вод под воздействием ветра и ее затухания при прекращении ветра значительно превосходит продолжительность действия характерных ветров и среднее время смены ветровой обстановки. Следствием этого является сильная пространственно-временная изменчивость течений данного региона, особенно его восточной части, тогда как на западе влияние стока Волги приводит к более устойчивой системе течений. Большой интерес представляют результаты расчетов изменений поля течений при отделении Мангышлакского залива по мелководьям у Тюленьих островов. В этом случае в восточной части Северного Каспия образуется более устойчивая циркуляция с антициклоническим направлением движения вод, а также интенсифицируется водообмен между восточной и западной частями Северного Каспия при практически нулевом водообмене со Средним Каспием. В то же время, по мнению Т. С. Аллахвердовой [20], для правильного понимания циркуляционных процессов в Северном Каспии необходим учет водообмена со Средним Каспием. Однако для описания кратковременных изменений течений в мелководных восточных и северо-восточных районах моря влияние такого водообмена можно не учитывать.

Сказанное выше делает реальным предположение о том, что антропогенные преобразования стока не могут оказывать прямого воздействия на адвективную составляющую пространственной изменчивости поля солёности. С другой стороны, уменьшение стока речной воды в половодье и смещение половодья на более ранние сроки (под антропогенным воздействием) привело к более неравномерному распределению солёности по акватории Северного Каспия. Следовательно, стала более значимой роль ветра и циркуляции вод в формировании поля солёности: происходящие под воздействием этих факторов перемещения водных масс могут вызвать быстрые и существенные пространственные колебания солёности и других океанологических характеристик [199].

В одном из немногих обобщений за последнее время данных инструментальных наблюдений над течениями [354] отмечается, что в западной части Северного Каспия в 1974—1977 гг. (при низком стоянии уровня) произошло существенное изменение схемы циркуляции: усилился перенос вод на юг и юго-запад, а уменьшился — на север и северо-восток. Н. А. Скриптунов связывает это как с усилением стокового потока из Волго-Каспийского ка-

нала, так и с некоторым увеличением повторяемости ветров восточных румбов.

В Северном Каспии с 1941 по 1982 г., по данным наблюдений, средняя годовая температура воздуха повысилась на 0,6... 0,8 °С, а зимняя — на 2 °С; средняя годовая температура воды повысилась на 0,1... 0,5 °С; размах колебаний температуры воды уменьшился на 0,1... 0,4 °С [199].

2.3. Гидрохимические процессы

Данные натурных наблюдений со времен экспедиции Н. М. Книповича (1914—1915 гг.) свидетельствуют о прогрессирующем обогащении вод Среднего и Южного Каспия растворенным кислородом. В работах О. К. Бордовского [72, 73] рассмотрена динамика этого процесса (табл. 12). Наиболее интенсивно он проходил в 1940—1950-х годах (особенно в Среднем Каспии), а в период от 1960 до 1980 гг. был выражен слабее. За весь рассматриваемый период содержание кислорода в слое от 0 до 200 м изменялось мало, основное обогащение O_2 имело место на глубинах 300... 500 м (рис. 18, 19), причем наиболее значительное (примерно на 2 мл/л) в промежуток между 1930-ми и 1960-ми годами. Начиная с 1960-х гг., аэрация вод Среднего Каспия стабилизировалась, а Южного — продолжалась, но замедленными темпами.

В то же время специалистами КаспНИРХа в 1981 и 1985 гг. впервые за много лет был отмечен летом исключительно высокий уровень фотосинтеза в центральных районах Среднего и Южного Каспия. Ученые этого института считают, что с конца 1970-х годов происходит резкое повышение содержания O_2 в эвфотическом слое моря, что свидетельствует о наличии процессов эвтрофикации в глубоководных частях моря, особенно в Среднем Каспии. Вместе с тем на одной из станций съемки моря, проведенной в 1987 г. (КаспНИРХ) было зафиксировано следовое содержание кислорода в придонном слое, т. е. можно думать, что море как бы возвращается к ситуациям 1930-х годов, когда в глубинных водах концентрация кислорода была минимальной.

После зарегулирования стока Волги в северной части Каспийского моря, по данным Д. Н. Катунина, произошло увеличение содержания кислорода примерно на 1... 9 % (исключая осенний сезон, когда в отмелой зоне отмечено уменьшение насыщения вод растворенным кислородом на 4 %). При этом среднее содержание кислорода колебалось здесь для апреля от 7,2 до 10,6; для мая — от 4,9 до 6,9; для августа — от 4,9 до 6,8 и для октября — от 5,6 до 8,7 мл/л.

Характерной особенностью распределения кислорода в Северном Каспии в летнее время стало расширение очагов его дефицита (гипоксия) у дна в приглубом районе западной части и на границе со Средним Каспием. Возникновение указанных очагов

Таблица 12

Гидрохимическая структура Южного Каспия в 1984 г. (числитель) и 1983 г. (знаменатель) (средние данные по разрезу о. Курьинский Камень — о. Огурчинский) [73]

Зоны	Глубина, м	O ₂	P	NO ₂	NO ₃
Зона обедненная биогенными веществами	0	5,45 (97)/5,61 (106)	0,03/0,25	0,00/0,02	0,50/0,15
	10	5,44 (96)/5,72 (108)	0,04/0,24	0,00/0,03	0,50/0,14
	25	5,38 (94)/5,77 (108)	0,05/0,25	0,00/0,23	0,29/0,26
	50	5,56 (89)/5,92 (91)	0,07/0,24	0,09/0,03	0,73/0,52
	100	5,54 (71)/5,09 (98)	0,23/0,45	0,04/0,02	1,36/4,22
Зона аккумуляции биогенных веществ	200	3,72 (46)/2,94 (37)	0,84/0,90	0,01/0,02	8,21/10,90
	400	1,80 (22)/2,48 (31)	1,29/1,14	0,01/0,02	7,14/10,40
	600	0,24 (3)/2,42 (30)	1,81/1,24	0,00/0,03	1,22/9,40
	800	0,00/2,42 (30)	2,16/1,44	0,00/0,04	1,29/8,70

Примечание. Содержание O₂ — в мл/л (в скобках проценты); P, NO₂, NO₃ — в мкг-ат/л.

обычно связывается со взаимодействующим воздействием двух основных факторов: обострения термохалинной стратификации вод (распространение на поверхности распресненных вод с севера и компенсационный подток у дна осолоненных вод с юга) и повышенного расхода кислорода на окислительные процессы у дна (оседание органических веществ, малая прозрачность вод). Очаги дефицита кислорода наиболее ярко выражены в августе,

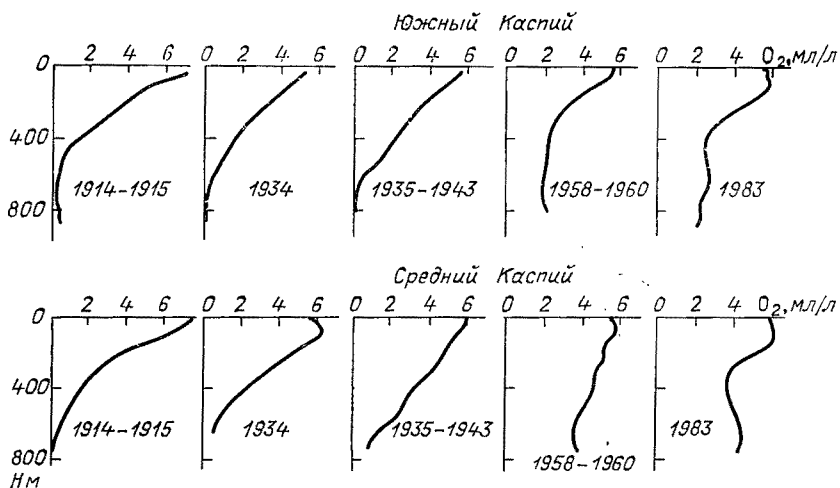


Рис. 18. Динамика изменений средней концентрации кислорода в Каспии за 70 лет [73].

в меньшей степени — в июле. Их площадь зависит от объема речного стока и существенно колеблется от года к году, достигая максимальных значений обычно в годы с объемом половодья более 120 км³. Сезонная изменчивость содержания кислорода, по данным комплексных съемок Северного Каспия в 1976 г., имела примерно те же особенности, что и в среднем за 1960—1980 годы [199].

С увеличившимся в самые последние годы (из-за повышения уровня моря) поступлением органического вещества из дельты Волги в Северный Каспий связывается [89] ежегодное развитие в летнее время обширных зон с дефицитом кислорода: квазистационарных (на глубинах, превышающих 10 м) и периодических (на глубинах 3... 5 м), общая площадь которых стала в 1,5... 2 раза выше, чем в естественный период стока рек. В современных условиях можно говорить о начальной стадии эвтрофикации вод западной части Северного Каспия (где к 1990 г. на 50 % площади встречались зоны с дефицитом кислорода). При меньшем (примерно на 30 км³) объеме половодья участки с дефицитом кислорода увеличивали здесь свою площадь в отдельные годы на 10... 12 %.

В последнее время и в приглубой зоне Северного Каспия увеличились размеры областей гипоксии, что вызвано ростом поступления аллохтонного взвешенного вещества в пограничный со Средним Каспием район. В результате области с дефицитом кислорода формируются в летний период не только в Северном Каспии, но и в прилегающем районе Среднего Каспия [89]. Образо-

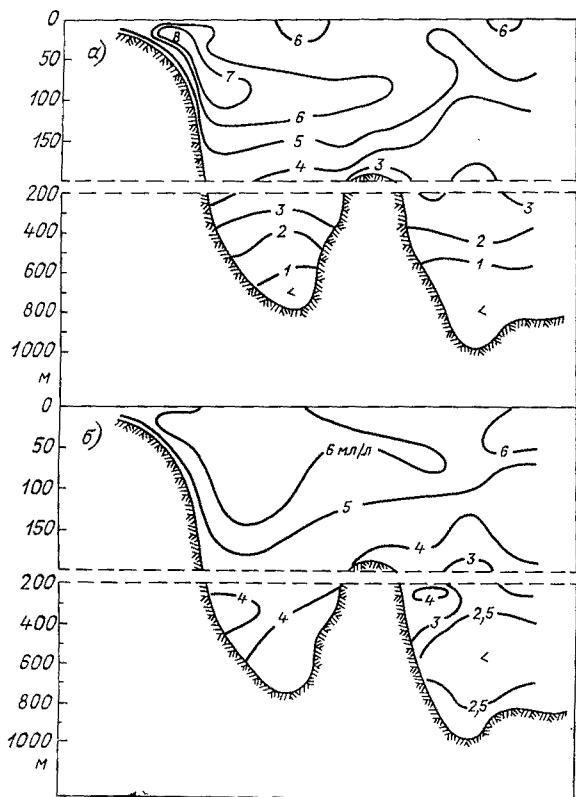


Рис. 19. Концентрация кислорода в воде на меридиональном разрезе через Средний и Южный Каспий в 1934 г. (а) и в 1983 г. (б) [72].

вание подобных областей в придонном слое при взаимодействии северо- и среднекаспийских вод определяется особенностями плотностной структуры вод в зоне гидрофронта. Последняя характеризуется значительными вертикальными градиентами температуры и отчасти солсности и несбалансированностью продукционно-деструкционных процессов в толще вод из-за обильного поступления сюда взвешенного и растворенного органического вещества, а также наличия большого количества взвеси — результат гетеротрофной деятельности организмов и других процессов. Как тот, так

и другой фактор приводит к практически постоянному и значительно превышению деструкции над продукцией в придонных слоях, которое сопровождается существенными расходами кислорода на окисление поступающего органического вещества в форме взвеси. Эти процессы наиболее активно происходят в зоне смешения трансформированных речных и морских среднекаспийских вод, где усиливается фотосинтез, а также флокуляция за счет физико-химических процессов [41].

Известно, что в Каспийском регионе сосредоточено 200 крупных городов с более чем 220 источниками промышленного загрязнения. Здесь ежегодно сбрасывается примерно 39 км³ сточных вод, из которых почти 8 км³ загрязнены (содержат более 1000 химических соединений, включая токсичные, накапливающиеся в рыбе и кормовых гидробионтах).

На Волге ПДК по ряду высокотоксичных веществ превышены в десятки раз: нефтепродуктов — от 8 до 60, фенолов — от 3 до 35, тяжелых металлов — от 3 до 13. В целом для речных вод бассейна моря характерно повышенное содержание нефтепродуктов и фенолов (двухкратное), соединений меди (четырёхкратное) [219].

Основные источники поступления загрязняющих веществ в Каспийское море (табл. 13) — это их вынос с речным стоком, сброс неочищенных промышленных и сельскохозяйственных стоков, коммунально-бытовых сточных вод городов и поселков, расположенных на побережье моря, судоходство, эксплуатация нефтяных и газовых скважин, транспортировка нефти морским путем, а также вторичное загрязнение при дноуглубительных работах. Места поступления загрязняющих веществ с речным стоком на 90 % сосредоточены в Северном Каспии, промышленные стоки приурочены, как правило, к району Апшеронского полуострова, а повышенное нефтяное загрязнение Южного Каспия связано с нефтедобычей и нефтеразведочным бурением, а также с активной вулканической деятельностью (грязевой вулканизм) в зоне нефтегазоносных структур.

Нужно сразу сказать, что почти не имеется надежной информации как о масштабах загрязнения вод Каспия, так и о качественном составе химических веществ техногенного происхождения.

Отсутствие надлежащим образом организованной системы наблюдений и контроля за загрязнением вод Каспийского моря [151] позволяет оценить его лишь на качественном уровне. Не говоря уже о несовершенном пространственно-временном разрешении сети наблюдений, широкий спектр тяжелых металлов определяется здесь от случая к случаю, а содержание ряда органических и неорганических соединений промышленного происхождения вообще не фиксируется. Получаемая информация о токсичных веществах не позволяет разделить антропогенную и биогенную составляющие при определении концентрации углеводородов (имеваемых в информационных изданиях нефтепродуктами), СПАВ,

фенолов, нет сведений о том, в какой форме находятся тяжелые металлы: реактивной или инертной.

На проблеме загрязнения водоемов, и в частности южных морей, вредными веществами техногенного происхождения следует остановиться особо. Зачастую она понимается весьма упрощенно и поэтому кажется вполне разрешимой: надо найти виновника

Таблица 13

Поступление загрязняющих веществ в Каспийское море за 1986—1990 гг. [33]

Ингредиент	1986 г.			1987 г.			1988 г.		
	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В
Нефть и нефтепродукты, тыс. т	55,3	9,4	0,34	13,0	124	0,35	11	158	0,03
Фенолы, т	169	635		185	1150		94	520	
СПАВ тыс. т	1,3	3		0,93	2,9		0,76	2,8	
Медь тыс. т	8	2,7		1,2				1,06	
Цинк тыс. т	3	15		11				5,1	
ДДТ, т		4,05		0,96				0,78	

Ингредиент	1989 г.			1990 г.		
	А	Б	В	А	Б	В
Нефть и нефтепродукты, тыс. т		62	0,11	4,13	146	0,04
Фенолы, т		367		32	1322	
СПАВ тыс. т		2,79		0,51	3,42	
Медь тыс. т		0,863		0,1	1,63	
Цинк тыс. т		5,6		0,2	7,15	
ДДТ, т		1,51			2,46	

Примечание. А — поступление с промстоками; Б — с речным стоком; В — при аварийных разливах.

сброса загрязняющего вещества, учесть его и заставить прекратить подобные выбросы или ликвидировать их последствия. На самом деле все обстоит гораздо сложнее. Высокий уровень загрязнения (десятки и сотни ПДК) приурочен, как правило, к месту выброса, дальнейшее распространение загрязняющих веществ определяется процессами адвекции и диффузии, которые обычно не принимаются во внимание при анализе конкретной ситуации. Нередки случаи, когда на небольшом расстоянии от источника службами контроля обнаруживается концентрация загрязняющего вещества, не превышающая допустимого уровня, хотя в нескольких километрах картина может быть совершенно

ной. Именно такие данные наблюдений используются администрацией предприятий и ведомств при оспаривании актов или штрафов, налагаемых органами прокуратуры, а также для обоснования отказа на закрытие производств санитарными службами.

К тому же на вооружении контролирующих служб, включая общегосударственную службу наблюдений и контроля за загрязнением природной среды (ОГСН), практически нет современной аналитической аппаратуры, позволяющей быстро и надежно определять десятки и сотни химических веществ. Например, в США, где имеются аналогичные проблемы, регулярно измеряются концентрации 150 веществ, а всего число контролируемых параметров загрязнения превышает 300 наименований, тогда как в Российской Федерации определяется всего около 20 подобных параметров, большинство из которых к тому же малопоказательны в плане опасных загрязнений. Токсичные вещества определяются в основном в жидкой среде. Во взвешях и грунтах такие определения производятся в весьма малом количестве. Другими словами, мы получаем малорепрезентативные данные о загрязнении южных морей тяжелыми металлами, хлорорганическими пестицидами и другими токсичными веществами, располагаем лишь отрывочными сведениями о процессах вторичного загрязнения и обмене токсичными веществами между донными отложениями и морской водой, а также о накоплениях загрязняющих веществ в живых организмах, которые могут превышать фоновые значения в воде в сотни и тысячи раз.

Таким образом, наличие парадоксальная и весьма опасная ситуация, когда по результатам прямых наблюдений качество морской воды часто считается удовлетворительным, а по результатам анализа хозяйственной деятельности человека на водосборе содержание в море опасных загрязняющих веществ должно быть весьма высоким. По-видимому, с этим обстоятельством связан все чаще обнаруживаемый массовый токсикоз у рыб и других гидробионтов.

На практике уровень загрязнения вод моря обычно определяется исходя из общих представлений об особенностях гидрофизического режима водоема, а также с использованием сугубо формализованной комплексной оценки качества поверхностных и морских вод по индексу загрязненности вод (см., например, [150, 151]).

При исследованиях формирования полей различных загрязняющих веществ в Каспийском море необходимо иметь в виду следующие обстоятельства. Западная часть моря испытывает наибольшее воздействие загрязняющих веществ. Их основная масса поступает сюда как с речными водами, так и с городскими стоками. В их переносе и трансформации важную роль играет вдольбереговое течение, имеющее преобладающее направление с севера на юг. Восточное побережье моря находится в более выгодном положении: оно, можно сказать, не имеет речной сети и в гораздо меньшей степени затронуто урбанизацией. По данным

Д. Н. Катунина, активный водообмен между Средним и Южным Каспием происходит здесь до траверза залива Кара-Богаз-Гол, особенно в зимний период. В целом же крупномасштабные циркуляционные процессы в Каспийском море способствуют достаточно однородному распределению консервативных токсичных веществ по его акватории.

Межгодовая динамика регистрируемых загрязняющих веществ в Северном Каспии с 1985 по 1990 г. характеризовалась следующими основными показателями [89].

Нефтепродукты. Среднегодовое загрязнение вод нефтепродуктами изменялось за рассматриваемый период от 1 до 4 ПДК (0,007... 0,21 мг/л): с 1985 по 1988 г.— 1 ПДК, 1989 г.— 3 ПДК, 1990 г.— 4 ПДК. Чаще всего максимальные концентрации (не только в судосходных каналах) фиксировались в восточной части Северного Каспия и на взморье Волги (15... 25 ПДК), минимальные — на Мангышлакском пороге. В 1990 г. максимальное содержание нефтепродуктов (11 ПДК) отмечено в период ледостава в районе Уральской бороздины [151].

Фенолы. Их среднее содержание находилось в пределах 0,003... 0,009 мг/л (1... 3 ПДК). Максимальные концентрации зафиксированы в придонных горизонтах на взморье рек Волга, Урал и в центре Уральской бороздины.

СПАВ. Пределы изменения концентраций этого вида веществ составляют 0,008... 0,029 мг/л с максимумами (больше 1 ПДК, равной 0,1 мг/л) в районах взморья Волги и свала глубин в центральной зоне западной части Северного Каспия.

ДДТ. Пробы на ДДТ отбираются только в придонных слоях. С 1987 г. среднее содержание этого опасного вещества колебалось в пределах от 0,013 до 0,027 мкг/л, максимальное — достигало 0,100... 0,181 мкг/л. Наиболее значительные концентрации ДДТ имели место на взморьях рек Волга и Урал и на свале глубин на западе Северного Каспия. По данным КаспНИРХа, средняя концентрация пестицидов в водной толще за 1988—1989 гг. возросла по сравнению с периодом 1986—1987 гг. примерно в два раза.

Тяжелые металлы¹. По данным специалистов Астраханского технического института рыбной промышленности и хозяйства (АТИРПиХ), проводящих многолетние исследования содержания тяжелых металлов в низовьях Волги (от Волгограда до устья) и на Северном Каспии, за 15 лет (1974—1989 гг.) здесь произошел следующий рост средних концентраций: меди в 11,5 (7,0 мкг/л), цинка в 9,8 (22,5 мкг/л), свинца в 5,6 (1,3 мкг/л),

¹ Относятся к наиболее опасным загрязняющим веществам. Перераспределяясь по компонентам экосистемы, они не только не исчезают, но даже практически не трансформируются. Тяжелые металлы оказывают воздействие на гидробионтов лишь в реактивном состоянии (в ионной форме), связанные же в различные комплексы с органическими веществами они не опасны. Собираясь в частичках взвеси, ионы тяжелых металлов способны сосаждать, загрязняя донные отложения. Особенно активно такой процесс протекает в приустьевых участках Северного Каспия [400].

кадмия в 4,9 раза (0,5 мкг/л). Как для меди, так и для цинка фоновые значения в летний период превышают ПДК в 3... 7 раз. Содержание ртути в воде за 3... 4 года выросло от следовых количеств до 2... 3 ПДК (для водоемов рыбохозяйственного использования) в отдельные месяцы [29].

Проводимые в приустьевых районах Северного Каспия дноуглубительные работы (их объем с 1970—1975 по 1982—1983 гг. возрос с 3 до 5... 6 млн м³ [1]) и отвалы грунта на специально отведенные участки моря — свалки — способствуют экстракции части захороненных в донных отложениях переходных форм тяжелых металлов в воду и вовлечению их в биогенную миграцию. В зоне проведения гидромеханизированных работ концентрация большинства тяжелых металлов в воде по сравнению с фоном оказывается больше в 1,5... 4 раза. Дело в том, что ниже рабочего шлейфа мутности часть подвижных форм тяжелых металлов может распространяться на 2... 3 км. Весьма вероятно, что это одна из причин значительного загрязнения водных экосистем Северного Каспия тяжелыми металлами. Так, у двустворчатых моллюсков, собранных здесь в зонах отвала грунта, в жабрах, мантии и мышцах ноги концентрация указанных веществ оказалась в 1,5... 7,0 раз выше, чем у моллюсков на фоновых станциях. В обитающих поблизости свалок грунта хирономидах обнаружено до 70 мг/кг железа, в олигохетах до 30 мг/кг свинца, что в десятки раз выше показателей фона для этих животных [29].

Начатые в 1982 г. исследования микроэлементного состава вод Каспийского моря и пространственной изменчивости содержания тяжелых элементов в толще вод [402] показали, что максимальные концентрации приурочены к взморьям Волги, Урала, а также Терека. Кроме того, повышенные концентрации железа, меди, молибдена и иногда марганца наблюдались в обширной зоне апвеллинга у восточного побережья Среднего Каспия.

В целом концентрации тяжелых металлов в водах моря не выходят за пределы ПДК, исключая медь, содержание которой в отдельные годы достигало высоких значений (83,2 мкг/л в августе 1980 г. вдоль западного побережья Каспия). Более высокие по сравнению с фоном концентрации (иногда на порядок) железа и особенно свинца, никеля и меди в некоторых районах Среднего и Южного Каспия могут быть связаны с выбросами действующих здесь грязевых вулканов.

Воды Северного Каспия (согласно комплексной оценке качества вод по гидрохимическим показателям) оцениваются как умеренно загрязненные, а в районе Уральской бороздины — как загрязненные. В целом от года к году качество вод Северного Каспия ухудшается [89].

В 1989 г. по сравнению с предыдущим годом во всем Каспийском море (особенно в его центральной части) увеличилось содержание нефтепродуктов; в Среднем Каспии, например, до 2,8... 5,6 ПДК; загрязнение моря фенолами осталось на уровне

5 ПДК¹, среднее содержание ртути составляло 1,5... 3 ПДК [150].

Считается [33], что заметный рост загрязнения нефтепродуктами в 1989 г. как в западном, так и в восточном прибрежных районах Каспия связан с затоплением площадок нефтепромыслов на побережье Северного Каспия. Об этом свидетельствуют, во-первых, уменьшение концентрации нефтепродуктов в направлении с севера на юг и, во-вторых, более высокие значения концентраций на мористых станциях наблюдений.

В Ежегоднике качества морских вод по гидрохимическим показателям за 1990 г. [151] утверждается, что по сравнению с 1989 г. уровень загрязненности Каспийского моря в целом заметно снизился, хотя в некоторых районах Северного Каспия произошло увеличение загрязненности нефтепродуктами. При этом зафиксирован только один случай затопления нефтегазопромыслов на побережье Северного Каспия. Отмеченное наблюдениями возрастание (более чем в два раза) поступления нефтепродуктов со стоком Волги, возможно, повлекло за собой резкое повышение концентраций нефтепродуктов в западной части Каспия.

Поступающие в Каспийское море токсичные вещества, взаимодействуя со всеми элементами экосистемы моря, деформируют структуру экосистемы и нарушают ее функционирование, повышают мутагенность воды. К настоящему времени последствия этого еще, к сожалению, не ставшего предметом всеобщего внимания процесса на внутренних морях страны, по-видимому, более всего изучены на примере рыб, у которых обнаружено накопление хлорорганических пестицидов (ХОП) и полихлорбифенилов главным образом во внутреннем жире, печени, мозге, икре.

В теле осетровых Каспия, например, зафиксированы следующие предельные концентрации (мкг/кг): ДДТ — 98, ДДЕ — 343, ГХЦГ — 88, ПХБ — 325, гексахлорбензола — 15. В печени этих рыб обнаружено высокое содержание кадмия — 2... 3 ПДК (около 13 МДУ), никеля 2... 7 МДУ, ртути — 9, свинца — 3, меди — 3, хрома — 3 МДУ, установленных для пищевых продуктов, обнаружены также загрязняющие вещества иной химической природы [219].

Если еще в 1984 г. была выявлена достаточно четкая закономерность уровня содержания тяжелых металлов в теле осетровых рыб от пола, стадии зрелости гонад, возраста, периода жизненного цикла, а также функционального состояния органа, то в последнее время ситуация существенно изменилась. Теперь концен-

¹ Высказывается предположение, что загрязнение вод Каспия нефтепродуктами и фенолами связано не только с поверхностным стоком, но и с подземным. Зоны разгрузки подземных вод глубинных горизонтов характеризуются аномальным содержанием фенолов и нефтепродуктов (район побережья Дагестана — Махачкала — пгт Манаскент): концентрации нефтепродуктов составляют 0,21, фенолов — 0,05... 0,2, нефтяных кислот — 3,8 мг/л, причем подземный сток в Средний Каспий (в границах Дагестана) составляет 0,72... 1,23 км³/год [143].

трация элементов в органах и тканях рыб варьирует в широких пределах независимо от перечисленных выше факторов [29].

Первые признаки нового заболевания волго-каспийских осетровых, а именно расслоение мышц и ослабление оболочки икры, появились уже в 1984 г. В 1987 и 1988 гг.¹ данное явление приобрело массовый характер и привлекло внимание средств массовой информации и широкой общественности. Без достаточных оснований был спешно поставлен диагноз: миопатия — прогрессирующее наследственное заболевание мышц, связанное с нарушением обмена веществ в мышечной ткани [249].

Проведенное в течение двух лет всестороннее комплексное обследование [249] осетровых, главным образом русского осетра, позволило выявить, что признаки нового заболевания не ограничиваются расслоением мышц и ухудшением качества икры. У больных рыб были обнаружены многие другие серьезные изменения, в первую очередь, нарушение полного гомеостаза, гомеостаза белкового, углеводного и липидного обмена, эритропения и лейкопения, дистрофия и некроз печени, изменения в почках и половых железах, нарушение гамето- и гонадогенеза. Кроме того, установлено, что в тканях и органах осетровых присутствуют хлорорганические вещества, в том числе такие высокотоксичные для рыб, как ДДТ и его производные, гексахлоран, сатурн, кельтан, даул и др. Содержание пестицидов в печени и жировой ткани подчас превышает допустимый уровень в 2... 5 раз, в печени же обнаружены концентрации кадмия, никеля, ртути, свинца, меди и других тяжелых металлов, которые в несколько раз превосходят ПДК для пищевых продуктов.

По другим источникам [29, 196], у больных осетровых нередки случаи высокого содержания отдельных элементов в мышцах печени, жабрах и гонадах. Например, концентрации ртути у таких рыб составляла (мг/кг): в мышцах — 0,284, печени — 0,345, икре — 0,104, что соответственно в 3,0; 5,5 и 2,1 раза выше, чем у здоровых рыб. В то же время содержание ряда элементов у больных рыб равнялось их концентрации в органах и тканях здоровых рыб или была даже ниже. Это может интерпретироваться как патология, обусловленная нарушением механизмов регуляции минерального обмена. У больных рыб нарушены также процессы жирового обмена, а суммарное содержание ХОП в печени и мышцах в 1,4... 1,5 раза выше, чем у здоровых рыб.

Анализ всех имеющихся данных по биохимии, физиологии, гистологии и токсикологии осетровых, наряду с масштабами многокомпонентного загрязнения вод, грунтов и кормовых организмов позволил В. И. Лукьяненко диагностировать заболевание волго-каспийских осетровых как кумулятивный токсикоз с многосистемным поражением [249].

¹ В 1988 г. в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла это заболевание было отмечено также у щуки, сома и сазана [358].

По данным Д. Н. Катунина, с 1990 г. стало меньше встречаться особей осетра с тяжелыми поражениями. Скорее всего, это результат разбавления морских вод все возрастающим речным стоком. Тем не менее кумулятивным токсикозом до сих пор поражено 60... 70 % осетрового стада, причем заражение этим заболеванием происходит особенно интенсивно, когда имеет место одновременное загрязнение вод как хлорорганическими пестицидами, так и нефтепродуктами.

Помимо загрязнения поверхностных вод в бассейнах впадающих в Северный Каспий рек на его берегах постоянно действует ряд источников, создающих потенциальную угрозу существенного загрязнения акватории данной части Каспийского моря и уникальных экосистем устьевых областей. Это уже введенная в действие первая очередь Астраханского газоконденсатного комплекса и продолжающаяся эксплуатация нефтяных месторождений на востоке Северного Каспия. Серьезным источником загрязнения здесь также являются промышленность и коммунальные службы Астрахани вкупе с сельскохозяйственным производством, совхозные и колхозные поля которого уже давно превратились в арену варварской борьбы химическими средствами с сорными растениями и насекомыми.

На полуострове Бузачи первый промышленный фонтан нефти ударил, как известно, в январе 1974 г. в районе Каражанбаса. Один за другим стали возникать новые нефтепромыслы: Каражанбас, Каламкас, Прорва, Тенгиз и др. Разведочное бурение охватило практически все побережье Северного Каспия, а в последние годы геофизики ведут изучение строения морского дна уже на акватории этой части Каспийского моря.

Плоские и пустынные берега полуострова Бузачи к востоку сменяются низиной — территорией бывших заливов Мертвый Култук и Қайдак. Здесь в результате падения уровня моря и сильного испарения образовались соленые озера, становящиеся зачастую непреодолимой преградой и для людей и для техники. В этом районе побережье Каспия к северу, вплоть до устья р. Урал, сохраняет тот же пустынный и низменный характер, что делает его местом значительных нагонных колебаний уровня моря. Пологость берегов и прибрежных участков дна приводит к тому, что здесь при нагонах затопливаются значительные площади суши, а при сильных сгонах — осушаются обширные участки прибрежных мелководий. На участке от устья р. Урал до полуострова Дурнев при сильных нагонах зона затопления может достигать ширины 30... 40 км [199], причем подобные перемещения береговой линии нередко происходят практически мгновенно — всего за несколько часов.

За время последнего повышения уровня Каспийского моря произошло значительное перемещение береговой черты и частичное затопление обсохших заливов. Как нефтеразведчики, так и промысловики, должны теперь работать в зоне интенсивных сгонно-нагонных явлений. При этом существенно возросла угроза за-

топления при нагонах нефтепромыслов и участков разведочных работ и неизбежного в последующем загрязнения морских вод.¹

В 1979 г. приступили к освоению месторождения Каламкас. Одновременно в районе этого месторождения было начато строительство 33-километровой защитной дамбы. За время строительства (до 1981 г.) море дважды размывало дамбу и затопляло нефтепромысел. Возведенная дамба, защитив промысел от моря, не спасла, однако, его от воды. В условиях повышающегося уровня моря произошел подпор грунтовых вод, и они вместе с атмосферными осадками стали накапливаться за дамбой. Об объеме этих вод можно судить по такому факту: зимой и весной 1982 г. они фактически парализовали работу нефтепромысла. В последующие годы время от времени за дамбой вновь образовывалось озеро. Была предпринята попытка сбрасывать воду из него в море по трубам, установленным в теле дамбы. Однако от этого пришлось отказаться из-за высокой минерализации грунтовых вод, а также их загрязненности нефтью. Последние не удалось также использовать и при бурении, так как высокая минерализация требовала повышенного расхода химических реагентов, применяемых при бурении. Для нормального функционирования нефтепромысла пришлось сооружать грунтовые насыпи и по ним вести все коммуникации; с таких же насыпей ведется бурение скважин.

В настоящее время нефтяники Каламкаса пытаются закачивать грунтовые воды в нефтеносные пласты, что в принципе позволит избавиться от ненужной воды, а также повысить давление в пластах для увеличения их продуктивности. Тем не менее это не остановит полностью процесс загрязнения прилегающей к промыслу акватории моря.

Соседний промысел Каражанбас расположен на более возвышенном участке берега, и пока штормовые нагоны ему не угрожают. Однако подъем грунтовых вод сказался и здесь. Агрессивные, с большим содержанием фтора грунтовые воды разрушают фундаменты зданий, быстро выводят из строя металлические конструкции.

Поднять на поверхность очень густую нефть Каражанбаса можно только при условии ее предварительного разогревания, после чего она становится жидкой. Обычно это достигается путем закачивания в скважины перегретого водяного пара под высоким давлением. Применять здесь грунтовые воды нельзя. Единственная возможность — использовать опресненную морскую воду. Но оказалось, что строительство специальной дамбы для водозабора в этом районе сопряжено с большими трудностями: штормовые волны «слизывали» еще не укрепленную каменную осыпь. В марте 1982 г. к недостроенной дамбе подошло огромное

¹ Например, весной 1987 г. вследствие нагонов в море попало 12 млн м³ пластовых вод с концентрацией нефтепродуктов 16 мг/л, что в пересчете на нефть превышает 190 т [386].

ледяное поле. В результате торошения льда над дамбой образовалась гряда торосов высотой 7 м. Часть технологического оборудования дамбы была погребена под ледяными обломками. Ледяное поле невозможно было раздробить взрывами, не удалось и отбуксировать его. Только на третий сутки изменившийся по направлению ветер унес льдину в открытое море. И, наконец, в апреле 1987 г. в северо-восточном углу северной части Каспийского моря из-за значительного нагона (зона затопления побережья местами достигала ширины 30 км) под водой оказались четыре нефтепромысла. Была также разрушена недавно построенная защитная дамба на нефтепромысле Каражанбас, причем морская вода через образовавшийся проран проникла в глубь побережья на несколько километров; ущерб при этом, по ориентировочным данным, составил 9,5 млн руб. [88].

О масштабах возможных последствий технических аварий на береговых промыслах Северного Каспия можно судить по такому факту. В 1985 г. долгое время не удавалось потушить всего одну горевшую разведочную скважину на Тенгизском нефтяном месторождении. По мнению Д. Н. Катунина, именно эта авария и послужила причиной беспрецедентного резкого понижения (с 8,35 до 8,05) значения водородного показателя морских вод на акватории Северного Каспия вблизи указанного месторождения.

Таким образом, добыча нефти и работы по ее поиску (интенсивная разведка нефти ведется в пределах сора Мертвый Култук, вдоль восточного и северного — междуречье рек Волга и Урал — побережий Северного Каспия) предельно осложняются постоянными угрозами со стороны моря. Штормовые нагоны, принося большой материальный ущерб нефтяному хозяйству, затрудняют работу транспорта и практически постоянно загрязняют море нефтью и токсичными химическими веществами, используемыми при буровых работах.

Данные нефтеразведки однозначно свидетельствуют о том, что запасов нефти и газа здесь хватит на многие годы. При этом большинство из выявленных на побережье месторождений имеют продолжение и на шельфе. Все это ставит под угрозу существование уникального природного комплекса Северного Каспия. Положение усугубляется тем обстоятельством, что стационарные пункты наблюдений, хотя бы за метеорологической обстановкой, в обширном и исключительно труднодоступном районе на востоке Северного Каспия отсутствуют.

Разработка проектов четырех гидрометеорологических станций второго разряда (на островах Новинский, Зюйдвестовая Шалыга; в поселке Прорва, на нефтепромысле Каламкас) закончена в 1986 г. Их строительство должно было начаться в 1987 г. К сожалению, этот вопрос и по сей день остается открытым [88].

Астраханский газоконденсатный комплекс (АГКК) расположен в 30... 40 км к северу от Астрахани. По проекту на нем предусматривалась утилизация 99,6 % сырья. Однако при высоком содержании серы годовой объем выбрасываемых ядовитых газов

не может не содержать сотни тонн окислов серы, углекислого газа, сероводорода. Так, в 1989 г. выбросы сернистого газа, по данным Госкомстата СССР, в три раза превышали проектные и составили 300 тыс. т. Зарегистрирован также рост регионального фона сернистого газа, его концентрация в атмосфере в 1988 г. увеличилась более чем в 1,5 раза по сравнению с 1987 г. [29]. Вообще с вводом в строй АГКК выбросы сернистых соединений в атмосферу превысили 1 млн т в год. За относительно короткое время (1987—1989 гг.) комплекс уже обеспечил поступление до 4 т серы на 1 км² [432]. При этом в 20 км от АГКК загрязнение соединениями серы придонных слоев водных объектов Волго-Ахтубинской поймы выросло на 34 % (0,187 мг/л), а содержание нефтепродуктов достигло здесь 0,54 мг/л (10 ПДК для водоемов рыбохозяйственного использования), что на 18 % превышает фоновые показатели для Нижней Волги [29].

Исследования, проведенные КаспНИРХом в 1986—1987 гг., показали, что в результате функционирования первой очереди АГКК в водотоках Волго-Ахтубинской поймы (находящихся в 8... 15 км от комплекса) снизилась активная реакция среды до 6,03... 6,18, содержание двуокиси углерода возросло в 8... 10 раз, сульфатов — в 2... 3 раза, повысились также концентрации таких техногенных металлов, как свинец, кадмий, алюминий. Содержание алюминия в водах дельты по сравнению с 1986 г. выросло в 3... 4 раза, здесь зафиксирован и повышенный фон активной ртути, следствием чего стало снижение численности кормовых организмов для рыб.

Результаты наблюдений за мутагенной активностью воды рыбохозяйственных водоемов Астраханской области, которые выполнялись Астрыбвтузом с 1978 по 1987 г., свидетельствуют о ее возрастании более чем на 40 %, что представляет опасность уже не только для рыб и других гидробионтов, но и для человека.

Ядовитые выбросы АГКК в зависимости от направлений ветра могут распространяться как в степные районы, так и в пределы дельты Волги. Сернистые соединения при контакте с водой в атмосфере или водоеме образуют слабый раствор кислоты. Отсюда появление кислотных дождей, увеличение кислотности морских и речных вод. Закисление водоемов сопровождается миграцией металлов из грунта в воду, аккумуляцией их гидробионтами, что в ряде случаев создает экологически опасную ситуацию [29].

Первоочередная задача состоит в совершенствовании технологии добычи и переработки газоконденсата и полном исключении выброса отходов в атмосферу. Одним из решений такой задачи может быть растворение токсичных газов в воде и их последующая закачка в земные пласты. Введенная в эксплуатацию первая очередь комплекса не обеспечена природоохранными мероприятиями в том объеме, в каком они были заложены в проекте. В частности, не завершено строительство полигона закачки промышленных стоков в земные пласты, и загрязненные воды выли-

ваются прямо на землю; немногим больше 50 % капитальных вложений освоено на сооружениях для механической очистки промышленных стоков. В такой ситуации далеко не исключена возможность аварий, которые могут повлечь за собой не только локальную гибель животного и растительного мира, но и привести к необратимым изменениям в экологических системах дельты Волги и всего Северного Каспия.

Нельзя не упомянуть еще об одном комбинате — Астраханском целлюлозно-картонном. Он был сооружен для переработки местного тростника. Тростник давно вывели, и теперь сырьем служит доставляемая за тысячи километров древесина. Тысячи кубометров леса находятся в волжских водах, отравляя их фенолами.

Непродуманное решение сделать Нижнюю Волгу одним из крупнейших районов рисосеяния привело к плачевным результатам. Здесь резко возросли площади орошаемого земледелия, и рис превратился в противника всего живого и прежде всего рыбы. Для размещения посевов риса были отведены нерестилища в дельте Волги, что уменьшило и без того оскудевшие заливные площади. Затем произошло засоление большинства отведенных под рис участков, и теперь эти благодатные земли уже ни на что не пригодны. Но главная опасность состояла в том, что за один вегетационный период с сотен тысяч рисовых чеков несколько раз спускается вода, насыщенная высокотоксичными химикатами, в первую очередь пестицидами. Только на рисовых чеках Астраханской области используется до 600 т различных пестицидов. Все это существенно ухудшает качество речных и морских вод.

Следует сказать, что, по мнению специалистов, условия для выращивания риса в Нижнем Поволжье и особенно в дельте Волги значительно хуже, чем в республиках Средней Азии или в Краснодарском крае.

2.4. Гидробиологические процессы

Для периода зарегулирования материкового стока и периода его естественного режима валовый биогенный сток Волги в верховье дельты (в сравнимые по водности годы) практически одинаков [258]. Так, в 1949—1955 гг., при режиме, близком к естественному, вынос биогенных веществ был таким же, как при зарегулированном стоке в 1956—1975 гг. Отметим, что средняя водность в указанные временные интервалы равнялась соответственно 232 и 225 км³ (разница — всего 3 %). При отмеченной идентичности средних значений биогенного стока второй период характеризуется некоторым уменьшением выноса растворенного кремния (примерно на 18 %) и незначительным увеличением валового фосфора и азота. По сравнению с 1949—1955 гг. имеются также некоторые сдвиги в соотношении форм соединений биогенных веществ. Несколько уменьшился вынос взвешенных органических соединений азота и фосфора (примерно на 25 %) и, нао-

борот, возрос вынос растворенных органических соединений азота и фосфора (примерно на 20... 30 %). Несколько снизился вынос минеральных растворенных соединений фосфора (примерно на 17 %), а вынос минеральных растворенных соединений азота остался без изменений.

Таким образом, налицо качественные изменения биогенного стока в Каспийское море: уменьшение выноса минеральных растворенных и увеличение выноса органических растворенных соединений. Доля минерального растворенного фосфора до зарегулирования стока составляла около 10 % валового, а после зарегулирования — 8 %, доля минерального растворенного азота для периода зарегулирования по-прежнему достигала в среднем 28 % валового, однако с 1960 г. эта цифра снизилась до 25 %. Вынос фосфатов с речным стоком Волги в период половодья 1976—1978 гг. (по сравнению с 1949—1955 гг.) уменьшился на 47 %, аммонийного азота — вдвое, взвешенных веществ — в пять раз [259].

О биогенном стоке Волги периода зарегулирования можно судить по данным за 1978 г. В этом году при стоке воды 280 км³ в дельту поступило 12 тыс. т фосфатов, 155 тыс. т нитратного азота и 169 тыс. т аммонийного азота. В 1977 г., когда объем стока составлял 193 км³, море получило биогенных веществ меньше, чем в предыдущем году (в тыс. т): фосфатов 9,4, нитритов 70,8, нитратов 467,7 [199].

Интенсивное зарастание (до 80... 100 % площади покрытия) надводной и подводной растительностью нижней зоны дельты Волги и устьевого взморья (площадь ее распространения только с 1962 по 1971 гг. увеличилась в два раза) привело здесь к замедлению скоростей течений, усилению фотосинтетической деятельности фитопланктона и макрофитов, накоплению переносимых речным стоком взвешенных и растворенных питательных веществ, связыванию и переводу минеральных растворенных биогенных веществ в органические формы. Такой биофильтр приводит к относительному увеличению (по сравнению с водами в вершине дельты) количества трудноминерализуемых растворенных органических соединений биогенных веществ в материковых водах, что еще более снижает питательную ценность той части вод, которая достигает Северного Каспия. Согласно расчетам [199], в нижней зоне дельты и на устьевом взморье летом потребляется 70 % растворенного минерального фосфора и около 50 % минеральных форм азота.

В волжском стоке потери биогенных элементов от аккумуляции их в водохранилищах и безвозвратного водозабора восполняются поступлением этих элементов с сельскохозяйственными, промышленными и городскими стоками. В результате биогенный сток Волги за 1966—1975 гг. в среднем включал 55 % азота и 35 % фосфора антропогенного происхождения, причем в отдельные годы вариации для азота достигают 38... 66 %, а для фосфора — 10... 46 %. Как природный, так и антропогенный сток

Волги представлен в основном органическими соединениями азота и фосфора. В антропогенной составляющей доля органических соединений фосфора еще более возрастает, а доля азота остается примерно в тех же пределах, что и в природном стоке [258].

В период зарегулирования большая часть биогенного стока Волги (около 40 %) накапливается в нижней зоне дельты и устьевом взморье и, следовательно, в Северный Каспий поступает около 60 % биогенного стока реки, достигающего верховьев дельты Волги. Как уже указывалось, аккумуляция биогенных веществ (в условиях усиливающегося зарастания дельты и изолирующей роли бара) обусловлена снижением скорости течений, а также биологическим связыванием растворенных минеральных форм азота и фосфора при фотосинтезе фитопланктона и особенно макрофитов. Все это способствует переходу указанных растворенных форм в осадки [258].

Последние данные о динамике стока биогенных веществ [178] говорят о следующем. Пик эвтрофикации волжской воды пришелся на 1970-е годы. За десятилетний период (с 1970-х до начала 1980-х годов) концентрация и годовой сток биогенных и органических веществ в среднем увеличились в два раза: органических веществ с 3,4 до 6,3 млн т, минерального азота — с 90 до 150 тыс. т, минерального фосфора — с 2,8 до 6,6 тыс. т, азота валового — с 370 до 480 тыс. т, фосфора валового — с 27 до 50 тыс. т. В 1980-е годы произошло некоторое снижение темпов эвтрофикации, уровень стока гидрохимических компонентов относительно стабилизировался. За 1984—1988 гг. ежегодный сток в среднем составлял: органических веществ — 6,2 млн т, азота минерального — 7,9 тыс. т, фосфора валового — 43 тыс. т. Обращает на себя внимание следующая особенность гидрохимического режима вод Нижней Волги, а именно снижение концентраций и стока кремния (за 1970-е годы он снизился с 534 до 349 тыс. т, затем немного возрос и для 1984—1988 гг. в среднем достиг 423 тыс. т в год), причем динамика этого процесса находится в противофазе с изменениями биогенных веществ и органики.

Расчет баланса биогенных веществ Каспийского моря для периода зарегулирования стока (1956—1975 гг.) [256] показывает, что основная их часть связана с материковым стоком: около 70 % азота, 90 % фосфора, 95 % кремния; за счет субмаринной разгрузки поступает около 15 % азота, 10 % — фосфора, 5 % — кремния; примерно 15 % азота приходит из атмосферы. Среднегодовое суммарное поступление в море составляет (тыс. т): общего фосфора — 40,7, общего азота — 607 (в том числе 20 % минерального растворенного фосфора, 50 % — азота), растворенного кремния — 730. При этом межгодовая изменчивость имеет следующие пределы (тыс. т): общий фосфор — 26,3... 55,1; общий азот — 389... 904; кремний — 400... 1230. Отложение в грунты может достигать в год примерно 40 тыс. т фосфора, 590 тыс. т азота, 730 тыс. т кремния; рыбный промысел приводит к потерям около 4 % фосфора и 2 % азота.

По данным КаспНИРХ [199], содержание минеральных форм азота и фосфора в Северном Каспии за 1970—1976 гг. снизилось соответственно на 24 и 21 % по сравнению с периодом естественного стока Волги. На самой мелководной части Северного Каспия ощущался недостаток прежде всего минерального растворенного фосфора (фосфатов). Их содержание в предпаводковый период, паводок и летнюю межень редко превышало 0,2 мг-ат/м³. Эта ситуация оказалась особенно характерной для маловодного периода 1975—1977 гг. Суммарное содержание минерального растворенного азота (аммонийного и нитритного, даже без учета нитратного) в среднем превышало 2 мг-ат/м³, а нередко и 5 мг-ат/м³. В дельте Волги обеспеченность фитопланктона минеральными растворенными соединениями азота и фосфора была лучше [258].

По материалам Д. Н. Катунина, в Северном Каспии в период половодья 1971 г. произошло существенное увеличение содержания органических соединений азота и фосфора, а годовое поступление валового фосфора и азота в 1971—1983 гг. по сравнению с 1949—1955 гг. составило соответственно 132 и 207 %. Отношение $N_{орг}/N_{мин}$ увеличилось в два раза, а $P_{орг}/P_{мин}$ — более чем в два раза.

В первые годы формирования Куйбышевского водохранилища в Северном Каспии резко увеличилось содержание органического фосфора; максимум наступил в 1958 г. Затем уровень его запасов столь же резко упал, но в 1975—1976 гг. содержание органического фосфора в указанной акватории снова существенно увеличилось, поскольку возросло его поступление из авандельты и дельты Волги в условиях резкого снижения уровня моря. В начале 1980-х годов минерализация органических форм фосфора была затруднена, поскольку в Северном Каспии органический фосфор в основном находился в составе трудноминерализуемых соединений. В водах Северного Каспия отношения $P_{мин}/P_{орг}$ и $N_{мин}/N_{орг}$ в условиях зарегулирования стока Волги уменьшились соответственно от 1:15 до 1:18 и от 1:13 до 1:15,6. В 1950-е годы доля минеральных форм азота составляла около 8 % по отношению к валовому азоту, в дальнейшем она уменьшилась примерно до 6 %.

При естественном режиме волжского стока соотношение N/P для минеральных форм равнялось 30:1, для валового содержания — 33:1. При нарушенном режиме эти соотношения составляют соответственно 25:1... 29,5:1 и 41:1, т. е. наблюдается сдвиг в сторону уменьшения содержания минеральных форм азота. Например, на мелководье западной половины Северного Каспия соотношение N/P в естественных условиях достигало 47:1, в 1970—1976 гг. — 38:1, а в 1961—1969 гг. — всего 18:1. Снижение содержания минеральных форм азота и фосфора привело к уменьшению первичной продукции органического вещества в среднем на 50 % [256].

Ухудшение условий продуцирования органики фитопланктоном после зарегулирования стока (меньшее потребление кремния диатомовыми водорослями) вызвало увеличение содержания кремния в водах Северного Каспия [199].

Обострившееся к 1980-м годам разделение волжского стока на две основные струи (западную и восточную) усилило в Северном Каспии пространственную неоднородность в распределении гидрохимических параметров. Поступившие в море биогенные вещества в многоводные годы насыщали в основном приглубый район западной части рассматриваемой акватории. Для маловодных лет было характерно потребление основного количества биогенных веществ в отмелом предустьевом участке моря. В такие же годы может иметь место обогащение (от 5... 10 до 25 мкг/л) Северного Каспия минеральным фосфором вместе с поступающими сюда водами Среднего Каспия.

В условиях зарегулированного стока Волги и понижения уровня моря экосистема Северного Каспия очень чутко реагировала на колебания в поступлении биогенных веществ вообще и в особенности минерального фосфора речного происхождения. Все это незамедлительно изменяло здесь условия формирования биологической продуктивности [199].

Уже отмечалось, что в последнее время (с начала 1980-х годов) наблюдается увеличение притока в Каспийское море биогенных веществ, а также органического и взвешенного вещества¹. При этом поступление органики почти в два раза превышает ее вынос с материковым стоком в 1950-е годы (до зарегулирования волжского стока). В результате происходит усиление воздействия экосистем водохранилищ Волжско-Камского каскада на экосистему Каспийского моря. Если поступление биогенных элементов за последние годы в определенной степени стабилизировалось, то возросший сток органических и взвешенных веществ не может не оказывать непосредственного влияния на продукционные процессы в Северном и Среднем Каспии.

Изменения в распределении биогенных элементов (минерального фосфора — рис. 20, связанного азота — рис. 21) в Среднем и Южном Каспии за последние полвека связываются в основном с обусловленным понижением уровня моря усилением в его северной части процессов конвективного перемешивания, в результате чего происходит более интенсивная аэрация глубоководных районов Каспийского моря [72]. По сравнению с 1934 г. (см. рис. 20) в 1983 г. распределение фосфатов более равномерно, но

¹ Например, по данным Д. Н. Катунина, в мелководной зоне Северного Каспия (с глубинами до 3... 4 м) концентрации как нитритов, так и нитратов в среднемноголетнем аспекте достигли очень высоких значений (до 120 мкг/л), которые раньше никогда не отмечались. В западной части указанной зоны в 1987 г. содержание фосфатов достигло тех же значений, что фиксировались здесь в 1935—1955 гг. Можно говорить сейчас о том, что воды Нижней Волги и прибрежной полосы Северного Каспия имеют практически одни и те же концентрации азота и фосфора.

в целом сохранилась закономерность увеличения концентрации с глубиной. Относительное уменьшение содержания фосфатов в глубинных водах в большей степени затронуло Средний Каспий, чем Южный. Максимум содержания нитратов (см. рис. 21) в 1934 г. отчетливо прослеживался на глубинах от 200 до 400 м.

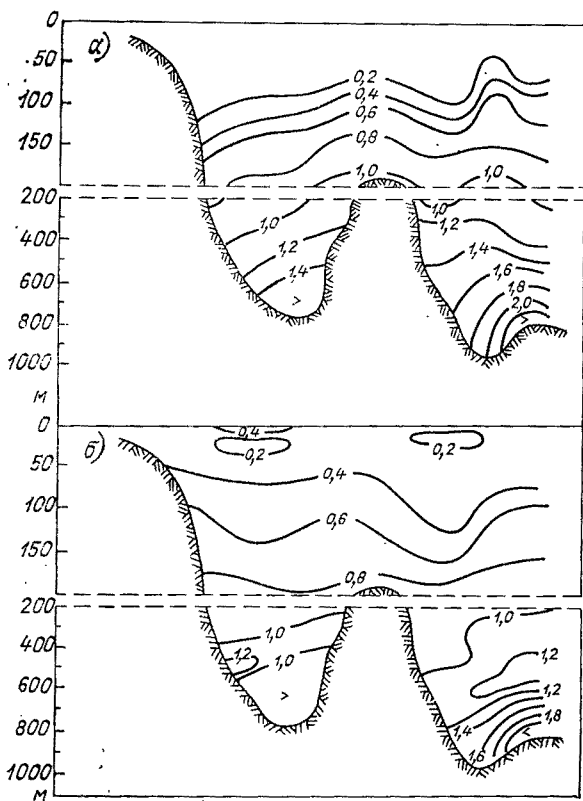


Рис. 20. Концентрация фосфатов (цифры на изолиниях — мкг-ат/л) на меридиональном разрезе через Средний и Южный Каспий в 1934 г. (а) и в 1983 г. (б) [72].

От этого промежуточного слоя в направлении к поверхности и ко дну происходило довольно резкое снижение значения рассматриваемой характеристики. В 1983 г. отмечались лишь следы слоя максимального содержания нитратов; вертикальные градиенты в их распределении существенно уменьшились.

Издавна в Каспийском море было принято при изучении вертикального распределения биогенных веществ выделять две зоны [83]: зону, обедненную биогенными веществами (0... 100 м) и зону аккумуляции этих веществ. Первая из них делится на под-

зоны: фотосинтеза (0... 25 м) и нитритную (50... 100 м), вторая — на нитратную (200... 400 м) и восстановительную (600... 800 м). Наблюдения 1983 г. [72] показали, что подзона фотосинтеза сохранилась (см. табл. 12), насыщение ее вод растворенным кислородом еще более возросло; нитритная подзона несколько сместилась к поверхности, частично захватив при этом подзону

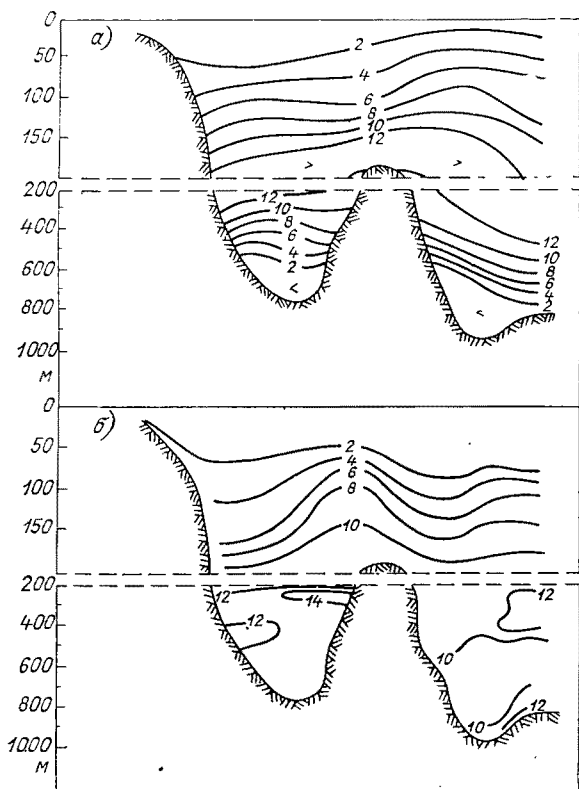


Рис. 21. Концентрация нитратов (мкг-ат/л) в 1934 г. (а) и в 1983 г. (б) [72].

фотосинтеза. Зона аккумуляции претерпела более значительные изменения: исчезла восстановительная подзона, а нитратная подзона распространилась на больший интервал глубин, практически до дна. Как видим, основные изменения гидрохимической структуры Каспия за последние 50 лет пришлось на его глубоководные части. Можно предполагать, что более активная поверхностная зона скорее приспосабливается к новым условиям, которые, вероятно, не очень сильно изменились за последние 50 лет [72].

Более равномерное распределение фосфатов в толще вод моря связано, по-видимому, с усилением процессов обмена, что,

в свою очередь, способствует более полной минерализации органических соединений фосфора. Если ранее дефицит или отсутствие растворенного кислорода в глубинных или придонных слоях (см. рис. 18, 19) создавали препятствия для минерализации органического вещества, то теперь она происходит более полно. В начале 1980-х годов концентрация растворенного кислорода даже в придонных слоях глубоководной впадины Южного Каспия не опускается ниже 2,5 мл/л, в то время как в 1934 г. кислорода здесь вообще не было, а присутствовал сероводород (см. рис. 18, 19).

В случае связанного азота это означает, что уже ничто не ограничивает процессы нитрификации и преобразование азотистых соединений осуществляется окислительным путем до конечных устойчивых продуктов — питратов.

Возможные изменения в экосистеме Каспийского моря под влиянием антропогенных факторов (уменьшение стока пресных вод и нарушение его режима), по-видимому, впервые были рассмотрены в монографии А. А. Шорыгина [426]. Он полагал, что определяющее значение в формировании первичной продукции имеет поступление биогенных веществ со стоком рек (в Северном Каспии) и из нижележащих горизонтов моря (в Среднем и Южном Каспии). На этом основании высказывалось предположение о том, что за все время падения уровня кормность в Среднем и Южном Каспии будет постоянно возрастать вследствие интенсификации процессов вертикального обмена. Это скажется и на увеличении кормности в Северном Каспии. Со стабилизацией уровня на новой отметке постепенно станет ощутимым уменьшение поступления биогенных веществ с пресным стоком. Естественно, что последнее обнаружится в первую очередь в Северном Каспии, где первичная продукция должна существенно понизиться. В Среднем и Южном Каспии это понижение не будет таким резким, поскольку здесь невелика роль биогенов, поступающих со стоком рек, в пополнении их запасов в зоне фотосинтеза. В целом предполагалось, что кормовая база (количество планктона и бентоса) будет находиться в прямой зависимости от изменений первичной продукции и должна стабилизироваться на более низкой отметке уровня моря.

Исследование связи количественного развития видов и групп бентоса с изменениями наиболее важных и точно учитываемых элементов гидрологического режима показало [96], что биомасса организмов солоноватоводного комплекса уменьшается при сокращении волжского стока и повышении солености Северного Каспия. Кроме того, было обнаружено, что вследствие ухудшения газового режима при больших паводках сильно страдает прилегающий к дельтам рек комплекс прибрежных и слабосоленатоводных форм и, наконец, что биомасса организмов морского комплекса находится в прямой зависимости от солености на востоке Северного Каспия и повышается на западе этой акватории при падении уровня моря.

А. Ф. Карпевич [192] считала, что падение уровня моря приведет к сокращению количества планктона и бентоса пропорционально уменьшению площади моря. Прогнозируемое осолонение Северного Каспия скажется в основном на кормовой базе молодой рыб. По мере понижения уровня моря может произойти постепенная потеря нагульной площади для рыб в восточной части Северного Каспия (из-за ее изолированности), тогда как условия обитания и откорма осетровых, сельдей и кефалей в Среднем и Южном Каспии существенно не ухудшатся.

Связанное с падением уровня моря обособление восточной половины Северного Каспия от западной и интенсивное осолонение восточной приведет к расцвету солонолюбивой средиземноморской фауны, уменьшению биомассы автохтонных солоноватоводных каспийских моллюсков, ракообразных, резкому ухудшению условий существования рыб семейства карповых [59]. При этом в западной половине Северного Каспия может сократиться зона трансформации морских и пресных вод (фронтальная зона) — места обитания ценных в кормовом отношении форм, пастбищ молодой воблы и леща, в условиях же откорма осетровых существенных изменений не произойдет. Для Среднего и Южного Каспия усиление вертикального обмена (в период падения уровня моря) скажется на увеличении количества планктона, вызовет улучшение условий откорма планктоноядных рыб, которые нерестятся в море (килька, пузанок).

Была выявлена устойчивая связь между выносом Волгой фосфатов при весеннем половодье и первичной продукцией в западной (более глубокой) зоне Северного Каспия [93], а также количественно подтверждены зависимости: обратная между соленостью Северного Каспия и биомассой солоноватоводных моллюсков и прямая между соленостью воды и организмами морского комплекса [431]. Удалось определить [379] наиболее значимые (для годовой и многолетней изменчивости первичной продукции, биомассы фито- и зоопланктона, зообентоса) факторы: сток Волги в половодье, продолжительность зимы, соленость и биогенный сток Волги в половодье.

Следует подчеркнуть, что разделяемая многими исследователями точка зрения об определяющем вкладе объема и режима стока Волги в половодье в формирование биологической продуктивности Северного Каспия находит все большее подтверждение [198].

Обобщение данных гидробиологических наблюдений за период зарегулирования стока Волги [431] показало в целом достоверность приведенных выше прогнозов изменения биологической продуктивности и еще раз подчеркнуло, что продуктивность в решающей степени определяется речным стоком.

Ведущие факторы, формирующие биологическую продуктивность в Северном Каспии, — это солевой и трофический режимы, которые изменяются в зависимости от объема и внутригодового распределения стока.

В глубоководных частях моря — Среднем и Южном Каспии — не найдено существенных и закономерных изменений в показателях биологической продуктивности под воздействием антропогенного нарушения стока рек, поскольку здесь этот процесс не зависит непосредственно от аллохтонного притока воды и веществ.

Вспомним, что после значительного понижения уровня Каспийского моря в маловодье 1933—1940 гг. (около 2 м) и последующего его снижения еще на 0,5 м (1949—1955 гг.) уровень относительно стабилизировался и испытывал до середины 1970-х годов колебания вокруг отметки —28,5 м абс. В этих условиях изменения гидролого-гидрохимического режима Каспия привели к более низкому, чем в 1930-х гг., уровню биопродуктивности. Этот уровень, однако, обеспечивал кормовую базу для значительных стад ценных проходных и полупроходных рыб, численность и запасы которых не определяли условия нагула в море [430].

Связанная с антропогенным воздействием трансформация и аккумуляция биогенных элементов речных вод в дельте и устьевом взморье привели к низкому уровню продукции первичного органического вещества в Северном Каспии. По данным КаспНИРХ, первичная продукция планктона здесь в июне 1976—1978 гг. была в два раза меньше (3,5 млн т), чем в это же время за период 1970—1972 гг. (7,3 млн т), и примерно втрое меньше, чем среднее значение (9,9 млн т) за период между 1947 и 1953 годами, когда имел место естественный режим стока. По сравнению с многолетними данными [198] отмечается слабое развитие летнего фитопланктона: его средняя биомасса в августе 1976 г. была в 2... 3 раза меньше, чем в 1964—1973 гг., причем в массе фитопланктона (вместо типичных для Северного Каспия синезеленых водорослей) преобладала ризосоления — морской вид. В целом фитопланктон Северного Каспия характеризовался преобладанием непригодных для планктонных и донных фильтраторов нитчатых зеленых, которые выносились из дельты Волги и устьевого взморья, и диатомовых, поступающих из Среднего Каспия. На востоке Северного Каспия численность планктонных водорослей оказывается на порядок меньше, чем на западе этой части моря. Относительная изоляция восточной части Северного Каспия от влияния речного стока проявляется в менее интенсивном развитии не только фито-, но и зоопланктона.

По данным [198], высокая биомасса зоопланктона всего Северного Каспия создавалась в 1948—1958 гг., когда уровень моря понижался от —27,8 до —28,4 м абс., сток Волги в половодье превышал 120 км³, со стоком поступало около 1,7 тыс. т фосфатов, средняя соленость составляла менее 8‰. В 1960—1969 гг. эта биомасса повсеместно уменьшилась. Для данного временного интервала характерны стабилизация уровня моря на отметке около —28,5 м абс. при объеме половодья около 110 км³, а также уменьшение вдвое выноса фосфатов и повышение средней солености до 8,5‰ и более. Резкое различие в продуктивности планктона в западной и восточной частях Северного Каспия было отме-

чено при снижении уровня моря в 1972—1977 гг., причем на западе наблюдалась повышенная биомасса, а на востоке она по-прежнему оставалась на низком уровне. Известно [39], что при низких объемах стока (менее 85 км³) уменьшаются расходы в верхние дельты и обычно происходит относительное увеличение стока в ее западных рукавах.

В последнюю из рассмотренных стадий падения уровня моря произошло обмеление пространства между островами Джамбай и Морской, а также появились ограничения в водообмене между западной и восточной частями Северного Каспия. Это привело к повышению (по сравнению с 1950-ми годами) биомассы планктона в западной части, особенно группы пресноводных форм. Увеличению биопродуктивности западной части Северного Каспия, по всей вероятности, способствовал также снос детрита с обсыхающих участков аванделты Волги, зарастание которой макрофитами в это время происходило очень интенсивно [198]. Одной из основных причин уменьшения продуктивности Северного Каспия следует считать загрязнение вод [222].

Уже неоднократно отмечалось, что понижение уровня Каспия ведет к усилению процессов обмена в толще его вод [2, 197, 308]. Согласно материалам начала 1960-х годов [198], интенсификация вертикального обмена вод способствовала высокому уровню развития вселенца ризосолени и одновременному уменьшению количества водорослей-аборигенов (из диатомовых и пирофитовых). Происходящее при этом перераспределение концентраций биогенных веществ по вертикали привело в начале 1970-х гг. к снижению общего количества фитопланктона в Среднем и Южном Каспии, но одновременно отмечалось некоторое усиление развития зоопланктона в Среднем Каспии и в западной половине северной части моря. В Южном Каспии биомасса планктона понижалась от 1950-х к 1970-м годам вследствие относительного уменьшения биогенных веществ в водах, подстилающих поверхностные слои. За тот же период в пелагиали всего моря также произошло уменьшение биомассы зоо- и фитопланктона, главным образом в Южном Каспии и в восточной половине Северного Каспия.

Следует подчеркнуть, что повышение солености вод Каспийского моря, характерное для периода падения его уровня, способствует процветанию вселенцев средиземноморского комплекса, которые замещают представителей коренного каспийского бентоса. Аналогично динамике биомассы планктона за многие годы биомасса бентоса (табл. 14) уменьшается от 1950-х к 1970-м годам, хотя в отношении «кормовой» фракции бентоса наблюдается противоположная картина. Это — результат как планомерной акклиматизации ценных видов донных беспозвоночных, так и повсеместного уменьшения (с середины 1960-х годов) биомассы стихийного вселенца митилястера. В Северном Каспии с начала периода понижения уровня к 1970-м годам снижается число донных организмов автохтонного каспийского комплекса, растет биомасса группы средиземноморских видов. Эта ситуация стала осо-

Таблица 14

Биомасса (числитель — тыс. т, знаменатель — %) донных беспозвоночных разных экологических групп в Северном Каспии (июнь) [198]

Экологическая группа	Рыбы, использующие донные организмы разных экологических групп	Годы					
		1935	1957—1962	1963—1973	1974	1976	1979
Прибрежные и слабосоленатоводные автохтонные	Молодь всех донных рыб	400	538	457	471	259	691
		9	9	12	10	6	12
Солоноватоводные автохтонные	Вобла, лещ, осетр	2354	1631	830	1138	641	1174
		54	27	21	30	14	20
Соленололюбивые автохтонные	Пуголовки, бычки	1458	444	809	1292	792	1034
		34	8	21	28	17	18
Эвригалинные средиземноморские	Осетр, севрюга, бычки	140	3295	1818	1429	2830	2922
		3	56	46	32	63	50
В том числе акклиматизанты	То же	—	1290	1000	1087	1829	1170
		—	22	25	24	40	20
Весь бентос	Вобла, лещ, осетр, севрюга, бычки	4352	5908	3914	4530	4522	5821
		100	100	100	100	100	100
Уровень моря, м		-26,5	-28,3	-28,4	-28,6	-29,0	-28,6
Соленость, ‰		8,8	7,7	8,4	7,9	10,2	8,2
Сток Волги в апреле—июне, км ³		103	117	101	125	64	146

бенно очевидной в 1976 г., когда понижение уровня и осолонение вод Северного Каспия привело почти к двойному уменьшению кормовых организмов для молоди осетровых и других бентофагов. В то же время обеспеченность пищей взрослых осетровых была высокой, однако усилилась конкуренция между карповыми и молодь осетровых. Подобные изменения в обеспеченности пищей молоди осетровых и карповых рыб имеют пока обратимый характер, о чем свидетельствуют данные (см. табл. 14) для многоводных лет — 1974 и 1979 гг. — и маловодного 1976 г. [198].

В середине 1970-х годов по сравнению с предшествующим периодом наблюдений не обнаружено существенных изменений в видовом составе населения Каспийского моря [198].

Таким образом, проявившиеся к середине 1970-х годов изменения в гидрофизическом и гидрохимическом режимах Каспия

(снижение уровня, повсеместное осолонение вод, уменьшение притока биогенных веществ при усилении процессов обмена в толще вод), привели к снижению биологической продуктивности на всех уровнях и ухудшению обеспеченности пищей рыб, особенно в северной части моря. Такие отклонения в процессах биологического продуцирования пока не носят необратимого характера [198].

В известном смысле справедливость последнего вывода подтверждает новая ситуация, сложившаяся на Каспии в 1980-е годы, когда процессы биопродуцирования развивались в условиях повышенной водности Волги, резкого подъема среднего уровня моря, возрастающего антропогенного воздействия (увеличение поступления азота и фосфора с водосбора рек, усиление регулирующей роли водохранилищ Волго-Камского каскада на речной сток, нарастающие объемы безвозвратного изъятия речных вод, рост уровня загрязнения в речных бассейнах и в море и др.). В таком сложном взаимодействии природных и антропогенных факторов одна их часть способствует усилению продукционных процессов, а другая, наоборот, их ослабляет.

В северо-каспийской трофической системе сейчас действуют благоприятные гидрофизические факторы, связанные с повышенной водностью Волги, подъемом уровня моря и стабилизацией режима солености¹. В то же время в мелководной зоне Северного Каспия (а летом, возможно, и на всей его акватории) отчетливо прослеживаются процессы эвтрофирования [205].

До самого последнего времени считалось, что основу трофической системы Северного Каспия составляет автохтонное органическое вещество, на долю же аллохтонной органики относилось не более 15 % [94]. Сейчас поступление органического вещества с волжской водой возросло более чем вдвое: с 3,6 до 8,5 млн т в год [204]. К тому же в более ранних исследованиях не учитывался важнейший источник поступления органического вещества в Каспий — плоскостной сток из устьевой области Волги. Расчеты показывают, что общее количество органического вещества аллохтонного происхождения, приносимого в Северный Каспий из волжской устьевой области, достигает примерно 20 млн т в год. Это значение сопоставимо с имеющимися оценками первичной продукции фитопланктона в Северном Каспии — 23 млн т в год; сейчас соотношение органического вещества аллохтонного генезиса и автотрофного происхождения составляет здесь 40 : 60 [204].

Богатая кормовая база Северного Каспия (зоопланктон, бентос) — результат роста поступления в море органических и взве-

¹ В Северном Каспии, по данным А. Г. Ардабьевой, в последние годы снизилось содержание водоросли ризосолени. Наиболее вероятным абиотическим фактором, определяющим ее поведение, является соленость. Наблюдающееся распространение вод Северного Каспия, скорее всего, оказалось экологически неблагоприятным для чисто морской формы фитопланктона, к которой относится ризосолениа.

шенных веществ как с водосбора Волги, так и из ее устьевой области. По мнению Д. Н. Катунина, с большой степенью достоверности можно считать, что не имеющее в прошлом аналогов увеличение биомассы зоопланктона и бентоса в последние годы связано с улучшением обеспеченности их пищей, в частности детритом, потребление которого (несмотря на его загрязненность) пока еще не сказывается на первом трофическом уровне.

Почти по всей акватории Северного Каспия современный уровень первичного продуцирования органического вещества выше, чем в 1970-е годы, особенно в местах с постоянной адвекцией речных вод. Однако в ряде районов имеет место стабилизация достигнутого уровня фотосинтеза или даже его снижение (Уральская бороздина, зона восточных мелководий, юго-западная часть Северного Каспия). Вероятная причина этого — воздействие нефтяного загрязнения и усиление подтока малопродуктивных вод Среднего Каспия [204]. При этом меняется характер сезонного хода процессов фотосинтеза: ранее максимум продукции приходился на период прохождения волны половодья, теперь продукция остается высокой и в конце лета.

Структура планктонных сообществ и видовое разнообразие за последнюю четверть века не претерпели существенных изменений. Вместе с тем по всей акватории Северного Каспия сейчас отмечается, во-первых, уменьшение размеров клеток водорослей и, во-вторых, увеличение их численности. Это можно расценивать как приспособительную реакцию фитопланктона на избыток биогенных веществ в водоеме — увеличение численности и общей поверхности клеток способствует большей утилизации питательных веществ [204].

Трофическая система Среднего и Южного Каспия в 1980-х годах формировалась в условиях возросшего поступления аллохтонного органического вещества, которое сработало как удобрение. Это вызвало усиленную эвтрофикацию вод Среднего Каспия, интенсифицировало процессы фотосинтеза. Лимитирующими элементами выступают здесь фосфор и кремниевая кислота; кроме того, увеличены концентрации соединений азота (особенно нитритного азота — от следовых количеств до 3,5... 6,0 мкг/л). В толще вод глубоководных частей Каспийского моря происходит постоянная минерализация больших количеств органического вещества антропогенного происхождения [205].

Каспийское море на сегодня еще сохраняет свое рыбохозяйственное значение. Это единственный в мире водоем, где представлены уникальные виды осетровых (90 % мирового запаса). В сравнительно недалеком прошлом здесь вылавливалось в год более 600 тыс. т ценнейших промысловых рыб.

В 1970-е годы общие уловы рыбы (кроме осетровых) достигали в Каспии 450... 500 тыс. т, т. е. в добыче сохранялся уровень начала 1930-х гг., но при существенно изменившемся составе уловов. Например, уловы ценных рыб в 1913 г. достигали 93 % общего улова, из состава которого на долю полупроходных (вобла,

лещ, судак, сазан и др.) рыб приходилось 335 тыс. т (из них вобла 200 тыс. т), на долю проходных (сельдь) — 240 тыс. т. В 1930-х годах ценные рыбы в суммарных уловах составляли уже 85 %, а в 1970-х — всего 20 %. За 30-летний период произошло сокращение вылова: судака в 24 раза, сельди в 16, воблы в 8, леща в 4,5 [277]. Их место заняли малоценные пелагические кильки, годовые уловы которых в последние два-три десятилетия достигают 350... 400 тыс. т — 80 % общего улова.

Таблица 15

Улов рыбы в Каспийском море (тыс. ц) [201]

Вид	1976 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.
Лосось	0,01	0,15	0,21	0,2	0,2	0,2
Осетровые	261,8	272,6	234,6	245,3	250,0	250,4
Сельди	18,8	16,6	12,2	9,7	11,7	7,8
Вобла	200,3	139,1	87,7	57,3	58,0	36,6
Крупный частик	452,0	346,8	275,8	238,9	230,0	255,7
Мелкий частик	117,2	140,8	145,6	213,5	231,6	196,4
Кефаль	5,4	3,4	2,8	1,6	1,8	3,0
Кильки	3179,4	3108,0	3154,0	3198,8	3047,7	3171,9
Итого	4234,91	4027,45	3912,91	3965,3	3831,0	3911,0

Все это явилось результатом изменений в состоянии экосистемы Каспия под влиянием преимущественно антропогенных факторов, которые оказали неблагоприятное воздействие на условия воспроизводства традиционных объектов промысла (осетровые, лещ, вобла, судак и др.), вызвали неблагоприятные нарушения структуры уловов и снижение общего вылова рыбы.

В уловах конца 1970-х годов (табл. 15) основная часть падает на пелагических рыб, в основном кильку — главную потребительницу зоопланктона. Уловы рыб, обитающих у дна (кроме осетровых) и питающихся рыбой, остались на прежнем уровне или увеличились незначительно. Уловы осетровых устойчиво держались на уровне около 250 тыс. ц.

Увеличение стока Волги и повышение уровня моря в последние годы несколько улучшили экологическую ситуацию на Каспии, что способствовало формированию поколений полупроходных рыб и вызвало рост их численности. Промысловый запас воблы с 35 тыс. т в 1986 г. поднялся до 65 тыс. т в 1989 г., леща — соответственно с 30 до 54 тыс. т, общий вылов составлял в 1989 г. 330... 380 тыс. т [277]. По данным Д. Н. Катунина, к началу 1990-х годов выловы судака возросли в 31 раз (по сравнению с концом 1970-х гг.), а у короткоциклических рыб за период, начиная с 1979 г., поколение достигло уровня 1960-х годов.

Численность и объемы уловов каспийских осетровых претерпевали в текущем столетии резкие колебания. Сегодня они состав-

ляют немногим более половины тех, что наблюдались в первые полтора десятилетия XX в. Если раньше основной причиной таких колебаний был нерациональный, хищнический лов, то начиная с 1950-х годов здесь на передний план вышли гидростроительство на основных нерестовых реках, загрязнение вод рек и моря, а также безвозвратное изъятие речного стока на орошение. Перечисленные антропогенные факторы подорвали основы естественного воспроизводства (белуга лишилась 100 % нерестилищ¹, русский осетр — 80 %, севрюга — 60 %), резко ухудшились условия обитания и нагула осетровых (сокращение площадей мелководий, повышение солености, обеднение кормовой базы, токсикологическое воздействие различных загрязняющих веществ). Уже несколько десятилетий каспийские осетровые живут в состоянии постоянного антропогенного и экологического стресса, понижающего физиологический и биохимический статус, снижающего эффективность нагула в морской период жизни и размножения в речной период. Непрерывно обостряющаяся экологическая и токсикологическая обстановка в бассейне рек моря и на его акватории — одна из основных причин появления различных заболеваний, снижения численности и промысловых запасов каспийских осетровых², а также ухудшения качества продукции, получаемой из осетровых, — икры и балыка.

Запасы осетра и севрюги в настоящее время находятся в неудовлетворительном состоянии и имеют устойчивую тенденцию к сокращению. Численность нерестовой части популяции осетра упала с 40 (1974 г.) до 15 тыс. т (1987 г.), севрюги соответственно с 16 до 12 тыс. т. Прирост численности осетра и севрюги в Волге составлял в среднем 12,4 тыс. т (в 1959—1963 гг.), к 1986 г. он сократился до 7,4 тыс., в том числе осетра более чем в два раза: с 9,4 до 4,3 тыс. т [219]. Такое снижение прироста — опять же результат резкого сокращения масштабов естественного воспроизводства популяций осетровых в реках бассейна, главным образом в Волге. Здесь также сыграло роль вступление в промысел низкоурожайных поколений маловодных лет (1973, 1975—1977 гг.).

В Урало-Каспийском и Куринско-Каспийском регионах сложилась также неблагоприятная ситуация [429]. Безвозвратное потребление воды в р. Урал достигло 50... 60 % суммарного стока, и 90 % скатывающихся личинок и молоди осетровых гибнет, не доходя до моря. Промысел осетровых организован так, что до нерестилищ удается дойти только 20 % производителей, причем

¹ Небольшие участки нерестовых площадей осетровых сохранились в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла. Однако резкие суточные и недельные колебания уровня воды в реке (из-за работы гидроузла) приводят к массовой гибели отложенной здесь икры. Производители осетра и белуги, зимующие под плотной, имеют нарушения физиологических показателей организма. В частности, у 30 % самок осетра наблюдается начальная или полная резорбция ооцитов [219].

² За последние 25 лет доля осетровых снизилась с 70,6 % (1962 г.) до 46,9 % (1987 г.), а севрюги возросла соответственно с 29,1 до 41,7 % [219].

не исключается заход или одних самок (до 70 % состава нерестового стада) или одних самцов. Общие уловы за 10 лет здесь снизились в 5 раз. На р. Урал имеется более 1000 водозаборов, где гибнет молодь всех видов рыб, включая осетровых. Их естественное воспроизводство снизилось до критической отметки, уловы белуги упали катастрофически. В р. Урал стали заходить неполовозрелые особи, что связано с оскудевшей из-за загрязнения вод кормовой базой в восточной части Северного Каспия.

В р. Кура уровень воды снизился настолько, что ход осетровых в ней затруднен. К тому же в морской и речной воде интенсивно идут процессы загрязнения. Основной сток направляется непосредственно в море не по руслу р. Кура, а через многочисленные пригационные каналы, через которые и проходят промысловые рыбы, в том числе осетровые. До сих пор здесь отсутствуют четкие правила, регулирующие промысел рыбы.

Реализация высокого продукционного потенциала Каспийского моря сдерживается главным образом неблагоприятными условиями обводнения нерестилищ и, следовательно, неудовлетворительными экологическими условиями размножения рыб, особенно осетровых. Налицо противоречие между продукционными возможностями такого пагульного водоема, как Северный Каспий, и условиями размножения в дельте. Так, если уловы рыб — воблы, леща, судака, сазана, мелкого частика — на единицу площади (по данным Д. Н. Катунина) составляли в 1940-е—1950-е годы 21... 28 ц/км², а в 1960-е годы — 11 ц/км², то в настоящее время они достигают около 5 ц/км² и во всяком случае не превышают 6 ц/км² (в 1978—1980 гг. — 4,2; в 1985 г. — 3,1 ц/км²).

Высказывается предположение [205], что на ближайшую перспективу для полупроходных и туводных рыб сохранится современный уровень воспроизводства с возможным ухудшением физиолого-биохимических показателей и накоплением в рыбах отдельных видов токсических веществ. Промышленное разведение осетра и севрюги (действуют 27 рыбоводных предприятий) пока не в состоянии компенсировать утрату естественных нерестилищ.

В Каспийском море обитает один вид морских млекопитающих — каспийский тюлень. В прошлом стадо тюленей насчитывало более 1 млн. голов, а в последние годы — 500... 600 тыс., из которых примерно 100 тыс. самок, участвующих в воспроизводстве. В 1867—1915 гг. в среднем за год добывалось 115 тыс. голов, в 1935—1940 гг. — 160 тыс., а в 1941—1950 гг. — только 45... 60 тыс. После принятия ограничения выбоя тюленей на островных лежбищах, а также на плаву их добыча продолжала оставаться на низком уровне и только в отдельные годы превышала 75 тыс. голов¹. Поэтому в 1967 г. был введен запрет на промысел взрослого тюленя, а в 1970 г. — лимит (не более 40 тыс. особей) на добычу приплода — белька и сиваря, что способство-

¹ Считается, что падение уровня Каспийского моря не внесло изменений в условия размножения и дислокацию детных залежей [201].

вало увеличению численности стада тюленей до 500... 600 тыс. голов. В настоящее время добыча тюленя составляет 50 тыс. голов в год [201].

Существенные от года к году колебания объема речных вод, поступающих в Каспийское море, вызывают значительные изменения природных условий устьевых областей рек и прибрежных участков моря. Эти изменения осуществляются здесь с гораздо большей скоростью, чем в других районах моря и прилегающей суши, и их воздействие прослеживается далеко за пределами устьевых областей рек.

2.5. Устьевые области рек

Известно, что гидрологический режим устьевых областей рек, впадающих в Каспий, определяется взаимодействием речных и морских факторов, отражающих всю совокупность природных процессов, которые протекают в бассейнах рек и на акватории моря. В случае ослабления речных факторов как по естественным, так и по антропогенным причинам возрастает роль морских факторов в формировании экологических особенностей устьевых областей рек. В период понижения уровня моря здесь можно проследить следующие изменения [199]:

отмирание гидрографической сети и перераспределение стока по рукавам и морскому краю дельты;

увеличение дальности проникновения солоноватых вод в устье реки;

осолонение устьевого взморья;

осушение значительных мелководных пространств, являющихся благоприятными районами для нереста и нагула молоди рыб и их обитания;

сокращение заливаемых в половодье дельтовых равнин;

перемещение песков пустынь в дельты, что интенсифицирует процессы формирования морем и дельтой песчаных территорий.

Все это сопровождается изменениями гидрологических, гидрохимических и гидробиологических условий в устьевых областях Каспийского моря. Подобные изменения вызываются также отъемом речных вод на хозяйственные нужды и регулированием речного стока. Определенную роль играет фон — наличие террасовых равнин в местах впадения рек, которые сформировались во время неоднократных трансгрессий и регрессий Каспия.

С 1941 г. началось регулирование стока рек бассейна Каспийского моря, которое наиболее интенсивно проходило в 1955—1965 гг. Создание водохранилищ и регулирование стока рек привело к внутригодовому и межгодовому перераспределению объема речных вод, наносов и солей, выносимых в море. Оказались срезаемыми пики половодья, увеличились расходы воды в межень, уменьшился сток и размеры фракций наносов, стал другим химический состав вод.

Устьевая область Волги. Собственно русловая часть устьевой области реки включает верхнюю и среднюю русловые зоны, которые отличаются слабым ветвлением русел, малое количество островов и глубины от 7 до 18 м. В пределах указанных зон существуют водоемы озерного типа — ильмени, постоянно существующие водосмы, и полон, прослеживающиеся лишь в период половодья. Нижняя русловая зона характеризуется интенсивным ветвлением русел, здесь появляются водотки второго и третьего порядка — протоки и ерики. Эта зона открывается почти 800 руслами в следующую зону — култучную, состоящую из множества мелководных (с глубинами 0,5... 1,5 м), слабопроточных и непроточных водоемов — култуков. Последняя зона является переходной от надводной части дельты к подводной — устьевому взморью¹ — это постоянно существующие мелководные водоемы с огромным количеством кос, островов, большую часть которых занимают заросли высшей водной растительности, так называемые тростниковые крепи [266]. В пределах устьевое взморья находятся два бара: речной (приустьевой), формирующийся только под влиянием речных факторов сразу же по выходе рукавов на устьевое взморье, и морской (краевой авандельтовый), образующийся под влиянием речных и морских факторов, по которому проходит морская граница устьевое взморья.

До 1977 г. происходила изоляция устьевое взморья от моря. На его морском крае вышли на поверхность острова между Гандуринским и Кировским банками. Новинские острова стали полуостровом, образовавшим естественное препятствие поступлению воды из восточных рукавов дельты Волги в восточную часть Северного Каспия. Култучная зона и устьевое взморье дельты на 80... 100 % оказались покрыты: надводной и водной растительностью. Около 60 % речного стока Волги поступало по системе Бахтемира и Волго-Каспийскому каналу в западную часть Северного Каспия, а затем транзитом уходило в Средний Каспий.

Мелководья устьевой области Волги особенно чутко отреагировали на изменение природных условий из-за зарегулирования речного стока. Прежде всего стала другой ситуация в период половодья. При свободном речном стоке паводок в дельте проходил более быстро и бурно, когда из русла волной вымывались накопившиеся донные отложения, русла при этом расширялись и углублялись. В море уносились ледяные поля с вмержшими в них остатками прошлогодней растительности, очищалась вся территория дельты.

Зарегулирование стока привело к удлинению периода половодья, исчезновению волны паводка и, как следствие, к обмеле-

¹ Устьевое взморье можно рассматривать как естественное водохранилище, которое «растягивает» поступление речных вод на приглубую часть взморья. Разность в отметках уровня в открытом море и у морского края дельты составляет от 1,5 до 2 м, и уровень воды у морского края дельты практически не понижается при общем падении уровня Каспийского моря.

нию протоков, зарастанию участков устьевого взморья. При снижении уровня моря произошло отчленение устьевого взморья баром из труднорастворимых пород от акватории Северного Каспия, что также способствовало обмелению каналов и протоков. В итоге в море по каналам дельты в 1978—1981 гг. поступило около 30 % стока Волги, и основная часть стока распространялась по забровочным пространствам (так называемый плоскостной сток) [266].

Вместе с осушением значительных участков мелководий Каспийского моря в период понижения его уровня идет процесс выдвижения дельты Волги за счет активного (отложение наносов) и пассивного (осушение части отмелого взморья) факторов.

Существенное внутригодовое перераспределение волжского стока вызвало на Нижней Волге и в дельте реки ряд весьма неблагоприятных последствий для рыбного хозяйства Волго-Каспийского бассейна [206]:

с уменьшением объема весенне-летнего половодья сократились сроки затопления нерестилищ осетровых и полупроходных рыб, что отрицательно сказалось на условиях их воспроизводства;

высоким зимним стоком затапливаются пойма и дельта, с чем связано ухудшение качества нерестового субстрата на полях;

резкое ухудшение условий зимовки рыб, вызванное тем, что они сейчас не залегают в зимовальных ямах;

резорбцию икры (потеря воспроизводительной способности рыб) у 30 % самок осетровых, зимующих вблизи нижнего бьефа Волгоградского гидроузла.

Зарегулирование стока Волги повлияло и на поступление в дельту биогенных и органических веществ, а также на ее газовый режим. Динамика биогенных веществ в дельте имеет сложный характер. Их содержание в рукавах дельты определяется прежде всего речным стоком, а также интенсивностью водообмена с пльменями и полями. Определенную роль в изменении содержания биогенных веществ играют и биохимические процессы, сопровождающие жизнедеятельность водных организмов.

В естественных условиях средние месячные концентрации биогенных веществ были примерно одинаковыми в основном русле реки и в рукавах дельты [372]. Все водоемы и водотоки дельты находились тогда под воздействием речного стока, и различия в химическом составе воды временных и постоянных водоемов сглаживались.

Известно, что дельта и особенно авандельта Волги покрыты мощными зарослями водной растительности; при ее отмирании и распаде образуются растворенные органические и минеральные соединения, что приводит в половодье к обогащению фосфором и минеральным азотом речных вод из пойм дельты [372]. В то же время в авандельте происходит значительное потребление фосфора, и в результате у поступающей в море речной воды оказывается пониженное содержание минерального фосфора. Указанные различия, однако, быстро сглаживаются при поступлении

воды из полос и ильменей в крупные полноводные протоки дельты, и на выходных банках уже не отмечается значимых отличий в концентрациях фосфора и других биогенных элементов.

При зарегулированном стоке и в основном русле нижнего участка Волги и в дельте Волги уменьшилось содержание минерального аммонийного азота, фосфора, но увеличились концентрации нитратов [372]. Тем не менее в начале половодья и особенно на его спаде различия в концентрации перечисленных веществ в дельте и основном русле реки у Астрахани проявляются более резко, чем в естественных условиях. Отмечены кратковременные увеличения содержания фосфора до 0,012... 0,028 мг/л, нитритов до 0,05 мг/л, аммонийного азота до 0,08... 0,14 мг/л, что является результатом вымывания из донных отложений пойм, а также происходящих биохимических процессов [372]. Это происходит главным образом вследствие изменения характеристик половодья в дельте, например сокращения периода заливаемости ильменей и пойм, особенно на спаде половодья. Вообще в рукавах дельты наблюдались лишь кратковременные периоды повышенного содержания минерального фосфора, нитритного азота и в особенности аммонийного азота в начале и конце половодья. Начиная со второй половины июня пространственная изменчивость показателей биогенных веществ обычно уменьшается, за исключением мест, куда поступают сбросные воды с рисовых орошаемых систем и нерестово-выростных хозяйств.

Источники поступления органического вещества в дельту — это продуцирование фитопланктона, процессы вымывания из берегов и дна, смыв с фитоценоза водосбора промышленными, сельскохозяйственными и коммунальными стоками.

Сток органического вещества в Северный Каспий имеет сезонный ход. Зимой, когда нет растительности, дельта оказывает минимальное воздействие на сток органических и биогенных веществ, поскольку речные воды проходят через дельту транзитом, практически не трансформируясь. Во время паводка содержание органики в водах дельты (по сравнению со стоком в ее вершине) увеличивается примерно на 10 % [226]. Однако при переходе в култучную зону приблизительно такое же количество органического вещества откладывается в грунтах вследствие резкого снижения скорости течений, что сопровождается ветвлением и обмелением русел, разливами вод, механической фильтрацией через остатки прошлогодней растительности. В култучной зоне и особенно на устьевом взморье одновременно происходит обогащение вод органическими (за счет интенсивного фотосинтеза фитопланктона) и минеральными (за счет разложения остатков прошлогодней растительности) веществами. Трансформация биогенных и органических веществ происходит наиболее интенсивно в восточной части устьевом взморья, через которое речные воды проходят весьма медленно.

Однако рассматриваемые процессы идут лишь в водах, заполняющих каналы, поскольку воды, распространяющиеся по заборо-

вочным пространствам, теряют большую часть органики в силу неречисленных выше причин. Конечная стадия преобразования органического стока приходится на зону смешения и взаимодействия речных и морских вод, где в результате физико-химических процессов осаждаются до 90 % взвешенного и до 60 % растворенного органического вещества [226].

Летом трансформация органического и биогенного стока в пределах дельты происходит практически по тому же сценарию, что и в половодье, исключая нижние зоны дельты (в период мелководья). В это время здесь активно действует мощный биофильтр — растительное сообщество дельты¹. Биогенные вещества интенсивно потребляются фитопланктоном и погруженными формами высшей растительности. Последние также усваивают минеральные вещества из воды. При этом наряду с обогащением вод дельты органическим веществом происходят и его потери из-за плоскостного стока. Предполагается, что в период вегетации в Северной Каспий поступает не более 30...40 % органического стока Волги, а ее биогенный сток уменьшается при этом на одну треть и в нем резко сокращается содержание необходимых фитопланктону растворенных минеральных солей [226]. В волжских водах, достигающих северной части Каспия, существенно снижается доля взвешенной фракции органического вещества, которая служит пищей для бентоса.

Таким образом, вызванная зарегулированием речного стока трансформация стока органических и биогенных веществ понижает пищевую ценность волжских вод и для фитопланктона, и для других организмов Северного Каспия, составляющих пищевую цепь.

До зарегулирования стока в Северной Каспий в среднем поступало 232 км³ речных вод в год, которые содержали примерно 3 тыс. т фосфатов, 13,6 тыс. т взвешенного органического вещества, 321 тыс. т валового азота и 3,8 тыс. т аммонийного азота, что позволяло иметь здесь среднюю продукцию фитопланктона примерно в 9 млн т органического вещества в год. К концу 1970-х годов, когда сток Волги упал до 220 км³, аккумуляция и трансформация его биогенной и органической составляющих в дельте уменьшили вынос в Северный Каспий фосфатов на 47 %, а взвешенного органического вещества в 5 раз, валового азота на одну треть и аммонийного азота вдвое. В результате продукция фитопланктона в 1978—1981 гг. упала до 3,5 млн т в год [226].

По подсчетам Н. И. Винецкой, выполненным в 1966 г. [94], поступление органического вещества в море с водами Волги, а это главный источник пополнения Каспия органическим веществом

¹ В 1975—1985 гг., например, на устьевом взморье (общей площадью до морского бара в 9...11 тыс. км²) 2,5 тыс. км² было занято надводной растительностью и около 5,5...6,0 тыс. км² — подводной. Суммарная площадь тростниковых ассоциаций в устьевой области достигла примерно 6 тыс. км², большая их часть (до 90 %) располагалась в дельтовом районе [229].

(на все остальные реки приходится около 6 %), достигает примерно 15 % суммарного количества органического вещества, формирующегося в Северном Каспии автотрофными организмами. В 1984—1987 гг. были проведены исследования [204] по оценке поступления органического вещества не только с русловым стоком (как делала Н. И. Винецкая), но и с плоскостным. Расчеты показали, что приход в море органического вещества из дельты Волги сопоставим с первичной продукцией, которая образуется в Северном Каспии,— соответственно 20 и 23 млн т.

В то же время за 1959—1980 гг. в 1,2 раза возрос ионный сток в Северный Каспий, примерно в 2 раза увеличилось поступление нитритного азота, органических растворенных соединений азота и фосфора [372].

Кислородный режим дельты Волги до зарегулирования реки (1935—1955 гг.) имел в годовом аспекте следующие отличительные черты [372]. С начала года повсеместно отмечалось все более усиливающееся понижение содержания кислорода в водах дельты, которое в конце зимы (март) достигало наименьших внутригодовых значений — 4,8 мг/л. После вскрытия льда концентрация кислорода увеличивалась и в июле—сентябре оказывалась наибольшей; в ноябре—декабре она начинала быстро падать. На фоне проявления этих закономерностей во всей дельте имела место пространственная изменчивость значений концентрации растворенного кислорода. Для дельты его концентрация в большей степени, чем в коренном русле у Астрахани, зависела от водности года, сроков наступления и характера весеннего половодья, температуры воды и толщины льда. В рассматриваемый период содержание кислорода в водах дельты колебалось от 2,2 до 15,8 мг/л (20 и 141 % насыщения). Наибольшая пространственная изменчивость значений наблюдалась в зимнее время, причем в рыбозимовальных ямах отмечены минимальные концентрации: от 2,0 до 4,0 мг/л (20... 40 % насыщения). В маловодные и суровые зимы 1935—1955 годов содержание кислорода снижалось до 2,2... 4,6 мг/л, что приводило к гибели рыбы.

Весеннее половодье сглаживало различия в пространственном распределении кислорода, и его значения повсеместно равнялись примерно 10... 12 мг/л, причем многоводное и продолжительное половодье способствовало большей однородности поля концентрации кислорода в дельте. Со спадом половодья пространственные различия в содержании кислорода обострялись и сохранялись таковыми все лето, а к осени вновь формировалась более однородная картина.

Летом концентрации кислорода в водах дельты уменьшались по направлению от верховьев к авандельте, а затем повышались на выходных банках. Это можно увязать с постепенно меняющимися гидрологическими условиями рукавов дельты. Здесь происходит дробление водотоков, снижается их водность, существенно падает скорость течения (от 1,2 м/с у Астрахани до 0,3... 0,4 м/с в авандельте), уменьшается глубина водотоков, вода в них

лучше прогревается и, следовательно, возрастает количество надводной и водной растительности. В итоге содержание кислорода падает, а на отдельных участках дельты, заросших растительностью, возникает его дефицит в придонных слоях; на выходных участках дельты концентрация кислорода вновь увеличивается.

В условиях зарегулированного стока (1959—1974 гг.) воды дельты не испытывали дефицита кислорода [372]: в декабре—марте его содержание не опускалось ниже 10... 13 мг/л, включая даже рыбозимовальные ямы в январе—феврале. Значительный рост зимних расходов (с 3000 до 8000 м³/с) увеличил проточность водоемов дельты, заметные колебания уровня обусловили неустойчивый ледяной покров на ее рукавах. Все это улучшило газовый режим вод дельты, содержание кислорода в ее пределах выровнялось. Весной оно достигло 12... 13 мг/л, т. е. значений, характерных для естественных условий. Наблюдения показывают, что и в остальные сезоны кислородный режим дельты после зарегулирования стока Волги практически не претерпел изменений.

Таким образом, изменение гидрологических условий дельты Волги при зарегулировании стока привело в годовом аспекте к более ощутимому, но в то же время кратковременному воздействию местных факторов (скорость течения, прогреваемость вод, количество надводной и водной растительности) на содержание и режим как биогенных и органических веществ, так и растворенного кислорода.

Новый этап в жизни устьевой области Волги наступил после очень многоводного 1979 г. В условиях резкого подъема среднего уровня моря усилились процессы обмена между дельтой и устьевым взморьем Волги. По данным Д. Н. Катунина, произошло дополнительное поступление в Каспийское море накопленных в устьевой области за период продолжительного низкого стояния уровня моря 15... 20 млн т органических веществ. Существовавший ранее в устьевой области мощный биофильтр — надводная и водная высшая растительность — теперь практически отсутствует.

В настоящее время можно говорить о почти одних и тех же концентрациях азота и фосфора в водах Нижней Волги и Северного Каспия. Ликвидирован многолетний, вызванный в первую очередь созданием водохранилищ¹ дефицит кремниевой кислоты в Северном Каспии, чему способствовало, в частности, то обстоятельство, что воды осеннего паводка 1990 г. на Волге достигли непосредственно акватории моря.

В то же время морфометрические и геолого-геоморфологические параметры устьевой области Волги изменились мало. От затопления ее, очевидно, спасает акватория устьевого взморья. Возможно, что здесь воздействие моря начнет сказываться при от-

¹ Ассимиляция фитопланктоном увеличившихся запасов азота и фосфора (под воздействием антропогенных нагрузок) в системе волжских водохранилищ требует адекватного потребления кремния. Концентрации и запасы кремния, в свою очередь, определяются главным образом природными факторами [178].

метках его уровня свыше — 26,7 м абс., а сейчас такое воздействие проявляется еще слабо [230]. Не происходит даже размыва култучного морского края дельты из-за блокировки мелководной авандельтой и незначительного повышения уровня воды на мелководном устьевом взморье [229].

В конце 1970-х — начале 1980-х годов, несмотря на увеличение объема речного стока и резкое повышение уровня моря, зарастаемость устьевого взморья дельты Волги в целом увеличилась, хотя в мористой его части произошла некоторая стабилизация развития растительности. Больше того, местами здесь наблюдается даже деградация растительности (Барская коса) [229].

В то же время на засоленных почвах восточной части дельты Волги общая надземная масса травостоя увеличилась почти в 4 раза к 1985 г. по сравнению с 1978 г. Расселение засоленных почв и увеличение продуктивности формирующихся на них сообществ происходит по всей территории восточной части дельты Волги [311].

В авандельте Волги в первой половине 1950-х годов экосистемы осушенных островов занимали 6 % площади, экосистемы, представленные фитоценозами гелофитов — 10 %, наконец, экосистемы, включающие фитоценозы погруженных гидрофитов — 84 % [156]. В 1959—1977 годах под воздействием природных и антропогенных факторов указанное соотношение существенно изменилось, а именно: экосистемы осушенных островов занимали уже 14,4 % площади, экосистемы, представленные комплексом фитоценозов гелофитов и гидрофитов — 27,8 %, экосистемы, включающие фитоценозы погруженных гидрофитов — 56,4 %, а сформировавшиеся на приканальных островах экосистемы — 1,4 %.

Несмотря на увеличение стока Волги и повышение (более чем на 1 м) уровня Каспия в 1978—1985 гг., имело место сокращение площадей экосистем, включающих фитоценозы погруженных гидрофитов, однако при этом увеличились площади экосистем, представленных фитоценозами гелофитов, и экосистем, занимающих осушенные острова авандельты. Расширились также площади экосистем, которые содержат фитоценозы растений-реофилов.

Увеличившаяся с повышением уровня моря высота ветрового волнения вызвала частичную деградацию экосистем, имеющих в своем составе фитоценозы ломких растений и растений, укореняющихся в легко разрушаемых волнением поверхностных илистых слоях донных отложений. Характерная для периода подъема уровня моря более интенсивная аккумуляция твердого стока в устьях водотоков дельты способствовала формированию лесных экосистем из ивы трехтычинковой и ивы белой [156].

Представляют интерес данные о динамике култучного морского края дельты [229]. За 1910—1975 гг. он сместился на 10... 15 км, что дает среднюю скорость нарастания дельты 200... 300 м/год, причем ежегодный активный прирост дельты за последние 50 лет уменьшился на 50... 250 м. В 1975—1982 годах скорость активного нарастания дельты (для постоянного уровня)

оценивается в 0,5... 0,6 % в год (по площади). Наиболее активно этот процесс идет в районах расположения баров дельты и местах выхода рукавов и каналов.

Устьевая область р. Урал. Развитие устьевой области р. Урал до конца 1970-х годов (в условиях понижения уровня моря) находилось на стадии формирования дельты выдвигания: сток речных вод был сосредоточен в двух крупных рукавах, на него влиял как естественный ход процесса дельтообразования, так и антропогенные факторы. Отмирание целого ряда водотоков, преимущественно левобережных (Перетаска, Бухарка, Зарослый, Золотенок), привело к полному прекращению стока вод, наносов, минеральных и органических веществ в восточную прибрежную зону устьевого взморья.

К началу 1980-х годов морской край дельты выдвинулся местами на 10... 15 км в сторону моря, слились с сушей находившиеся ранее на устьевом взморье отдельные острова (Каменный, Камынин, Пешные и др.). За этот период пассивный прирост дельты достиг примерно 150 км². На обмелевшем пространстве устьевого взморья появились новые отмели, происходило активное заиление Урало-Каспийского канала и баровых участков рукавов. Случавшиеся в дельте нагоны могли препятствовать поступлению вод р. Урал в море. Влияние биогенного стока этой реки распространялось лишь на небольшое пространство устьевого взморья [199].

При продолжительном понижении уровня Каспийского моря имеют место размывы, врезание русла р. Урал и понижение в ней уровней воды, которые происходят на расстоянии до 200 км вверх по реке от устья. Последующее повышение уровня моря вызывает аккумуляцию наносов в реке и повышение ее русла. Происходит также перестройка берегового профиля в зоне современного уреза воды в дельте — размыв в подводной части и аккумуляция наносов — в надводной [229].

Резкое повышение уровня моря за последние годы способствовало снижению темпов роста дельты р. Урал в длину (примерно в 7 раз), увеличению темпов ее роста в ширину (особенно западного крыла), повышению уровней воды до Гурьева, усилению сгонно-нагонных явлений и проникновению соленых морских вод в реку (особенно при малых расходах воды), что в годы с незначительным стоком может оказать неблагоприятное воздействие на состояние рыбного хозяйства региона. В конце концов большая часть дельты была затоплена, и она по конфигурации в наши дни стала больше напоминать дельту 1930-х годов [228, 229]. В это же время в воде устьевого взморья увеличились концентрации валового фосфора, кремния, возросли первичная продукция, перманганатная окисляемость, БКП в воде и донных отложениях, а также содержание органического углерода в грунтах. Одновременно уменьшилась прозрачность вод, их соленость и концентрация в воде минерального азота. В целом здесь прослеживаются признаки начальной стадии эвтрофикации акватории [69].

Вообще, в 1970—1989 гг., когда имела место незначительная межгодовая изменчивость водности р. Урал, основным фактором, контролирующим гидролого-морфологические процессы на устьевом участке реки, были колебания уровня моря. Так, современные колебания уровня воды у Гурьева составляют от 70 % (при фиксированном расходе р. Урал менее 400 м³/с) до 30 % и менее (при расходе более 600 м³/с) по отношению к многолетним колебаниям фонового уровня моря. При этом на устьевом участке первоначальный подпор (гидравлический спад) сменяется распространением волны размыва или аккумуляции вверх по течению реки. Такой эффект существенно увеличивает дальность распространения вверх по реке влияния уровня моря на уровни воды в реке [315].

За последние десятилетия на западном побережье¹ Каспийского моря под воздействием хозяйственной деятельности человека в устьях Терека, Сулака, Самура и Куры сформировались так называемые пионерные дельты². Известно, что они образуются как при прорыве реки к морю после завершения озерно-плавневой стадии, так и при выводе реки в море по рукотворным трассам — прорезям. Прорыв реки в море или ее искусственный вывод на другой участок побережья ведет к существенным изменениям сложившихся на взморье условий. Прежде всего становятся другими морфологические параметры прилегающей зоны моря. Поступающий сток речных наносов нарушает сложившийся здесь баланс наносов в сторону избытка, что, как правило, приводит к образованию устьевого бара, подводной дельты выдвижения и подводного дельтового склона. При определенных сочетаниях уклона подводного склона береговой зоны и режима волнения возможно формирование морского и островного баров, вдольбереговых кос, отделяющих от моря лагуны. Временами при сгонах происходит осушка значительной части подводного склона, и тогда водотоки пионерной дельты врезаются в конус выноса. В результате ровный подводный склон покрывается эрозивной русловой сетью.

С образованием пионерной дельты отдалается от берега зона трансформации и обрушения морских волн. Возникший при этом конус выноса (в основном за счет речных наносов) меняет морфологию морского побережья не только в районе пионерной дельты, но и на значительных расстояниях от нее. На участках приглубого побережья пионерная дельта часто становится преградой для вдольберегового потока наносов. Тогда значительная часть наносов оказывается на больших глубинах вне воздействия волн

¹ Восточное побережье почти совсем лишено гидрографической сети. Но еще в 1920-х годах р. Эмба имела обширную дельту, которая впадала в море несколькими рукавами. Вблизи устья был разбит промысел осетровых. Падение уровня моря в 1930-х годах привело к тому, что в 1939 г. сток р. Эмба уже не достигал моря.

² Под пионерной понимается дельта на этапах формирования устьевой области от выхода реки в новый район побережья до разворота дельты выдвижения в направлении преобладающего переноса наносов вдоль морского берега [199].

и течений, а какое-то количество аккумулируется, заполняя углы между морским берегом и устьевыми косами.

С пионерными дельтами связаны изменения не только морфологии нового устьевого взморья, но и его океанологического режима. От устья к морю образуется постоянный поток, причем дальность распространения стоковых и стоково-инерционных течений определяется скоростью потока в устьевом створе и особенностями рельефа дна взморья. Его воды опресняются, возникают значительные пространственные градиенты солености. Под влиянием теплового стока реки изменяются и параметры поля температуры морской воды. Мысовой эффект формирующегося конуса выноса усложняет схему циркуляции вод. В процессе устьевого удлинения увеличивается дальность распространения стоковых течений, а следовательно, изменяются размеры и положение ареалов распресненных вод.

Таким образом, пионерные дельты существенно преобразуют морфологические и океанологические характеристики прилегающих к ним акваторий Каспийского моря. Степень преобразования определяется как стадией формирования пионерной дельты, так и особенностями рельефа и динамики вод района нового устьевого взморья [8].

Устьевые области Терека и Сулака. Устьевые области Терека и Сулака, а также прибрежную зону Каспия от о. Чечень до Махачкалы (включая южную часть современного Кизлярского залива) принято рассматривать [199] как район с едиными процессами дельтообразования и изменений гидрографической сети, которые происходят здесь с большей интенсивностью, чем в устьях других впадающих в море рек. Это объясняется высокой мутностью речных вод¹, отмелостью устьевых взморьев и интенсивным антропогенным влиянием в бассейнах данных рек.

Русло Терека в пределах дельты проходит по гребню песчаной гряды, сформированной самой рекой. Как русла реки, так и ее рукава искусственно обвалованы и располагаются выше окружающих территорий, с чем связаны частые прорывы валов в половодье и затопление обширных пространств дельты. Это, в свою очередь, ведет к изменению направления реки и ее рукавов, обновлению гидрографической сети и образованию нового микрорельефа в ряде районов дельты, перемене мест впадения устьевых областей в море и выдвиганию морского края дельты. Так, со временем Аграханский залив превратился в небольшой лиман, который отделяет от моря полуостров, сложенный в основном наносами Терека.

В 1914 г. произошел последний крупный прорыв вод Терека через береговые валы, когда река направила свои воды в Аграханский залив, откуда они попадали и в современный Кизлярский залив. Но и в этих условиях росло число затоплений паводковыми

¹ Так, Терек со средним годовым стоком воды в 8,7 км³ приносит в дельту в среднем 16,1 млн т наносов в год; вода реки имеет мутность 1,85 кг/м³ [272].

водами населенных пунктов и сельскохозяйственных угодий. Возникла угроза катастрофической перестройки гидрографической сети дельты и образования нового магистрального рукава. Для предотвращения такой перестройки и сопутствующих ей наводнений русло Каргалинского прорыва в 1940—1970-х годах практически на всем протяжении было обваловано, а в 1966—1967 гг. через Аграханский полуостров был прокопан канал (прорезь), что уменьшило длину Терека на 25 км. Через некоторое время канал законсервировали перемычкой, которая в январе 1973 г. была прорвана ледоходом и в течение 10 месяцев река выносила наносы в море. По требованию рыбохозяйственных организаций канал был перекрыт, но резкое уменьшение пропускной способности русла реки и угроза затопления населенных пунктов заставили (в августе 1977 г.) вновь направить Терек по кратчайшему пути к морю. И тогда на побережье Среднего Каспия начала образовываться новая пионерная дельта Терека. Ее эволюция включает три периода [272].

1. Выход потока в море и образование пионерной баровой отмели (3 января — 31 октября 1973 г.).

2. Трансформация под воздействием морского волнения баровой отмели в морской бар в период отсутствия речного стока при перекрытии канала (1 ноября 1973 г. — 10 августа 1977 г.).

3. Продолжение выдвижения новой дельты после повторного вывода вод Терека в море по каналу (с 11 августа 1977 г. и по настоящее время).

Последний период разделяется на два этапа: ускоренного (с осени 1977 г. по осень 1978 г.) и замедленного выдвижения новой дельты. Это объясняется, с одной стороны, резким уменьшением объема поступающих в дельту наносов¹, с другой — тем, что повышение уровня моря сопровождается относительным увеличением энергии ветрового волнения, способствующего разрушению конуса выноса. Новая дельта Терека к началу 1988 г. имела следующие параметры: длина 1,09 км, длина с устьевым баром 1,4... 1,75 км, площадь 3,50 км², объем 15 600 тыс. м³ [272].

Этап замедленного выдвижения новой дельты Терека подходит к концу. Кубякинский канал полностью заилен, и с осени 1987 г. практически весь сток наносов Терека поступает в устье. Предполагается [272], что при повышенном уровне Каспийского моря скорость выдвижения дельты не будет значительной, продолжится аккумуляция наносов на поверхности дельты и в устье Терека. При понижении уровня моря можно ждать существенной активизации выдвижения новой дельты на открытое взморье. Важно под-

¹ В связи с малой естественной водностью реки (1979, 1983, 1985 гг.), а также с отбором в 1980—1987 гг. 30... 40 % стока речных вод и наносов в Кубякинский канал (созданный для обводнения северной части Аграханского залива). Здесь также сыграло роль повышение уровня Каспия наряду с уменьшением уклонов в низовьях Терека в связи с аккумуляцией на участке русла длиной в 44 км (в 1978—1987 гг.) 4900 тыс. м³ в основном песчаных наносов, из них 1770 тыс. м³ — ниже водомерного поста Дамба [272].

черкнуть, что в большинстве случаев дельты выдвигания западного побережья Каспийского моря служат источником пополнения вдольберегового потока наносов; результирующим процессом в районе дельт является не захват морских наносов, а разрушение отложений под действием волнения и потеря части этих отложений [273].

Одним из наиболее сильно подверженных влиянию пионерных дельт элементов гидрофизического режима взморья является соленость. Так, новый водоток в процессе разработки пионерного русла может перехватить большую часть или весь объем речного стока. И тогда происходит быстрое осолонение воды старого устьевого взморья. Так, впадение Терека в море через Аграханский залив оказало опресняющее влияние на Кизлярский залив. Вся зона взморья между о. Чечень и устьем Старого Терека была занята пресными терскими водами, а в Кизлярском заливе соленость вод колебалась от 1,5 до 3,0 ‰. Вывод Терека в Средний Каспий существенно изменил картину: соленость вод Кизлярского залива увеличилась до 7,5... 8,0 ‰, а у о. Чечень — до 10,0 ‰. В то же время соленость морских вод в районе нового устьевого взморья упала в среднем с 12,0 до 4,0... 5,0 ‰ [8].

В результате интенсивного антропогенного воздействия усилилась аридизация и опустынивание всех экосистем дельты Терека. В частности, для центральной интенсивно орошаемой части аллювиального района дельты Терека теперь характерно локальное вторичное засоление почвенного покрова, поверхностное (30... 40 см) рассоление, пространственная миграция и перераспределение солей в почвах мелноративных территорий и интенсивное засоление почв сопредельных массивов пастбищ. Последние местами деградируют вследствие прогрессирующего засоления и неумеренной пастбищной нагрузки [364].

Еще в 1932 г. воды р. Сулак были искусственно направлены на север, и на прибрежном мелководье стал быстро образовываться новый конус выноса, чему, кстати, способствовало понижение уровня Каспия. Между выдвигающейся дельтой и берегом моря постепенно возникла бухта. К 1957 г., когда дельта реки выдвинулась к северу на 8,5 км и ее площадь достигла 73,5 км², Сулак был направлен на восток по вновь созданной прорези. В месте ее выхода в море начала образовываться современная дельта реки. Рукава старой дельты отмерли, и ее морской край стал разрушаться. Выносы Сулака и продукты размыва его старой дельты сформировали косу, которая почти замкнула бухту между старой дельтой и берегом моря.

В наши дни значительно усилился начавшийся еще в 1960-е — 1970-е годы процесс размыва дельты Сулака. Интенсивный размыв захватил также участок Аграханской косы, которая была полностью лишена питания осадочным материалом после сооружения прорези и переноса к югу выхода в море вод Сулака. Здесь с 1956 по 1980 гг. размыва полоса берега шириной не менее 250 м, сформировался клиф, выработанный в песках. Высота клифа на от-

дельных участках достигает 5...7 м. В целях защиты берег укреплялся бетонными плитами [182].

Изменение направления русла Сулака и его устья вызвало значительные перемены в природных условиях дельты, а также в океанологическом режиме устьевое взморья и соседствующей с ним акватории Каспийского моря [199].

Устьевая область Самура. Пионерная дельта Самура формируется с 1951 г. в устье северного рукава (Малый Самур), после того как во время ремонта железнодорожного моста основной сток реки (до 90 %) был искусственно переброшен в этот рукав [8].

Водные ресурсы бассейна Самура интенсивно расходуются на орошение. В 1956 г. создан Самурский гидроузел в 35 км от устья реки, что нарушило естественные гидрологические условия ее дельты.

Дельта Самура ввиду маловодности реки, самого приглубого (из рек западного побережья моря) взморья и интенсивной волновой деятельности считается внутренней дельтой. В ней, можно сказать, отсутствует дельта выдвигания и не развиваются процессы абразии на морском крае дельты, обычно связанные с уменьшением объема речного стока. Зафиксированная наблюдениями абразия в южной части дельты Самура вызвана другими причинами [8].

Устьевая область Куры. В устье Куры пионерная дельта начала формироваться с апреля 1964 г. Здесь в юго-западном направлении (к заливу Зюйдостовый култук) была сооружена прорезь, пропускавшая до 40 % суммарного стока реки. Создание такой прорези улучшило условия судоходства, так как залив Зюйдостовый култук хорошо защищен дельтой Куры от северо-восточных штормовых ветров. Сооружение этой прорези было проведено без учета закономерностей дельтообразования. Новая дельта в мелководном, защищенном от штормового волнения заливе очень быстро выдвигалась в водоем, что привело к уменьшению уклонов, интенсивному отложению наносов и прекращению эксплуатации канала [8].

Зарегулирование стока Куры, а также изъятие части речного стока на ирригацию, наряду с крупными изъятиями вод из Мингечаурского водохранилища (введенного в эксплуатацию в 1953 г.), постепенно привело к сосредоточению стока реки главным образом в юго-восточном русле дельты. Также после зарегулирования стока процессы абразии охватили северную часть дельты, открытую преобладающим в данном районе северным и северо-восточным штормам. Средний размыв надводной части дельты Куры составил 20 (в 1960—1970 гг.), 35 (в 1971—1975 гг.) и 55 м в год (в 1976—1980 гг.). Это связано как с общим уменьшением выноса наносов в береговую зону, так и с уменьшением относительного стока наносов через северо-восточный рукав дельты, питающий терригенными материалами северный и северо-восточный участки побережья. Наносы, которые следуют через юго-восточный рукав, переносятся главным образом в южном направлении [8].

Связанная с дельтой Кури́нская коса размывается в настоящее время со скоростью примерно 15 м в год. В 1985 г. она была прорвана волнами и превратилась в остров [180].

Последнее повышение уровня Каспийского моря привело к увеличению необратимых высотных деформаций водотоков дельты Куры. Несмотря на значительное уменьшение (по сравнению с периодом понижения уровня моря) стока наносов, поступающих в юго-восточный рукав дельты (на 23 и 50 % соответственно для взвешенных и донных наносов), подъем дна в этом рукаве увеличился с 1,0 до 3,1 см в год. Для северо-восточного рукава такой подъем находился в пределах с 3,1 до 9,3 см/год [19].

Можно считать, что основными причинами неблагоприятных экологических изменений в устьевых областях рек западного побережья Каспийского моря как географических объектов являются следующие процессы [8]: уменьшение объема речного стока и отмирание гидрографической сети; изменение количества и состава речных наносов и разрушение дельт морем; увеличение встречного потока наносов и солей в дельту из моря. Действие перечисленных процессов ведет к расширению песчаных массивов в дельтах, обеднению растительности, исчезновению специфического животного мира, снижению продуктивности или полному исчезновению нерестово-выростных угодий в дельтах и на устьевых взморьях.

Как уже отмечалось, природные комплексы устьевых областей очень уязвимы по отношению к антропогенному вмешательству в гидрологический режим водотоков и водоемов на водосборах рек. Ведь в устьях рек сохраняется обычно весьма неустойчивое равновесие между рекой и морем. Достаточно измениться одному из внешних определяющих факторов (к примеру, речному стоку), чтобы данное равновесие нарушилось. Кроме того, для устьев как переходных зон характерны резкие пространственно-временные градиенты гидролого-гидрохимических показателей. Нарушение состояния устья реки и его природного комплекса, вызванное изменениями режима рек, часто намного сильнее, чем нарушение состояния самой реки и водоема, в который она впадает [270].

Таким образом, в прибрежной зоне Каспия за последние десятилетия нарушились сложившиеся природные процессы и взаимосвязи. Выше было показано, что это явилось следствием целого ряда причин, главные из которых: сокращение речного стока, уменьшение поступления в море наносов, минеральных и органических веществ, сокращение области смещения пресных и соленых вод, снижение активности дельтообразования и, наконец, размыв дельт из-за дефицита наносов.

Кроме того, ослабло тепловое воздействие рек на термический режим Каспийского моря. С другой стороны, само море в среднем за год оказывает некоторое отепляющее воздействие на прилегающие территории. В наибольшей степени это проявляется на юге и севере моря, а также вблизи Апшеронского полуострова; зимнее отепляющее воздействие средней части моря сменяется охлаждающим влиянием летом [199]. В восточном Прикаспии море влияет

на температуру воздуха на расстоянии 250... 300 км от берега, на северном побережье — на расстоянии до 500 км зимой и до 200 км летом [220]. Воздействие Каспия на термический режим восточной части Кура-Араксинской низменности сказывается в 60... 80 км от берега зимой и в 40... 60 км летом [424].

Все сказанное свидетельствует о том, что понижение уровня Каспия не может не оказывать влияния на изменения температурного режима как в придном слое атмосферы, так и в относительно неширокой прибрежной полосе суши. Например, падение уровня моря 1930-х годов привело к некоторому увеличению континентальности климата в средней части Каспия: температура воды и воздуха в марте—августе (период нагревания моря) повысилась, а в сентябре—декабре (период охлаждения моря) — несколько понизилась [199].

Изучение влияния Каспия на увлажнение атмосферы над ним и над прилегающей сушей [199] позволяет оценить возможные последствия отчленения и осушения участков мелководий моря, включая залив Кара-Богаз-Гол. Его полное осушение окажет существенное воздействие на климат (понижение влажности воздуха, рост амплитуды колебаний температуры воздуха) прилегающей к заливу полосы суши шириной 10... 30 км. На региональном климате такое осушение практически не скажется.

Но все же определяющее влияние на динамику природных условий прилегающих к Каспию территорий, по-видимому, должны оказывать колебания его уровня, проявляющиеся прежде всего в береговой зоне. О таком воздействии изменений среднего уровня моря известно совсем немного. Гораздо больше сведений имеется о влиянии колебаний уровня меньших масштабов, например, стогоно-нагонных явлений [199].

2.6. Берега

Берега Каспийского моря переживают в настоящее время один из моментов активной перестройки, который последовал за начавшимся в 1978 г. резким подъемом среднего уровня моря от наименьшей (—29,02 м абс.) его отметки за весь период инструментальных наблюдений. Такая отметка была достигнута в результате длительного и неравномерного предшествующего падения уровня моря, тенденция к которому сохранялась в течение 100 лет.

Каковы же морфодинамические последствия столь длительного понижения уровня? Основные из них сводятся к следующим [179]. Осушение обширных участков каспийских мелководий привело к существенному механическому приращению суши, главным образом в пределах северной части Каспия. Применительно к новому уровню моря произошла перестройка аккумулятивных берегов западного побережья моря. Процессы современной аккумуляции протекали весьма активно, что обусловило дальнейшее разви-

тие крупных аккумулятивных форм, многие из которых носят унаследованный характер. На абразионных берегах восточного побережья моря шло отмирание активных клифов, обнажались выработанные перед ними бенчи.

Вместе с тем с конца 1960-х годов (при продолжающемся падении уровня моря) в развитии каспийских берегов обнаружилась новая тенденция — замедление аккумуляционных процессов, а местами и размыв аккумулятивных форм. Причина здесь кроется в уменьшении поступления наносов к берегу со дна, поскольку к указанному времени завершилась выработка профиля подводного берегового склона применительно к падению уровня моря. В результате резко возросла зависимость между эволюцией аккумулятивных форм и объемом поступающих в море речных наносов, который в рассматриваемый период существенно сократился из-за строительства системы гидротехнических сооружений на реках Каспийского бассейна. Например, на западном берегу моря общий твердый сток (годовой) сократился приблизительно на 40 млн м³, поступление же в береговую зону материала за счет абразии компенсирует лишь 2... 3 млн м³ [243].

Повышение уровня Каспия за последние 15 лет прежде всего усилило процесс размыва берегов моря там, где он происходил ранее в силу тех или иных причин (главным образом антропогенного характера). Однако этот процесс охватывает и новые участки (в основном аккумулятивных берегов), где ранее берег был стабилен или нарастал.

В зависимости от конкретных условий (прежде всего от уклонов подводного берегового склона) изменения в динамике и морфологии береговой зоны при быстром повышении уровня Каспия (таким, как современный), развиваются по четырем основным сценариям (рис. 22) [180].

1. **Малые уклоны подводного берегового склона** (для Каспия — примерно 0,0001). Идет пассивное затопление прибрежных низменностей и заболачивание их поверхностей вследствие повышения зеркала грунтовых вод перед надвигающимся фронтом воды. Имеются также свидетельства того, что в современных условиях при незначительных уклонах подводного склона переработка берегов отсутствует, здесь происходит простое смещение уреза в глубь суши в результате ее подтопления.

2. **Несколько большие уклоны береговой зоны** (0,0005... 0,001). Образование (особенно при наличии перегиба на профиле подводного склона) на некотором расстоянии от уреза вдоль зоны разбивания волн вала (бара) высотой от 1,5 до 1,7 м и шириной от 30 до 60 м, который отделяет от моря акваторию лагуны (шириной до 250 м). Материал для вала, мористый склон которого относительно крутой, а обращенный к лагуне — выположенный, поступает за счет размыва верхней части подводного склона при трансгрессивной перестройке его профиля. При этом вал постепенно надвигается на лагуну и оттесняет ее в сторону суши (в от-

лично от регрессивных лагунных образований, когда нарастание вала происходит в его морской стороне).

3. Средние уклоны подводного склона (0,005... 0,01). Происходит присоединение вала к берегу. Образуется песчано-ракушечный береговой вал высотой 1,5... 2 м, который надвигается на

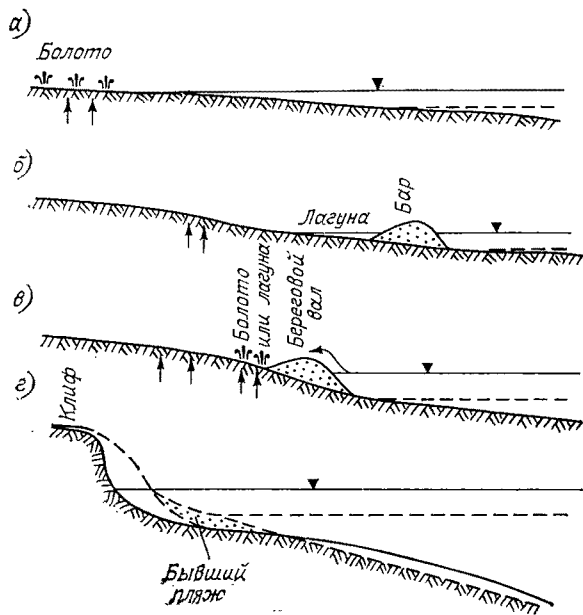


Рис. 22. Схема трансгрессивного развития берега в зависимости от уклонов береговой зоны [180].

а — пассивное затопление морем пологого берега, подъем зеркала грунтовых вод, заболачивание прибрежной территории; б — формирование на некотором расстоянии от береговой линии бара, отчленяющего лагуны; в — бар, причлененный к берегу в виде берегового вала, за ним — временная или постоянная лагуна, формирующаяся за счет подтока грунтовых вод и перехлестывания штормовых волн через вал, вал надвигается на прибрежную равнину; г — активный размыв берега, оттягивание материала абразии на подводный склон.

прибрежную равнину¹. Если вдоль берега имеются низменные участки, то за таким валом формируется вначале временная, а в дальнейшем и постоянная лагуна за счет подъема уровня грунтовых вод и перехлестывания через вал штормовых волн.

4. Значительные уклоны береговой зоны (свыше 0,01). Ситуация, когда в ходе трансгрессии заметно увеличиваются глубины и волны более свободно подходят к берегу, характеризуется тем,

¹ Например, в 70 км к югу от м. Кендерли смещение берегового вала происходило со скоростью 1,5... 2 в год. Надвигание берегового вала на марш идет параллельно с процессом захоронения илов, обогащенных органикой, причем мощность перекрывающей толщи песка составляет 0,5... 0,6 м [31].

что зона размыва перемещается непосредственно к урезу и захватывает подводную часть береговой зоны. Это ведет к интенсивному размыву современных и голоценовых аккумулятивных форм; севернее г. Махачкалы такой процесс осуществляется со скоростью 10... 15 м в год.

В рыхлых аккумулятивных толщах вырабатываются уступы размыва высотой 2... 3 м. Продукты размыва частично поступают на дно в результате перестройки профиля подводного берегового склона, а частично перемещаются вдоль берега в виде кратковременных, разнонаправленных миграций. При этом в дельтовых областях создаются аккумулятивные формы рельефа типа островных баров; устья малых рек или блокируются береговыми валами, или полностью перегораживаются ими. Зафиксирована абразия берегов, защищенных ранее от волнения низкими грядами коренных пород [281].

Конечно, ход рассмотренных процессов и явлений имеет особенности в разных береговых областях моря [180]. Так, в Северном Каспии наряду со значительным подтоплением низких дельтовых берегов происходит размыв образовавшихся ранее аккумулятивных форм. Многие острова этой части моря подвергались интенсивной абразии, например острова Малый Жемчужный и Морской Очиркин; западный берег первого из них отступает сейчас на 2... 4 м в год, а второй остров, имевший в 1970-х годах длину более 0,5 км, концу 1982 г. оказался почти полностью размытым.

Берег между новой дельтой Сулака и г. Махачкала развивается в настоящее время в абразионно-аккумулятивном режиме. Южнее устья р. Шураозень образуется и быстро увеличивается по высоте уступ современного размыва берега. Под угрозой разрушения находятся жилые дома и здание санатория, построенного в 1976—1977 гг. на новокаспийской террасе в 150 м от кромки ее уступа. Здесь в целях защиты летом 1987 г. произведена отсыпка грунта (шириной 15... 20 м), в результате чего сформировался небольшой выступающий мыс.

Скорость современного размыва берега в районе г. Каспийск достигает 20... 25 мм в год, что привело к отступанию береговой линии почти на 200 м за последнее десятилетие. Расположенные в этом месте жилые и производственные объекты также подвергаются опасности.

Исследования последних лет [179] зафиксировали, что на западном побережье Каспия современный размыв аккумулятивных берегов происходит практически повсеместно. Этот процесс принял катастрофические масштабы южнее дельты Самура, севернее м. Бендован и в корневой части Куринской косы¹. Он сопровождается подтоплением берегов, заболачиванием низкой современной террасы в результате подъема уровня грунтовых вод, а также путем заплеска морских вод через современный штормовой вал; здесь происходит активное зарастание участков берега с золотым

¹ Скорость отступания берегов составляет здесь 2... 5 м в год [5].

рельефом, например, на северном побережье Азербайджана. Заболочивание охватывает, как правило, ту часть низкой террасы, которая непосредственно примыкает к современному пляжу (либо пляжу полного профиля, либо береговому валу). В результате, с одной стороны, затрудняется доступ на пляж, а с другой — возникают препятствия для строительства даже легких сооружений, необходимых для обслуживания пляжа; осложняется также прокладка различных коммуникаций.

Описанные сценарии морфологии береговой зоны при быстром повышении уровня моря наиболее характерны для восточного берега Каспия, где не так велико влияние хозяйственной деятельности человека. Здесь также происходит постепенное затопление низких поверхностей недавней аккумуляции: Бузачинский и юго-восточный участки побережья, дистальные окончания крупных песчаных кос: Тюб-Караганской и Кендерлинской¹. Весьма четко выраженные современные береговые валы, отделяющие вытянутые вдоль берега лагуны, окаймляют протяженные участки берега (м. Песчаный, м. Порсу, Кендерлинская коса) [180]. Для восточного побережья Каспия характерна также активизация процессов абразии и ранее отмерших клифов [179].

На фазе подъема уровня моря на его берегах вместо типичных песчаных пляжей стали появляться галечно-песчаные, что вызвано выламыванием известняков бенча в условиях низкого уровня моря и их выносом на берег при подъеме уровня. Соответственно происходит преобразование структуры потоков вещества береговой зоны [31].

Анализ динамики берегов Каспия в текущем и предыдущем столетиях свидетельствует, что колебания уровня моря приводили либо к осушению, либо к затоплению прибрежной полосы. Они также в определенной мере влияли на знак динамических процессов, формирующих профиль берега, а именно: размыв берега при повышении и наращивание пляжей при понижении уровня.

Однако циклы развития береговых процессов и колебаний уровня моря совпадали не полностью. Так, начало размыва аккумулятивных форм берегов приходилось на 1960-е годы (на отдельных участках уже на 1950-е), когда уровень еще понижался. Может быть, это связано с влиянием народнохозяйственной деятельности — зарегулированием жидкого и твердого стока впадающих в Каспий рек, а также с возможным истощением запасов наносов на подводном береговом склоне, произошедшем до начала повышения уровня моря.

В целом смена продолжительного регрессивного режима Каспия трансгрессивным обусловила переход от преобладающего развития аккумуляционных процессов на берегах к повсеместному проявлению на них абразивных явлений. Отсюда следует важный вывод о том, что наиболее гарантированный гипсометрический

¹ На западном побережье аналогичная ситуация имеет место на Аграханской и Куринской косах.

уровень для выбора строительных площадок в прибрежной зоне составляют поверхности с отметками выше — 23 м абс. [180, 244].

Основная особенность Северного Каспия — это зависимость всех его гидролого-морфологических параметров от среднего уровня моря. Начавшийся в 1978 г. подъем уровня моря привел здесь к затоплению приустьевых поясов жесткой водной растительности¹, который образовался в период низкого стояния уровня (1940-е — 1970-е годы) и имел ширину до нескольких километров [355]. К 1984 г. между этим поясом и урезом воды появились водные закраины, увеличивающие свою площадь по мере подъема уровня. Верхняя часть растений пока остается над водой и продолжает играть роль фильтра для наносов, влекомых к берегу в период нагонов. Дальнейший подъем уровня моря приведет к ликвидации барьера водной растительности, и приустьевые водные закраины уже не будут изолированы от моря.

В 1987 г. на западном побережье Северного Каспия ширина таких закраин достигала 2... 5 км, а ширина пояса жесткой водной растительности 2... 6 км; в междуречье Волги и Урала и на взморье р. Урал — соответственно 1... 2 и 1,5... 3 км. В закраинах отмечалась повышенная соленость воды: от 8 до 22‰ [355].

Перестройка системы береговой зоны моря в условиях колебания его уровня ведет к изменению фитомассы этой зоны. При снижении уровня интенсифицируется эоловая обработка поверхности надводной части береговой зоны (и без того весьма активной в аридных областях). На песчаных пляжах такой процесс сопровождается образованием холмистого рельефа, положительные формы которого (с относительным превышением 0,5... 1,2 м) заняты ксерофитными кустарничками с фитомассой 2... 3 кг/м². На осушенном подводном склоне моря, сложенном крупными алевритами, выдувание происходит на участках, где нет ракушечного или глыбового прикрытия. Так, дно залива Кайдак, который еще в 1935 г. был заполнен водой, понизилось на 9... 35 см (1,7... 6,7 мм в год), судя по данным измерений валунов и галек с «подпорками» [399].

Участки дна моря, сложенные глинистыми пластами, эродируют довольно мало, что связано с дифференциацией в распределении солей на поверхности осушенного дна, где образуется система полигонов. Одни полигоны оказываются пересыщенными солями, что ведет к образованию плотной корочки, слабо подверженной эрозии. Расположенные по соседству промывные полигоны засолены в меньшей степени, и их нижележащие слои выдуваются. Это явление четко прослеживается на бывшем дне заливов Мертвый Култук и Кайдак, а также на недавно осушенной части дна залива Кара-Богаз-Гол.

В условиях затопления и переработки регрессивных береговых валов происходит уничтожение части ксерофитной растительности.

¹ Именно эту растительность (камыш, тростник, рогоз) широко использовали животноводы для заготовки грубых кормов.

К примеру, навал выкорчеванных прибоем кустов был зафиксирован на восточном берегу Каспийского моря в 25... 27 км к северу от поселка Бекдаш. Вместо уничтожаемой на подтапливаемых инфильтрационными водами участках суши появляется солянковая растительность; ее биомасса существенно ниже — 0,3... 1,3 кг/м² [31]. Подобная перестройка обусловлена тем, что в условиях большой сухости территорий саморегуляция системы, направленная на минимизацию внешних воздействий, происходит путем появления кустарниковой растительности. Она обладает хорошо развитой жесткой кроной, которая гасит ветровой поток, а также мощной корневой системой, сохраняющей растение при интенсивном эоловом расчленении рельефа, тогда как увлажнение береговой зоны моря вызывает развитие маломощной, но плотной галофильной растительности, которая, не воздействуя на ветровой поток, своими корнями «держит» влагу земной поверхности и до минимума снижает выдувание [31].

Подъем среднего уровня моря привел также к тому, что начали обводняться обширные заливы в юго-восточной части Северного Каспия — Мертвый Култук и Кайдак [355], которые в 1950-е — 1970-е годы были сухими. При сильных нагонах воды Каспия начиная с 1984 г. стали проникать в Кайдак и Мертвый Култук: в 1984—1991 гг. эти заливы периодически затоплялись. В ближайшее время следует ожидать полного затопления морскими водами Кайдака, а затем и Мертвого Култука, так как в мае 1991 г. средний уровень Каспия достиг критической (наинизшей) отметки бара в заливе Комсомолец (—27,2 м абс.). Вероятно, уже сейчас следует оценить с водохозяйственной точки зрения целесообразность затопления указанных заливов, так как это приведет, в частности, к существенному увеличению зеркала испарения, а также значительно уменьшит размах сезонных колебаний уровня моря и нагоны у восточного побережья Северного Каспия.

Выполнены приближенные оценки дополнительного испарения с водной поверхности заливов Кайдак и Мертвый Култук (вместе) при их периодических затоплениях и при полном наполнении морской водой. Эта величина оказалась равной 2 и 5 км³ в год соответственно. Плюс к этому в прибрежной зоне Северного Каспия в диапазоне отметок уровня — 29,0... —27,5 м абс. с учетом нагонов (за вычетом сгонов) дополнительно испаряется около 1 км³ в год [306].

Для всего Северного Каспия дополнительные потери воды на испарение при дальнейшем возможном повышении уровня от современной отметки —27,8 м абс. (1987 г.) до —26,0 м абс. составят 23 км³ в год (для западной части 9,8; для восточной — 13,7 км³ в год) [238].

Затопление прибрежных участков Северного Каспия (особенно в западной и восточной частях акватории) при повышении уровня моря можно отнести к одному из наиболее важных факторов, влияющих на испарение. Здесь при весьма незначитель-

ных уклонах поверхности дна и прилегающей суши имеется большое количество впадин и углублений рельефа, и даже незначительные колебания уровня (включая кратковременное воздействие сгонно-нагонных явлений) могут существенно видоизменять очертания береговой линии, что автоматически ведет к изменению значения испарения на затопленных или осушенных участках. Например, возможное увеличение объема испарения за год в результате совместного действия всех нагонов и сгонов для западного побережья может составить $0,04 \text{ км}^3/\text{год}$, а для восточного (с большими размерами площадей затопления) — $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$ [238].

На фоне многолетних колебаний среднего уровня Каспийского моря, связанных с изменением объема воды в его чаше, имеют место колебания уровня меньшего временного масштаба, вызванные перераспределением водных масс в пределах моря, которые включают в себя сгонно-нагонные, анемобарические, приливные и сейшевые колебания.

В Северном Каспии в силу незначительных уклонов дна и прибрежной суши сгонно-нагонные явления оказывают существенное влияние на формирование режима этой части моря и на природные условия прибрежных территорий. Здесь зона действия ветровых течений ограничивается изобатой 5 м, далее к берегу располагается зона действия сгонно-нагонных течений.

Побережье Северного Каспия весьма скудно освещено наблюдениями за уровнем, часть накопленных данных имеют невысокое качество: они несинхронные, прерывистые и короткопериодные. Имеются сведения [199], что до резкого падения уровня моря в 1930-х годах сгонно-нагонные колебания уровня на морском крае дельты Волги были значительными. Они свободно распространялись через дельту, достигая Астрахани и даже с. Верхнее Лебяжье. Нагоны у морского края дельты существенно уменьшились после понижения уровня Каспия и редко превышали 10 см. Нагонная волна лишь изредка захватывала дельту Волги: при исключительном нагоне в ноябре 1952 г. максимальный уровень моря составил у пос. Каспийский 4,5, на морском крае дельты — 1,0...1,5, у г. Астрахани — 0,4 м. В некоторых районах восточного побережья Северного Каспия наибольшие нагоны достигали 2,3 м, наибольшие же сгоны здесь могут превышать 2,5...3,0 м (ноябрь 1952 г.).

По инструментальным наблюдениям, нагон на востоке рассматриваемой части моря варьирует от 153 до 246 м, а сгонная составляющая практически не измерялась: урез воды уходит на единицы или десятки километров от берега, но в принципе она может достигать 2,5...3,0 м [123].

При современных отметках среднего уровня Каспийского моря штормовое заливание побережий приобретает на севере моря уже крайне опасный характер. Наблюдения и модельные расчеты параметров нагона по данным о ветре во время шторма 8...9 мая 1989 г. [393] показывают, что при средней отметке уровня — 27,9 м абс. нагон у дамбы, защищающей нефтепромыслы, дости-

гал опасной черты: —25,11 м абс. В таких условиях уже нельзя ограничиваться только констатацией происходящего.

По картам распределения нагонов и сгонов было получено [123], что при нагоне рельеф уровня поверхности представляет собой холм с максимальным подъемом в районах с глубинами от 1,6 до 1,9 м, выдвигающийся в сторону берега. Он может оказаться и над суши при нагоне более 1,6 м; склон холма, обращенный к суше, образует зону затопления. Максимальный сгон образуется также не у берега, а над глубинами 1,6... 1,9 м. По мере развития сгона зона его минимальных значений уходит мористее, а у берега образуется полоса осушки шириной от единиц до десятков километров.

Пологость берегов Северного Каспия и прибрежных участков дна обуславливает при нагонах затопление значительных площадей суши, а при сгонах — осушение больших участков прибрежных мелководий. На западном побережье зона затопления может достигать 30... 50, на северном — от 5... 10 до 40... 50, на восточном — 30... 40 км. При сильных сгонных ветрах вдоль западного, северного и восточного участков побережья Северного Каспия могут образовываться зоны осушки шириной 10... 15 км [199]. По данным авиаразведок, за последнюю четверть века на восточном побережье рассматриваемой части моря было десять случаев затопления побережья на ширину более 20 км (иногда 35... 40 км) [123].

Проведенная с использованием дистанционных методов оценка возрастания площадей северо-восточной части Каспийского моря под воздействием западных нагонных ветров [238] показала, что с 3 по 28 мая 1985 г. ее размеры увеличились на 400 км² (0,5 % площади всей акватории Северного Каспия), а с 28 мая по 25 июня того же года — на 6500 км² (7 % площади всей акватории).

Было проведено исследование влияния колебаний уровня Каспийского моря, включая сгонно-нагонные, на формирование ландшафтов северо-восточного участка побережья (от р. Эмба до залива Кочак, включая сор Мертвый Култук) [125]. Оно показало, что на всем протяжении этого участка общее направление развития природно-территориального комплекса (ПТК) различалось при понижении и повышении среднего уровня моря.

В первом случае поверхность бывших мелководий моря представлена засоленными грунтами с содержанием солей 3... 5‰ по массе. Продолжающееся снижение уровня моря сопровождается заселением образовавшейся суши галофитной и гидрофитной растительностью и постепенным заглублением уровня залегания минерализованных грунтовых вод. При этом испарительный барьер в почвах перемещается с поверхности на некоторую глубину и начинается вынос из верхних горизонтов легкорастворимых солей. Растительный покров (помимо гало- и гидрофитов) пополняется солончаковым разнотравьем и там, где влияние нагонов минимально, — эфемерами. На рассматриваемом этапе развития ПТК основным фактором дифференциации этого процесса служит

уровень залегания соленых грунтовых вод¹. Они определяют степень засоленности почвогрунтов, а следовательно, особенности развития растительного покрова. В местах, доступных воздействию стонно-нагонных явлений, происходит сглаживание пространственных различий в параметрах засоленности почвогрунтов.

На западном побережье полуострова Бузачи развитие ПТК террасы 1929 г. определяется в основном динамикой грунтовых вод, и в почвах центральной части террасы идет процесс соленакопления. В соре Мертвый Култук проникающие сюда нагоны обуславливают различие в степени засоленности его западной и восточной частей в 8... 10 раз при практически одинаковой глубине залегания грунтовых вод.

В условиях дальнейшего понижения уровня моря, когда террасы переходят в автоморфный режим, происходит смена солянок-вых пустынь с солончаковыми почвами полынными пустынями с серо-бурыми пустынными почвами.

При подъеме среднего уровня Каспия на его открытых пологих берегах расширяются участки суши, на которые распространяется воздействие нагонных явлений. Солоноватые почвы тех частей суши, которые чаще стали затопляться при нагонах, получают с морской водой дополнительное количество солей. В то же время испытывающие избыточное засоление почвы грунтового увлажнения будут рассоляться. Там, где береговые валы на побережье препятствуют проникновению морской воды в глубь суши, первоначально расширяются участки почв капиллярно-грунтового увлажнения с повышенной засоленностью. В перспективе с поступлением морских вод через межваловые понижения здесь начнет формироваться лагуна.

Таким образом, можно считать, что в условиях колебаний среднего уровня моря на начальном этапе формирования ПТК побережий северо-востока моря основным ландшафтообразующим фактором является водный: грунтовые воды (глубина залегания и степень минерализации) и поступающая с нагоном морская вода. Характер миграций и количество поступающих с водой в почву солей контролируют здесь образование растительного покрова и всего ПТК [125].

В северо-западной части Прикаспийской низменности при понижении среднего уровня Каспийского моря на бывшем морском дне формируется первичный растительный и почвенный покров. Между Волгой и Тереком на мелководьях поселяется водная растительность, а на суше формируются густые, почти одновидовые тростниковые ценозы [268].

¹ Вмешательство человека может нарушать естественную динамику глубины залегания грунтовых вод. Например, на восточном побережье Северного Каспия между Каратоном и промыслом Караарна (по нормали к дороге Каратон-Тенгиз) расположены 11 крупных стоковых ложбин. По ним весной в море стекают ливневые и талые воды, они же являются путями проникновения нагонных вод. Сейчас большинство из них перекрыто дамбами, что может вызвать повышение уровня грунтовых вод в сорах, расположенных к востоку от этих дамб [411].

В условиях понижающегося уровня моря происходит быстрое и существенное изменение параметров гидрологического режима, вызывающее «остепнение» почвенно-растительного покрова осушки. Интенсивность процессов остепнения зависит также от солевого режима почвогрунтов, их механического состава и глубины залегания грунтовых вод. Увеличение площади суши за счет освобождающегося дна моря не приводит к повышению запасов фитомассы пропорционально приросту новой территории, так как с ухудшением гидрологических условий сокращаются площади луговых ценозов, а оставшиеся луга изреживаются, упрощается их структура, падает продуктивность. На бывших луговых угодьях, являющихся ценными сенокосами, образуются галофитные или разнотравные ценозы с низкой продуктивностью [268].

В береговой зоне западного и восточного побережий Южного Каспия за последнее десятилетие практически повсеместно присутствуют следующие формы рельефа: береговой вал, лагуна, терраса 1929 г., новокаспийская терраса. На участках побережий с сильным волнением высота такого вала достигает 1... 1,2 м, а на мелководьях — 0,16... 0,24 м (юго-восточный район). Как следствие подъема уровня за 1978—1989 гг. на 1,2 м, за береговым валом сформировалась мелководная лагуна шириной 50... 100 м и глубиной от 0,1 до 0,4 м. При отсутствии пресного притока в лагуну соленость в ней оказывается на 5... 30‰ выше, чем в море. Подобные лагуны в период снижения уровня моря встречались крайне редко, их ширина достигала всего 1... 2 м. На месте современных лагун находились маршевые и приморские солончаки. При новом спаде уровня моря лагуны обсохнут и на их месте, скорее всего, образуются солончаки [126].

Интересно, что размах колебаний уровня в пределах от 1,2 до 1,5 м (от отметок —29,0 до —27,5 м абс.) практически не изменяет набор ПТК в береговой зоне Южного Каспия, однако перемещает границы, разделяющие ПТК. При понижении уровня эти границы смещаются вниз по профилю, при повышении — вверх. Особенно значительные перемещения отмечаются у границы приморских и маршевых солончаков. Падение уровня ведет к расширению пояса солончаков вслед за уходящим урезом воды, повышение — к частичному затоплению этого пояса и частичному его перемещению на более высокие отметки [126].

2.7. Экономико-социальные последствия колебаний уровня моря

Колебания уровня Каспийского моря (главным образом среднего уровня) не могут не иметь серьезных экономико-социальных последствий.

Вследствие затопления и подтопления больших низменных территорий, многих населенных пунктов, месторождений нефти и газа, различных сооружений и коммуникаций прибрежные районы, осо-

бенно в северной части Прикаспия, несут большие убытки. Процессы затопления вероятно, будут охватывать огромные прибрежные участки территорий Казахстана (Гурьевская и Мангистауская области), России (Дагестан, Калмыкия, Чечено-Ингушетия и Астраханская область), Азербайджана (Кура-Араксинская низменность), западную часть Туркмении и приморские области Ирана.

Уже отмечалось, что максимальные скорости отступления берегов моря (до 20... 25 м в год), зафиксированные за последние 2... 3 года, есть результат продолжающегося повышения уровня Каспийского моря и возрастающего дефицита наносов в его береговой зоне. Данный процесс усугубляется на отдельных участках берега антропогенными воздействиями, а именно зарегулированным и перераспределением жидкого и твердого стока рек, гидротехническим строительством в береговой зоне, изъятием берегоформирующих наносов. Наиболее аварийные ситуации сложились сегодня в пределах городских построек, зон отдыха, портовых сооружений и на примыкающих к ним участках морского побережья. Происходящие здесь процессы абразии берегов моря и их заболачивания осложняют планирование и условия строительства хозяйственных, в первую очередь рекреационных, объектов и связанных с ними коммуникаций¹. К тому же продолжается размыв пляжей, который охватывает все новые и новые участки берега, а, как известно, стабильность пляжей — одно из важнейших условий рекреационного освоения побережья.

Следует подчеркнуть, что размыв морских аккумулятивных форм не наблюдается на берегах Каспия за последние полтора столетия. Это, по существу, новое явление для моря, требующее особого внимания при освоении береговой зоны.

Резкий подъем среднего уровня моря может существенно отразиться на планах освоения побережий Каспия (в первую очередь западных) в рекреационном отношении. Этот вопрос в последние годы интенсивно обсуждался на общегосударственном уровне, поскольку традиционные районы морского отдыха на юге (берега Черного и Азовского морей) крайне перенаселены; например, население Сочи увеличивается летом в 5 раз. На Европейской территории России, с одной стороны, налицо явный дефицит рекреационных территорий, а с другой — наличие обширных, практически совершенно не освоенных в этом отношении районов.

Практически все западное побережье Каспия находится в пределах умеренно теплой семиаридной зоны. Самая же южная его часть — Ленкоранский район — относится уже к влажным субтропикам. Температура прибрежных вод достигает здесь 25... 26 °С, по количеству солнечных дней западный берег Каспия превосхо-

¹ В настоящее время, например, на побережье Дагестана земельные наделы получили 200 различных организаций, на 130 наделах уже функционируют рекреационные объекты (в основном сезонного пользования). Летом в выходные дни здесь отдыхают одновременно до 200 тыс. человек (в среднем 1000 человек на 1 км побережья) [181].

дит Черноморское побережье и выгодно отличается от него по числу пляжей. Западное побережье Каспия хорошо освоено, в том числе и в транспортном отношении, что создает благоприятные условия для развития морского отдыха. Это стало в последние годы объективной необходимостью. В самом деле, в Дагестане в рекреационном отношении не освоено почти 3/4 побережья, только немногим более 40 км пляжей оборудовано для морского отдыха [181].

Аккумулятивные берега Дагестана и Азербайджана служат и служили основой хозяйственного и рекреационного развития побережий Каспийского моря, и последний подъем уровня моря внес существенные коррективы в реализацию намеченных мероприятий. Подобные планы должны в будущем учитывать серьезные последствия изменений уровня, прежде всего затопление и изъятие из землепользования значительных по площади участков приморской суши.

За долгую историю Каспия люди старались все же не возводить на его побережье капитальные строения там, где существовала угроза затопления. Такая добрая традиция во время последнего продолжительного понижения уровня моря сплошь и рядом бездумно нарушалась, хотя давно высказывались и продолжают настойчиво высказываться рекомендации, запрещающие строительство зданий и других объектов, связанных, например, с рекреационным освоением побережья, на отметках уровня более низких чем —23 м абс. [180, 244].

Уже упоминалось, что современное повышение среднего уровня Каспийского моря сдерживает быстрое развитие нефтегазового комплекса в Западном Казахстане. Напомним, что для защиты нефтепромыслов от наступающего моря на полуострове Бузачи еще в 1979—1981 гг. пришлось построить дамбу протяженностью более 30 км.

До недавнего времени хозяйственная деятельность человека на землях Северного Прикаспия в основном приводила к деградации пастбищ, разреживанию и обеднению видового состава травостоя, опустыниванию в результате расширения участков подвижных песков и активизации суффозионных и эоловых процессов. Но при этом негативные экологические последствия носили локальный характер и не вели к разрушению полупустынных экосистем. С открытием и началом эксплуатации здесь нефтяных и газовых месторождений антропогенные нагрузки значительно возросли как по масштабам, так и по интенсивности и разнообразию. Безхозяйственное, а часто варварское отношение нефтяников и газовиков к окружающей природе привело к загрязнению огромных территорий вокруг скважин, полному уничтожению растительности.

Происходящий в наши дни быстрый подъем среднего уровня Каспийского моря создал угрозу сплошного (главным образом нефтяного) загрязнения (путем перераспределения уже накопленных загрязняющих веществ в прибрежной зоне суши) как акватории Северного Каспия, так и окружающих ее территорий, разру-

шения водных и прибрежных экосистем. Под угрозой существования оказались места обитания всех водоплавающих птиц и нерестилища, расположенные на прибрежных мелководьях.

Не все благополучно в этом отношении и на туркменском участке побережья Каспийского моря. Особенно тяжелое положение сложилось в районе г. Челекен. Тут уже разрушена защитная дамба, повреждены морские причалы. Под водой оказались десятки жилых зданий города, поселки Лагин и Хелес, участки нефте- и газопроводов. Нанесен ущерб прибрежным сооружениям заводов химического и технического углерода. Наибольшую тревогу вызывает то, что вода вплотную подошла к складам с химическими реагентами, к базе «Челекенморнефтегазпрома».

Более четверти века назад нефтяники, газовики, энергетики и строители Западного Туркменистана выбрали для отдыха берега м. Хелес в 30 км к югу от г. Челекен. Намеченные участки побережья были быстро освоены: возведены домики, построены навесы, сооружены капитальные вышки для телеантен высотой 50 м; появились пионерские лагеря и детские учреждения. Отдыхающим мешало лишь одно обстоятельство, а именно: в обмелевшем море слишком долго нужно было брести по колено в воде для того, чтобы поплавать на глубине. Ныне морская вода в некоторых участках углубилась в сушу на 40 км, и в ряде случаев затопила многие портовые сооружения, прибрежные поселки, жилые и производственные помещения. На м. Хелес гибнут туранговые рощицы. Не исключено, что Челекен станет, как и раньше, островом и город на полуострове окажется отрезанным от «большой земли». Уже сейчас дала просадку асфальтовая магистраль, связывающая г. Челекен с материком, под водой оказался 10-километровый участок водовода. На 1,5... 2 км «ушли» в море буровые и пограничные вышки, линии электропередачи. Волны подмывают железнодорожные насыпи у г. Красноводска, приближаются к нефтяным резервуарам в поселке Уфра. В опасности и открытые канализационно-очистные сооружения на Челекене. Очевидно, не зря жители рыбацкого поселка Гасан-Кули с давних времен строят на «курьих ножках», т. е. на сваях.

В Дагестане уже скрылся под водой целый совхоз на территории 40 тыс. га. В г. Махачкала строятся защитные сооружения для республиканской нефтебазы стоимостью 1 млн руб. Считается, что всего на строительство береговых оградительных дамб Дагестану понадобится 200 млн руб.

Морская вода вплотную подступила к стенам г. Сумгаит, Курильская коса и полуостров Сара превратились в острова. В Ленкорани наступающим морем уже разрушено более 500 частных домов, затоплено 800 га плодородной земли, почти полностью ушла под воду территория уникального Кызыл-Агачского заповедника. По данным информационных служб Центрального телевидения, в 1991 г. ущерб от затопления прибрежных участков Ленкоранского района Азербайджана, по самым скромным подсчетам, уже достиг около 30 млн руб.

АЗОВСКОЕ МОРЕ

Бассейн Азовского моря — это 618 тыс. км² плодородных, богатых природными ресурсами земель, расположенных в зоне недостаточного увлажнения. Здесь производится примерно 17 % промышленной и почти 22 % сельскохозяйственной продукции бывшего СССР, на территории бассейна расположены 11 областей и краев России и часть областей Украины.

В сравнительно недавнем прошлом бассейн Азовского моря характеризовался высокой биологической продуктивностью. Береговая зона и акватория моря имеют важное рекреационное значение. Волго-Донской канал и Нижний Дон обеспечивают сквозное плавание между портами Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов. В перспективе бассейн Азовского моря должен сохранить свое значение важнейшей угольно-металлургической базы, центра машиностроения, поставщика продуктов животноводства, зерна, технических культур. Основными потребителями воды в бассейне являются орошаемые земли, площадь которых приближается к 2 млн га.

Азовское море — один из немногих на Земле крупных водоемов, на примере которого можно достаточно полно проследить влияние и последствия антропогенных преобразований речного стока. В самом деле, годовой сток в Азовское море достигает около 12 % его объема (экстремальное значение для морей), приходная часть аллохтонных веществ и энергии почти целиком определяется речным стоком; изменения солености вызывают в водоеме особенно быстрые и глубокие сдвиги абиотических и биотических компонентов.

3.1. Гидрофизические процессы

Среди параметров составляющих водного и солевого баланса внутренних водоемов определяющее влияние на окружающую природу в подавляющем большинстве случаев оказывают объем, внутригодовая и межгодовая изменчивость стока, а также качественный состав вод (ионный сток, сток биогенных элементов и взвешенных наносов). Все эти характеристики испытывают антропогенное воздействие, и их изменения уже нельзя связывать с действием исключительно природных факторов. Интенсивность и характер антропогенных изменений зависят как от масштабов и специфики хозяйственной деятельности в бассейнах, так и от индивидуальной особенностей водного режима рек.

Основные реки бассейна Азовского моря — Дон и Кубань — дренируют 85 % водосборной площади. Остальные реки Приазовья представляют собой небольшие маловодные водотоки, доля которых в притоке к морю в среднем составляет около 5 %. Дон и Кубань различаются по характеру сезонного распределения стока. Включение р. Дон в сферу хозяйственной деятельности (орошение, судоходство) потребовало резкого изменения ее внутригодового режима. Наоборот, динамика водности р. Кубань по сезонам близка к графику заборов воды на орошение.

Если ограничивать период естественного режима стока р. Дон 1951 г. [82], то с 1881 по 1951 г. суммарный объем весеннего половодья занимал 78 % годового стока (81, 74 и 63 % соответственно в многоводные, средние и маловодные годы); максимальный расход в половодье составлял 13,5 тыс. м³/с (створ станции Раздорской¹). Меженный сток р. Дон в среднем достигал 22 % (6,5; 6,8; 9,1 % приходилось соответственно на лето, осень, зиму). Минимальные расходы (летне-осенняя и зимняя межень в створе станции Раздорской) составляли соответственно 130 и 70 м³/с.

Ввод в эксплуатацию Цимлянского гидроузла (1953 г.) привел на Нижнем Дону к срезке или полной аккумуляции весеннего половодья и устойчивому увеличению расходов и повышению уровней в период летне-осенней и зимней межени. По сравнению с естественным режимом стока произошло сокращение среднегодового объема весеннего стока реки с 17,2 (1912—1951 гг.) до 8,3 км³ (1952—1976 гг.), что привело к уменьшению его доли в годовом стоке на 30 %. Максимальный сток в весенний период уменьшился с 40 до 19 км³, минимальный — со 6,9 до 2,8 км³.

В общем годовом стоке реки в среднем за период регулирования доля весеннего половодья сократилась с 78 до 47 %; половодье в современном гидрографе представлено слабо выраженной, невысокой волной, которую трудно проследить в маловодные годы (табл. 16). Приходящееся на весну повышение уровней реки оказалось слабо выраженным и практически полностью затушевуется сгонно-нагонными явлениями.

Принципиально изменился при снижении весеннего стока и режим затопления поймы Нижнего Дона, а следовательно, и условия размножения здесь полупроходных рыб. Сейчас повторяемость затопления поймы не превышает 30 % (в 1921—1951 гг. затопление нижнедонских нерестилищ обеспечивалось в 85 % случаев). Площадь затопления поймы от устья Сев. Донца до вершины дельты уменьшилась в среднем от 95 до 30 тыс. га, а продолжительность затопления — от 49 до 13 сут [82].

Почти в два раза увеличилась относительная водность реки в межень. Средний многолетний сток в осенне-зимнюю межень

¹ Сток донских вод в Азовское море обычно принимается равным стоку в створе станции Раздорской, ниже которой река не имеет крупных притоков, и можно считать, что в среднем водный баланс на участке Раздорская — устье равен нулю.

(в створе станции Раздорской) возрос с 4,8 (1912—1951 гг.) до 7,9 км³ (1952—1976 гг.). Приращение стока в летнюю межень при этом оказалось незначительным (от 4,4 до 5,0 км³), но следует иметь в виду, что именно на это время приходится пик безвозвратного изъятия речной воды.

Таблица 16

Сравнительные характеристики антропогенных изменений внутригодового режима стока Дона, Днепра и Волги [82]

Река	Сезон	Относительный сток	Изменение относительного стока, %	Максимальный средне-паводочный расход, м ³ /с	Продолжительность половодья, сут		
					средний по водности год	маловодный год	многоводный год
Дон	Весна	68,38	-30	13 100/6 300	48/11	40/0	77/77
	Лето	9/23	+14				
	Осень	5/15	+10				
	Зима	18/24	+6				
Днепр	Весна	57,35	-22	14 948/2 940	95/49	77/26	99/76
	Лето	14/17	+3				
	Осень	7/13	+5				
	Зима	24/45	+21				
Волга	Весна	65/50	-15	34 000/41 560	80/46	86/62	100/52
	Лето	16/17	+1				
	Осень	9/10	+1				
	Зима	10/23	+13				

Примечание. Числитель — естественный режим, знаменатель — зарегулированный.

По сравнению с периодом естественного режима претерпели существенные изменения и другие статистические характеристики стока: дисперсия уменьшилась в среднем более чем в полтора раза (в половодье с 8,2 до 4,5, в летнюю межень — с 2,0 до 1,4 км³). Значение коэффициента вариации для весеннего половодья изменилось мало (с 0,48 до 0,54), но для летней и осенне-зимней межени оно резко уменьшилось — соответственно с 0,46 до 0,28 и с 0,42 до 0,25 [82].

Уже отмечалось, что гидрограф годового стока р. Кубань практически совпадают с графиком заборов воды на орошение. И поэтому регулирование за счет многочисленных водохранилищ, созданных в бассейне реки (всего 14 водохранилищ общей площадью 749 км², объемом 5,62 км³), не вносит существенных корректив в природную внутригодовую динамику расходов.

В обширной накопленной информации по безвозвратному изъятию вод в бассейне Азовского моря для хозяйственных нужд

обращает на себя внимание существенный разброс имеющихся оценок. Так, различие между расчетными экстремумами для уровней как 1975, так и 1985 гг. достигает 8 км³ в год [82]. При этом следует иметь в виду, что динамика притока кубанских вод в Азовское море определяется и весьма изменчивым водным балансом обширной дельты реки. Он может колебаться от -2,33 до

Таблица 17

Снижение речного стока в Азовское море под влиянием хозяйственной деятельности [82] при средних климатических условиях

Река	Естественный сток в устье, км ³ /год	1976—1980 гг.		1981—1985 гг.		1986—1990 гг.		1991—2000 гг.	
		км ³	%	км ³	%	км ³	%	км ³	%
Дон	27,9	6,8	24	7,6	27	8,7	31	12	43
	13,6	7,2	53	8,8	65	9,3	68	12	88
Кубань	11,1	4,4	40	5,4	49	6,3	57	7,2	65
	9,0	4,8	53	5,0	56	6,1	68	7,0	78
Прочие	2,1	0,4	19	0,5	24	0,5	24	0,5	24
Всего	41,1	11,6	28	13,5	33	15,5	38	19,7	48

Примечание. Для рек Дон и Кубань в знаменателе приведены данные при 90 %-ной обеспеченности.

+2,7 км³, составляя при средних многолетних значениях 0,1 км³ [398].

В монографии И. А. Шикломанова [420] приводятся оценки снижения стока р. Дон, полученные на основе анализа сетевой гидрометеорологической информации за многолетний период, которые показывают интегральное воздействие всех обнаруженных в бассейне реки антропогенных факторов. Только за 1951—1974 гг. р. Дон (створ станицы Раздорской) в результате хозяйственной деятельности недополучила около 134 км³, причем в 1971—1974 гг. — 31 км³ (7,75 км³/год). Имеющиеся в этой монографии данные о снижении водности рек бассейна Азовского моря по пятилеткам за 1976—2000 гг. обобщены А. М. Бронфманом и Е. П. Хлебниковым [82] (табл. 17).

Из данных табл. 17 можно видеть, что для средних климатических условий суммарное уменьшение водности рек Дона и Кубани, а также малых рек Приазовья в период 1976—1980 гг. составило 11,6 км³. Максимальное относительное снижение стока наблюдается в р. Кубань. Ясно, что при имеющемся уровне хозяйственного использования речных вод в периоды глубокого естественного маловодья сток рек может достигнуть экстремально низких значений, не имеющих аналогов в прошлом. Сходная ситуация создалась на

р. Дон в 1976 г., когда годовой сток реки в Азовское море достиг всего $9,5 \text{ км}^3$ [82].

Как известно, одна из основных форм обмена веществом и энергией между континентальными и морскими звеньями системы внутренних водоемов связана со стоком растворенных и взвешенных веществ. Отметим, что уровень современной изученности изменений качественного состава речных вод в бассейнах южных морей страны и их эколого-географических последствий явно недостаточен для решения конкретных задач, связанных с проведением научно обоснованных природоохранных мероприятий.

Несмотря на сокращение водности р. Дон и р. Кубань, ионный сток всех рек в Азовское море увеличился по сравнению со стоком в условно-естественный период более чем на 4 млн т [82], что однозначно указывает на его существенное антропогенное преобразование. Изменения коснулись не только количественных, но и качественных показателей составляющих солевого баланса. Прежде всего это относится к соотношениям основных солеобразующих ионов речного стока [145]. До 1950-х годов преобладающими в водах Дона и Кубани были ионы гидрокарбонатов и кальция. Зарегулирование стока Дона и Кубани и в особенности интенсивное развитие орошаемого земледелия в их бассейнах привело к существенной перестройке качественного состава вод этих рек.

Сравнительный анализ ионного состава воды р. Дон до и после зарегулирования стока показывает, что в воде увеличилось относительное содержание хлора, сульфатов¹ и щелочных металлов. Наблюдается четко выраженный метаморфизм вод реки от гидрокарбонатного класса группы кальция II типа к хлоридно-сульфатному классу группы натрия, т. е. $\text{СII}^{\text{Ca}} \rightarrow \text{CIS}^{\text{Na}}$. Последнее обстоятельство не может не иметь значительных экологических последствий [145]. Общая минерализация воды рассматриваемой реки увеличилась в полтора раза.

Для кубанских вод также характерно увеличение концентрации ионов щелочных металлов и сульфатов — ионов, характерных для коммунальных, агротехнических и промышленных стоков. Минерализация кубанских вод возросла на 18 %. Исходя из наблюдаемого соотношения основных ионов, можно предположить, что водам Кубани также грозит смена класса.

Изменения ионного состава стока основных рек Приазовья привели к изменению относительного содержания ионов сульфатов и щелочных металлов в Азовском море. По данным Л. Б. Друмевой [145], действие метаморфизированного речного стока распространяется на всю акваторию моря. Так, в его открытой части содержание сульфатов увеличилось на 14 %, а в Таганрогском заливе — на 43 %. Отношение суммы солей к хлорности за последние 30 лет возросло с 1,8522 до 1,8630. Для вод Таганрог-

¹ Основной причиной увеличения содержания и стока сульфатов является интенсивная разгрузка грунтовых вод бассейна моря через дренажно-коллекторную сеть оросительных систем.

ского залива этот коэффициент изменился с 1,8632 до 1,8808 при близких значениях хлорности.

Сравнение с периодом условно-естественного режима стока со всей очевидностью показывает, что в питании Азовского моря

Таблица 18

Сток взвешенных наносов (млн т) Дона и Кубани в условно-естественный (числитель) и современный (знаменатель) периоды [82]

Река	В нижнем течении рек	В Азовском море	Участвует в формировании подводной дельты
Дон	3,9/2,2	3,6/1,1	~0,5/~0,05
Кубань	8,3/0,8	5,0/1,0*	1,2/0,1

* Увеличение стока по сравнению со стоком в вышележащих створах связано с эрозией русла в нижнем бьефе Краснодарского водохранилища.

взвешенными наносами произошли радикальные изменения (табл. 18). С середины 50-х годов суммарная масса ежегодно поступающих в море речных взвесей уменьшилась от 8,6 до 2,1 млн т; более чем на порядок (с 1,7 до 0,15 млн т) сократилось количество

Таблица 19

Динамика средних многолетних объемов ($км^3$) речного стока (Q_p), пресной составляющей баланса моря (N), а также стока азовских (Q_A) и притока черноморских вод ($Q_{ч}$) через Керченский пролив [82]

Годы	Q_p	N	Q_A	$Q_{ч}$	$Q_A/Q_{ч}$
1923—1951 (естественный режим стока)	39,7	20,1	51,1	32,8	1,56
1957—1976	32,9	12,6	46,5	33,9	1,37
1967—1976	28,6	10,8	43,2	34,0	1,27
1972—1976	23,3	5,8	38,8	35,2	1,10
1977—1981 ¹	40,0	29,2	55,5	28,4	1,95
1982—1983 ¹	31,1	10,4	45,9	36,6	1,25

¹ По данным ГОИН.

крупнозернистого аллювия, участвующего в процессах приустьевой седиментации [82].

В табл. 19 приведены данные, дающие представление о средних многолетних изменениях водного баланса Азовского моря. За 1923—1976 годы приходная и расходная части водного баланса различаются в среднем незначительно и составляют соответственно 84,3 и 84,2 $км^3$. Приходную часть баланса формируют: материковый сток (36,6 $км^3$ — 43%), осадки (14,3 $км^3$ — 17%) и поступ-

ление черноморской воды (32,9 км³ — 39 %); расходную часть — отток азовских вод в Черное море (48,7 км³ — 58 %), испарение (34,2 км³ — 41 %). Объем ежегодно обновляющихся вод превышает 25 % объема вод Азовского моря [82].

За время интенсивного антропогенного преобразования стока (1957—1976 гг.) пресная составляющая баланса моря уменьши-

Таблица 20
Средний многолетний (1923—1940, 1946—1976 гг.)
солевой баланс Азовского моря [82]

Приход	млн т	%	Расход	млн т	%
Из Черного моря	571,1	96,8	Вынос в Черное море	559,8	97
С речным стоком	14,1	2,4	Вынос в Сиваш	17,6	3,0
Из Сиваша	5,8	0,8			
Всего	593,0	100	Всего	577,4	100

лась до 12,6 км³, а в период глубокой депрессии стока 1972—1976 годов — до 5,8 км³. Это пятилетие отличалось как глубокой природной депрессией стока, так и его существенным безвозвратным изъятием.

Таким образом, с антропогенными нарушениями речного стока связана основная причина изменений других зависимых составляющих водного баланса, в первую очередь пресной составляющей. При этом снижение значений пресной составляющей водного баланса определило изменение соотношения составляющих водообмена через Керченский пролив в сторону увеличения доли черноморских вод в общей сумме участвующих в водообмене водных масс.

Сокращение притока вод в Азовское море обусловило взаимосвязанное уменьшение пресной составляющей баланса моря и азовского стока через Керченский пролив наряду с не очень явно выраженной тенденцией к увеличению притока черноморских вод (см. табл. 19).

Данные о результирующем балансе солей в Азовском море за 1923—1940 гг. и 1946—1976 гг. (табл. 20) однозначно показывают доминирующую роль (около 97 %) обмена вод через Керченский пролив в формировании солезапаса Азовского моря. В подобной ситуации наличие тесной корреляции значений стока азовских и притока черноморских вод с объемом материкового стока позволяет считать материковый сток истинным регулятором как водного, так и солевого баланса моря [82].

Среди океанологических факторов, играющих ключевую роль в формировании физико-технического и биологического облика Азовского моря, соленость занимает ведущее место, поскольку ее изменения вызывают особенно быстрые и глубокие деформации

самых различных его абиотических и биотических компонентов. По существу, проблема Азовского моря, возникшая в связи с быстрым снижением его биологической продуктивности, имеет в своей основе радикальные изменения солености. Контролируемое возвращение значений солености в пределы, обеспечивающие оптимальные условия функционирования экосистемы моря, составляло главную задачу интенсивно обсуждавшихся в последние годы много-

Таблица 21

Средняя годовая соленость Азовского моря и Таганрогского залива [82]

	Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Азовское море	1920				10,4	10,1	10,5	10,4	10,2	10,3	10,0
	1930	10,1	10,3	9,1	9,4	9,8	10,4	11,2	11,2	11,4	11,8
	1940	11,5	10,4	9,2	9,3	9,6	10,1	9,9	10,4	10,5	11,3
	1950	11,6	11,9	12,1	12,4	11,8	12,3	11,9	11,1	11,1	11,3
	1960	11,6	11,4	11,6	11,3	11,1	11,1	10,9	11,3	11,1	11,7
	1970	11,7	11,8	12,3	12,6	12,9	13,3	13,8	13,3	12,7	12,0
	1980	12,0	11,3	10,9							
Таганрогский залив	1920				6,4	5,5	6,1	5,8	3,7	5,7	5,7
	1930	6,9	4,7	3,7	5,8	7,7	6,6	7,5	6,2	8,0	8,1
	1940	7,0	6,7	4,1	4,1	6,0	6,0	5,9	6,4	6,2	7,0
	1950			8,9	7,6	6,3	8,2	6,2	4,8	6,8	6,0
	1960	8,0	8,4	7,7	5,6	4,8	6,6	7,3	8,5	5,9	9,3
	1970	7,4	8,3	9,4	9,7	9,5	11,4	10,6	8,2	6,8	6,6
	1980	7,7									

численных подходов к проблемам водохозяйственного управления в бассейне Азовского моря.

Согласно расчетам [82], за 1923—1951 гг. (период условно-естественного режима материкового стока) средняя соленость Азовского моря равнялась 10,4‰ (табл. 21) при колебаниях от 9,1 (1932 г.) до 11,8‰ (1939, 1951 гг.). В этот же период соленость в Таганрогском заливе изменялась в больших пределах: при среднем многолетнем значении 6,5‰, она колебалась от 3,7 (1927, 1932 гг.) до 8,1‰ (1939 г.).

В 1952—1968 гг. воздействие интенсивного развития безвозвратного водопотребления в бассейне Азовского моря на динамику его солености существенно маскировалось влиянием климатообусловленных факторов. После 1966 г., когда было отмечено значительное снижение увлажненности в бассейне Азовского моря, со всей очевидностью проявились последствия забора воды на хозяйственные нужды. За один 1969 г. средняя соленость моря возросла на 0,6‰ и достигла 11,7‰. В дальнейшем эта тенденция как в климатическом, так и в хозяйственном аспектах углублялась. В 1972—1976 годах общий годовой сток в Азовское море снизился до 22... 27 км³, что меньше естественной нормы более чем на 40%. В результате существенно усилилась тенденция дальнейшего осолоне-

ния моря (см. табл. 21). Среднегодовая соленость увеличилась до 12,3 ‰ (1972 г.), в 1973 г. — до 12,6 ‰, на фоне постоянного повышения в 1976 г. она достигла 13,8 ‰ — значения, впервые зарегистрированного за более чем полувековой период наблюдений [82].

Данные сезонных съемок показывают, что в 1973 и 1974 гг. средняя соленость собственно моря и Таганрогского залива (для весны, лета и осени) изменялась от 12,8 до 13,4 и от 8,4 до 9,9 ‰, максимальные значения средней солености для указанных акваторий равнялись соответственно 17,9 и 12,8 ‰. В 1973—1974 гг. средняя соленость моря возросла до 12,9 ‰, Таганрогского залива — до 9,5 ‰ [82].

В 1975—1976 гг. осолонение моря достигло максимума, в 1976 г. среднегодовая соленость собственно моря составила 13,8 ‰, в Таганрогском заливе — 11,4 ‰ (1975 г.). Экстремально высокая за весь период наблюдений средняя соленость Азовского моря — 14,2 ‰ была измерена в октябре 1979 г. При этом почти вся акватория моря имела соленость от 14,0 до 14,5 ‰. Можно считать, что в 1976 г. закончился начавшийся в 1969 г. период крайне неблагоприятного для моря сочетания природного и хозяйственного ограничений речного стока. Максимум среднегодовой солености 1975—1976 гг. оказался выше естественной нормы на 3,4 ‰ для собственно моря и на 4,9 ‰ для Таганрогского залива. Подобные изменения солености, по-видимому, являются наибольшими для южных морей страны [82].

Расчеты, позволяющие оценить роль антропогенных факторов в динамике солености Азовского моря, показывают, что в 1952—1973 гг. природная изменчивость солености осуществлялась преимущественно в пределах 10,1... 11,4 ‰, при среднем значении 10,7 ‰. Среднее значение несколько превышало 11,0 ‰ только в 1950—1952 гг. и после 1974 г. В среднем для периода 1952—1972 годов антропогенное приращение годовой солености составило 0,8 ‰, после 1970 г. оно увеличилось до 1,9... 2,2 ‰ с максимумом в 1976 г. [82].

Пространственное распределение солености за 1923—1976 гг., построенное с использованием инструментальных и расчетных данных, наглядно иллюстрирует ситуацию (рис. 23). Площади зон с соленостью менее 7,0 и менее 10,0 ‰ сократились в 3... 4 раза, их объемы соответственно — в 3 и 8 раз (по сравнению со значениями в 1923—1951 гг. — условно-естественный период). Эти же характеристики для зон с соленостью менее 11 и менее 12 ‰ уменьшились еще более резко. (Интересно, что в условиях антропогенного уменьшения стока Волги площадь с соленостью до 8 ‰ сократилась в Северном Каспии лишь на 9... 16 % [202].)

В таких условиях доступные по солености ареалы обитания судака, леща, тарани, молоди осетровых остались лишь в восточных прилегающих к устью р. Дон участках Таганрогского залива, составляющих 12 % площади и 5 % объема моря (табл. 22).

К негативным последствиям повышения солености вод Азовского моря следует отнести и резкое уменьшение отзывчивости ареалов обитания рыб на изменения объема материкового стока, связанное с нелинейностью зависимостей ареалов от объемов речного стока при различных значениях солености вод моря. Небла-

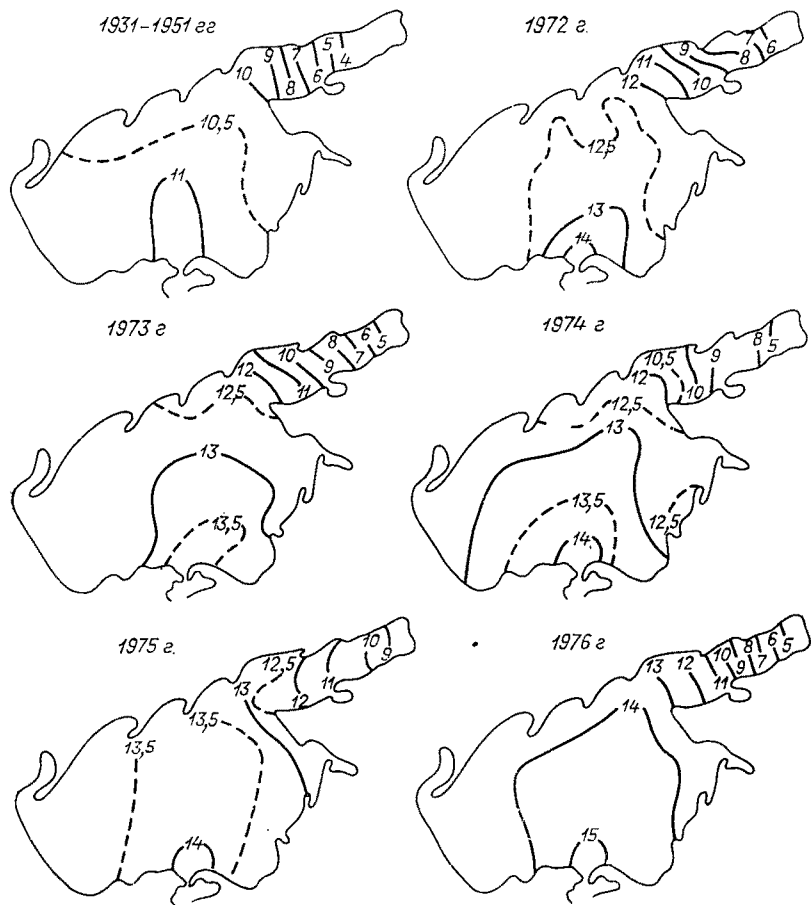


Рис. 23. Пространственное распределение среднегодовой солености (‰) Азовского моря [82].

гоприятные последствия этого явления связаны главным образом с тем, что в условиях высокой солености и в многоводные годы не обеспечиваются достаточные по размеру ареалы обитания рыб.

Процесс трансформации поля солености имеет специфические особенности в районе устьевом взморья р. Кубань [82, 423]. В период условно-естественного режима стока этой реки при солености 10... 11‰ общая площадь разобшенных между собой опрес-

ненных зон моря (без Ясенского залива) составляла примерно 180... 200 км², к 1972 г. — всего 50 км², а в последующие годы не превышала 8... 12 км².

Начавшаяся в 1977 г. новая многоводная фаза стока (при безвозвратном изъятии более 35 % речных вод), когда в течение шести лет в море ежегодно поступало в среднем примерно на 13,4 км³ воды больше, чем в каждый из восьми предшествующих

Таблица 22

Изменения ареалов обитания наиболее ценных представителей проходных и полупроходных рыб Азовского моря в зависимости от солености [82]

Виды рыб	Верхняя граница оптимальной солености	1923—1951 гг.				1973—1977 гг.			
		Площадь		Объем		Площадь		Объем	
		тыс. км ²	%	км ³	%	тыс. км ²	%	км ³	%
Осетровые	12,0	37,8	100	320	100	4,6	12	15,6	5
	14,0	37,8	100	320	100	24,0	63	168,0	53
Судак	10,0—10,5	11,7	31	66	21	3,4	9	10,5	3
	11,0	24,8	66	190	59	3,7	10	11,6	4
Лещ	8,0—9,0	6,4	20	25	8	2,1	6	6,0	2
	11,0	24,8	66	190	59	3,7	10	11,6	4
Тарань	10,0—10,5	11,7	31	66	21	3,4	9	10,5	3
	11,5—12,0	33,4	88	275	86	4,6	12	15,6	5

Примечания: 1. Числитель — молодь, знаменатель — взрослые особи.

2. По данным АзНИИРХ, в качестве верхней границы оптимальной солености принято значение, ниже которого сосредоточена подавляющая часть (около 90 %) исследуемой популяции рыб.

исключительно маловодных лет, обусловила быстрый спад средней годовой солености. В 1979 и 1980 гг. она понизилась до 12,0 ‰, а в 1981 г. — до 11,3 ‰. В 1981 г. почти вся акватория Таганрогского залива была занята водами с соленостью, не превышающей 9 ‰. В собственно Азовском море воды с соленостью более 12 ‰ наблюдались только в районах, непосредственно примыкающих к Керченскому проливу.

В 1982 г. среднегодовая соленость Азовского моря понизилась до 10,9 ‰ (см. табл. 21) и, таким образом, впервые за предшествующие 15 лет оказалась в пределах оптимальных для рыбного хозяйства значений. Пространственное распределение солености в Таганрогском заливе было практически таким же, как в 1981 г., а на большей части самого Азовского моря соленость не превышала 11,5 ‰ (рис. 24).

В 1983 г. вследствие климатообусловленного понижения стока рек вновь после шестилетней отрицательной аномальности в мно-

голетних колебаниях солености Азовского моря наметилась тенденция к ее повышению. По данным ГОИН, в июле и особенно в августе 1983 г. наблюдалось проникновение черноморских вод в Азовское море. На значительной части, прилегающей к Керченскому проливу, соленость составляла 12,0... 12,2 ‰, а в непосредственной близости к нему — 13,1 ‰. В октябре произошло даль-

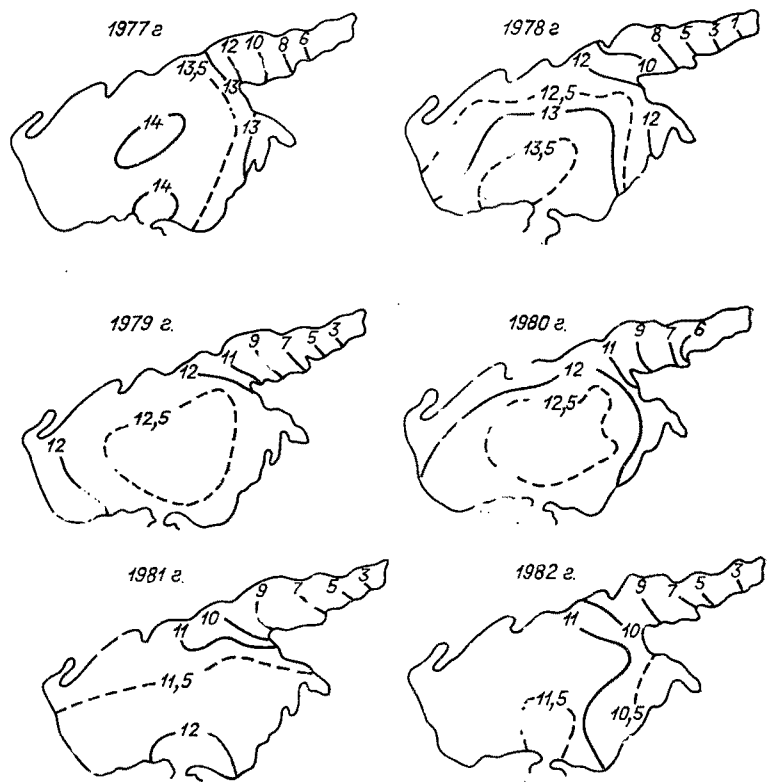


Рис. 24. Распределение среднегодовой солености (‰) на поверхности Азовского моря в 1977—1982 гг. (по данным ГОИН).

нейшее увеличение зоны, ограниченной изогалиной 12 ‰, соленость внутри ее достигала уже 12,2... 12,8 ‰, а на участке вблизи Керченского пролива даже 14,2 ‰. Тем не менее большую часть Таганрогского залива продолжали занимать воды, соленость которых не превышала 9,0 ‰. Среднегодовая соленость Азовского моря в рассматриваемом году составила 11,2 ‰, собственно моря — 11,5 ‰, Таганрогского залива — 6,9 ‰ (рис. 25).

В целом за период 1983—1989 гг. средний приток речных вод в море сократился и не превышал 30 км³. Наметилась устойчивая

тенденция к повышению солености, расширились ареалы черноморских вселенцев [369]. В 1990—1992 гг. средняя соленость Азовского моря колебалась от 11,4 до 11,8 ‰ [417].

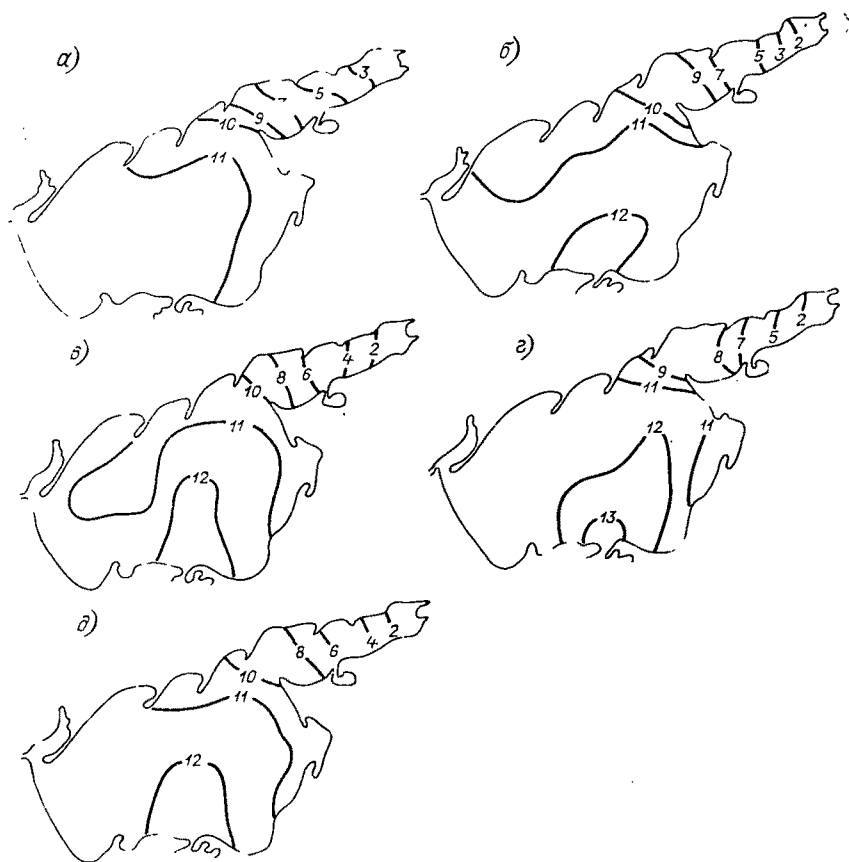


Рис. 25. Распределение солености (‰) на поверхности Азовского моря в 1983 г. (по данным ГОИН).
 а — апрель; б — июль; в — август; г — сентябрь; д — год.

3.2. Гидрохимические процессы

Одной из наиболее характерных особенностей Азовского моря можно считать эпизодически возникающее в теплый период года недонасыщение придонных вод кислородом. Несмотря на многочисленные прогнозы, что ожидаемое антропогенное сокращение речного стока вызовет прекращение или существенное сокращение площади и повторяемости таких периодов, наблюдения за более чем четвертьвековой период (с начала интенсивного преобразова-

ния речного стока) не показали этого [82]. Правда, в первые годы после создания Цимлянского водохранилища в Азовском море практически не отмечалось анаэробных или близких к ним условий. Однако подобная ситуация была в основном связана с повышенной ветровой активностью в рассматриваемый период. С лета 1955 г. здесь опять появились участки дефицита кислорода (менее 60 % насыщения), в 1955—1957 гг. и в 1959 г. на ряде станций в южных, западных и центральных районах моря отмечено близкое к аналитическому нулю содержание кислорода. Затем летняя гипоксия в придонных водах стала наблюдаться почти постоянно. В 1960—1977 гг. занятая изоксигеной 60 %-ного насыщения площадь в придонных слоях составила в среднем 8,7 тыс. км². Около 40 % акватории моря (15 тыс. км²) захватывала летняя депрессия кислорода в 1963—1966 гг. и в 1977 г. В отдельные годы (1963, 1966 гг.) зона дефицита кислорода превышала 20 тыс. км², а в 1961—1963, 1965, 1966, 1969, 1972—1974 и 1977 гг. относительное содержание растворенного кислорода в южном, восточном и центральных районах Азовского моря достигало в придонных слоях значений менее 10 % [82]. Близкое к аналитическому нулю содержание кислорода было обнаружено в 1963 г. у дна на значительной части акватории моря. Фрагменты летних съемок (1961—1977 гг.) содержания кислорода в придонных слоях приведены на рис. 26.

Зоны дефицита кислорода появились и в Таганрогском заливе, где их прежде не было. Иногда (1963, 1964 и 1973 гг.) изоксигена 60 %-ного насыщения оконтуривала более половины площади залива. С 1970 г. здесь на расстоянии 0,05 м от дна ежегодно прослеживаются области дефицита кислорода, занимающие 60 % акватории залива [81].

По мнению А. М. Бронфмана и Е. П. Хлебникова [82], основные причины современного кислородного неблагополучия Азовского моря следующие:

снижение ветровой активности над акваторией моря в конце 1950-х — начале 1970-х годов до самого низкого уровня за весь период наблюдений, что привело к ослаблению процессов обмена вод по вертикали, включая аэрацию придонных слоев;

усиление плотностной стратификации из-за осолонения моря и снижения ветровой активности;

активизация окислительных процессов вследствие климатически обусловленного повышения температурного фона моря;

понижение уровня первичного продуцирования органического вещества, а следовательно, и уменьшение фотосинтетической аэрации.

Интенсивному потреблению кислорода в зоне контакта вода—грунт способствовала активизация седиментационных процессов в условиях затрудненного обмена по вертикали.

В самые последние годы в центральной части Азовского моря регулярно отмечается дефицит кислорода, проявляющийся на фоне обострившейся плотностной стратификации, замедленной циркуля-

ции и в связи с интенсификацией окислительных процессов, зафиксированных у дна при оседании отмершего планктона и в органическом веществе ила. Эти явления были особенно ярко выражены летом 1989 и 1990 гг. в виде заморных явлений в ряде прибрежных районов моря. В его центральной части, а также в Бердянском и

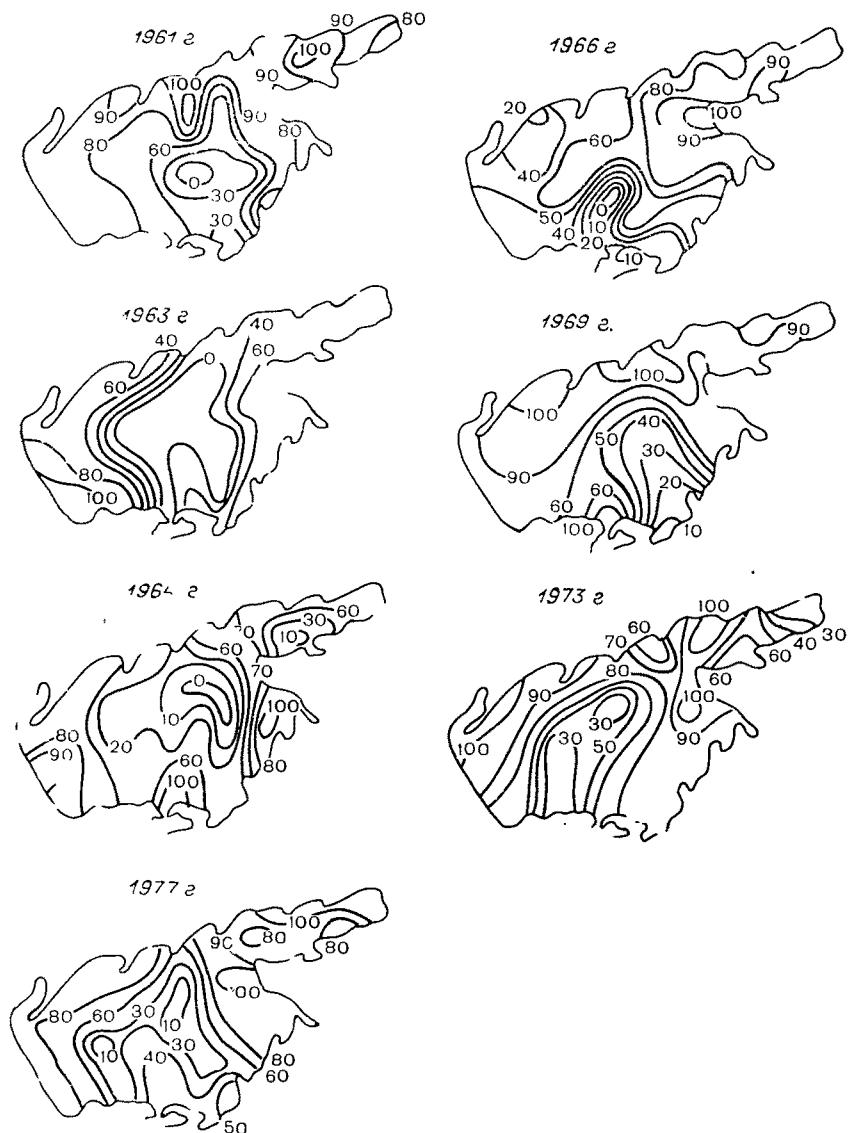


Рис. 26. Содержание (%) кислорода в придонных водах Азовского моря (фрагменты летних съемок 1961—1977 гг.) [82].

Темрюкском заливах в последнее время неоднократно регистрировалось присутствие сероводорода [417].

Согласно данным Азрыбвода и АзНИИРХа, в настоящее время 1360 предприятий сбрасывают в водоемы бассейна Азовского моря 18,4 млн м³ стоков в сутки, из них 5,5 млн м³ без очистки. Со стоком рек Дона и Кубани в Азовское море за 1981—1985 гг. в среднем ежегодно поступало свыше 12,5 тыс. т нефтепродуктов, 1,8 тыс. т СПАВ, около 210 т фенольных соединений, с промышленными стоками — широкий спектр металлов, с поверхностными и коллекторными водами — остатки минеральных удобрений и пестицидов. Начиная с 1988 г. растет доля объема сбросов, поступающих от оросительных систем, хотя сам объем этих вод в 1990 г. снизился более чем на 0,5 млн м³ по сравнению с 1989 г. [151].

В течение 1980-х годов отмечена устойчивая тенденция к нарастанию пестицидного загрязнения Азовского моря: среднегодовая концентрация хлорорганических пестицидов в воде возросла более чем в 5 раз. В составе обнаруживаемых пестицидов постоянно присутствовали стойкие хлорорганические соединения, способные к аккумуляции в рыбе, а именно линдан, ДДТ, ДДД и ДДЕ и их изомеры, сатурн, пропанид, дуал, гексахлорбензол и др. Согласно установленным нормативам, первые два из перечисленных вообще не должны присутствовать в воде рыбохозяйственных водоемов. Но именно они чаще всего обнаруживаются в водоемах Азовского бассейна.

Активное развитие орошения в бассейне Азовского моря с начала 1960-х годов привело к резкому возрастанию пестицидного загрязнения водоемов и водотоков бассейна, интенсивной биоаккумуляции пестицидов в тканях и жизненно важных органах гидробионтов различных трофических уровней. Последующее небольшое снижение уровня пестицидной интоксикации водных и биологических ресурсов бассейна в какой-то мере связано с проведением многочисленных специальных охранных мероприятий. Однако никто не может дать гарантии, что регистрируемое относительное благополучие в действительности имеет место. Справедливость этого предположения подтверждается по крайней мере двумя обстоятельствами. Во-первых, имеющиеся возможности определения пестицидных препаратов в водной среде, грунтах и гидробионтах далеко не соответствуют многообразию таких соединений, ассортимент которых к тому же в бассейне моря быстро обновляется. Во-вторых, гидролиз большинства пестицидных препаратов приводит к образованию метаболитов, многие из которых обладают повышенной токсичностью и устойчивостью в водной среде. В подавляющем большинстве случаев неизвестна химическая формула метаболитов и отсутствуют методы их аналитического определения.

В настоящее время службы Краснодарского краевого комитета по охране природы регулярно контролируют лишь сброс воды с рисовых оросительных систем. Нет организации, которая проводила бы круглогодичный мониторинг Азовского моря, оценивая

качество воды по сумме всех загрязняющих компонентов, а не только, к примеру, тяжелых металлов или нефтепродуктов [421].

Информация, полученная на сети станций общегосударственной системы наблюдений состояния природной среды [150, 151], как правило, не содержит данных о важнейшем показателе — пространственно-временной изменчивости полей загрязняющих веществ. Она часто дает превратное (обычно неоправданно оптимистическое) представление о реальной картине (см. п. 2.3). Так, исследованиями отдела качества водной среды АзНИИРХ было показано, что данные сети о загрязнении водной толщи Азовского моря пестицидами оказались заниженными в несколько раз (до 10 раз).

Азовское море загрязнено нефтепродуктами¹, фенолами, солями тяжелых металлов (ртути, меди, цинка и др.), а также гексахлорциклогексаном (ГХЦГ) и другими ядохимикатами. При этом прибрежные районы (акватория вблизи Мариуполя, Бердянский, Таганрогский заливы, Керченский пролив, взморье р. Кубань и др.) загрязнены во много раз больше, чем открытая часть моря. Максимальные концентрации нефтепродуктов превышают установленные нормы в районе Мариуполя в 150 раз, в Бердянском заливе в 100 раз; фенолов — в районе г. Мариуполя в 9 раз, в Керченском проливе — в 34 раза; ртути и цинка — на взморье р. Кубань — в 20 раз. В ряде районов прибрежной зоны Азовского моря обнаружены повышенные концентрации меди (24 мкг/л), никеля (12... 15 мкг/л), марганца (18 мкг/л), которые в 3... 6 раз превышают фоновые [401]. Содержание ДДТ и ГХЦГ в Таганрогском заливе достигало 400 нг/л (при норме — отсутствие) [417].

Во второй половине 1980-х годов в АзНИИРХ (отдел качества водной среды) был разработан ряд высокочувствительных методов, ориентированных на современную компьютеризованную аппаратуру. Их применение к Азовскому морю позволило получить результаты, которые существенно изменяют имеющиеся представления о степени загрязнения вод моря и говорят о тенденции ее дальнейшего повышения. Как уже отмечалось, загрязнение вод Азовского моря пестицидами оказалось в несколько раз выше, чем это представлялось, исходя из данных Госкомгидромета, причем число выявленных пестицидов также в 5 и более раз превышает число традиционно контролируемых соединений. Прослежена устойчивая тенденция повышения суммарного содержания пестицидов в водной толще моря с начала 1980-х годов. Например, между 1982 и 1987 годами суммарная средневзвешенная концентрация только стойких хлорорганических пестицидов (ХОП) возросла по Таганрогскому заливу в 27, а по морю в целом — в 17 раз. К концу 1980-х годов общая масса пестицидов в воде моря дости-

¹ Средняя пленочная загрязненность нефтепродуктами поверхности моря в 1990 г. составляла 43 мг/м² (их суммарное количество — 1634 т), районы наибольшего распространения — Таганрогский залив, Керченский пролив, Бердянский залив, Утлюкский лиман [151].

гала 15... 20 т; такое же количество присутствует и в верхнем слое донных отложений. Подобное развитие процесса не может не сопровождаться накоплением пестицидов в органах и тканях рыб (осетровых, судака, сазана). Так, практически во всех пробах печени и гонад кубанских осетровых в заметных количествах (от 14 до 160 мкг/кг) обнаружен пропанид. Суммарное же содержание ХОП в органах и тканях рыб изменяется от 90 до 650 мкг/кг сырого вещества, причем максимальные концентрации приходятся на мозг, минимальные — на мышцы.

Наиболее видимые последствия загрязнения водоемов пестицидами — это случаи массовой гибели рыбы. В первой половине 1980-х годов на Азовском море было зарегистрировано более 70 таких случаев, что принесло ущерб на сумму, превышающую 12 млн руб. В 1986 г. отмечено 15 аналогичных ситуаций, включая апрельскую, когда в авандельте р. Дон и в восточной части Таганрогского залива погибло более 250 тыс. производителей судака (весом 1... 2 кг) наряду с многими тысячами особей леща, тарани, чехони, толстолобика и даже мигрирующих через этот район осетровых. И в середине 1989 г. во время экспедиции «Азовское море» во всех пробах, отобранных в различных точках моря (у берегов в районе Бердянска, в Таганрогском заливе, в центральной части моря, в 20 км и 10 км от Приморско-Ахтарска, в Ейском заливе, у городов Темрюк и Керчь), был обнаружен пестицид — фосфамид в концентрациях 10^{-3} ... 10^{-4} мг/л [421].

Среди исследованных в экспедиции «Азовское море» пестицидов основным и постоянным компонентом, загрязняющим экосистему Азовского моря и приазовских лиманов, оказался фосфамид (рогор, БИ-58), который практически не использовался при возделывании риса. Это дает основание сомневаться в том, что рисоводство является главным источником пестицидного загрязнения вод моря. Однако сбросные воды рисовых систем все еще в значительной мере загрязняют водоприемники пестицидами (особенно ордрамом). К июлю 1989 г. не произошло полного самоочищения экосистемы моря от присутствия пестицида сатурна несмотря на значительное сокращение в последние годы его применения в Краснодарском крае (с 1450 т в 1981 г. до 35 т в 1988 г. и до 3 т в 1989 г.), хотя уровень загрязнения значительно снизился: во всех пробах рыб и птиц, отобранных в экспедиции «Азовское море», содержание ордрама не превышало допустимого уровня (0,2 и 0,3 мг/кг) для пищевых продуктов (зерно риса).

В Восточном Приазовье для защитных мероприятий в сельском хозяйстве используется необоснованно широкий набор пестицидов (более 100 наименований в одном Приморско-Ахтарском районе, который, кстати, не относится к рисосеющим), не учитывается степень их опасности для природных экосистем.

До настоящего времени в бассейне Азовского моря продолжается широкое применение таких высокотоксичных пестицидов, как ГХЦГ, хлорофос, метафос и др. Всего здесь используется 140 видов пестицидов, в том числе около 128 наименований в Ростовской

области (масса более 28 тыс. т), причем для 60 % из них не разработаны рыбохозяйственные ПДК. Полностью отсутствует информация как о содержании в воде Азовского моря основной массы применяемых здесь пестицидов, так и о возможных последствиях загрязнения такого масштаба [421].

Для получения (хотя бы в первом приближении) реальной картины загрязнения экосистемы Азовского моря необходим, как минимум, систематический региональный мониторинг всех вод, питающих это море и приазовские лиманы [421].

Работами отдела качества водной среды АзНИИРХа показана большая опасность загрязнения моря нефтепродуктами для его экосистемы и биоресурсов. Этот вид загрязнения наиболее распространен в районах судоходных трасс Керченского пролива, Таганрогского залива, северо-западной части моря, а также в местах буровых разведочных работ на шельфе (общие запасы нефти и газа на Азовском море в пересчете на газ составляют 612 млрд м³; такие месторождения обычно относят к числу крупных) и рыбопромысловых зонах Арабатского, Темрюкского и Ясенского заливов. Непоправимый ущерб наносит морю кладбище кораблей со всего бассейна, расположенное под г. Темрюк.

Уже многие годы уровень загрязнения нефтепродуктами моря в течение почти всего вегетационного периода в 3... 4 раза превышает ПДК, а в отдельных районах достигает десятков ПДК. Общее содержание нефтепродуктов в 1985—1987 гг. в воде моря составляло 40... 70 тыс. т, а в верхнем слое донных отложений 200... 300 тыс. т, причем выявлена устойчивая тенденция к росту накопления нефтепродуктов в донных отложениях. Несмотря на то что в воде моря присутствуют значительные количества биогенных углеводородов, основная масса углеводородов здесь все же нефтяного происхождения.

Обращает на себя внимание тот факт, что современный уровень загрязнения Азовского моря нефтепродуктами значительно превосходит способность моря к их переработке, которая оценивается в 21... 25 тыс. т в год [82].

Наблюдающийся высокий уровень загрязнения Азовского моря нефтепродуктами свидетельствует о существовании мощного источника их поступления, который в несколько раз превышает приток нефтепродуктов с речными водами (по данным Минводхоза СССР, 1987 г.), рассчитанный по значениям сброса этих веществ предприятиями, расположенными в бассейнах р. Дон (1363 т) и р. Кубань (0,456 т). Вполне возможно, что таким источником могут быть преднамеренные сбросы нефтесодержащих вод с судов. Их число и интенсивность, как показывают материалы исследований, в том числе данные специальных экспедиционных наблюдений, в последние годы растут.

По данным Минздрава СССР, на Азовском побережье сложилась одна из самых напряженных (по сравнению с другими курортными зонами) санитарно-эпидемиологических ситуаций [16]. Так, из-за превышения норм бактериального загрязнения в июне

1990 г. были закрыты пляжи в районе Бердянска, а с начала июля того же года — вблизи Таганрога [417]. И, наконец, в начале 1992 г. главный государственный санитарный врач Донецкой области В. Трач предупредил [247], что Азовское море как курорт, будет закрыто до 1994 г. Данные многочисленных лабораторных анализов свидетельствуют о том, что воды моря уже не в состоянии справляться с антропогенным загрязнением, хотя пять лет назад море к январю полностью освобождалось от такого загрязнения самостоятельно. На закрывающемся для купания с лета 1992 г. участке побережья от г. Мариуполь до поселка Урзуф расположено более 220 пионерских лагерей, пансионатов и баз отдыха. В них за сезон успевало побывать 300 тыс. человек. Еще примерно столько же приезжало сюда на выходные дни.

Применяемые в сельском хозяйстве препараты, вредные вещества, содержащиеся в современных промышленных стоках, аккумулируются в донных отложениях моря, в организмах рыб, ракообразных, моллюсков, птиц. На всех уровнях жизни Азовского моря происходит постоянное разрушение живого. Загрязняющие вещества из района г. Мариуполь фиксируются у берегов Кубани, а пестициды из кубанских лиманов — у обитателей Сиваша. Влияние загрязняющих веществ сказалось на видовом составе и численности фитопланктона, зоопланктона, бентоса и других групп фауны. Там, где происходит вынос загрязненных вод в море, биомасса фитопланктона в 10 раз ниже, чем в более отдаленных участках акватории; в 4... 10 раз стала меньше биомасса зоопланктона. При интоксикации пестицидами в организме рыб происходят морфологические изменения элементов крови, распадаются ядра флотовок, поражаются иные органы и системы. Менее подвижные гидробионты (ракообразные, моллюски, полихеты) в результате отравления пестицидами, ионами тяжелых металлов и их солями просто погибают [368].

Уже многие годы в водной экосистеме Азово-Кубанского района наблюдается неблагоприятная санитарно-токсикологическая ситуация. Например, в 1989 г. наиболее высоким уровнем концентрации нефтепродуктов (более 30 ПДК) характеризовался как Джерелиевский коллектор — приемник сбросных вод с рисовых полей (1,39 мг/л), так и близлежащий лиман Баштовой (1,79 мг/л), содержание фенолов колебалось здесь от 0,001 до 0,012 мг/л. В Карпиевском лимане и Джерелиевском коллекторе наблюдались самые высокие концентрации СПАВ (0,60... 0,85 мг/л), что превышает ПДК в 6... 9 раз. Велико содержание в водоемах целого ряда токсичных микроэлементов. В водной толще присутствуют медь, цинк (до 7 ПДК), а также марганец, молибден и кадмий, в донных осадках и макрофитах — марганец, кобальт, ванадий, хром, медь и свинец. Наиболее опасные для природных вод вещества — пестициды были обнаружены в 30 % проб экспедиции «Азовское море», (1989 г.). Что касается рыб, то наибольшее количество металлов обнаружено в жировых тканях и печени судака и тарани. Последнее свидетельствует о хроническом характере загрязнения

водоемов дельты р. Кубань. В отдельных экземплярах судака отмечалось до 30 ПДК по меди и до 7 ПДК по цинку [404].

В Ахтарском и Курчанском лиманах содержание хлороорганических пестицидов в 1987—1988 гг. изменялось от 0,0002 (осенью) до 0,001 мг/л (весной и летом), причем почти в 50 % из всех исследованных проб в воде и грунте фиксировалось еще и присутствие ДДТ. Кроме того, здесь были обнаружены (в основном весной, реже — летом и осенью) менее устойчивые фосфорорганические пестициды (МНФ, метафос, бензофосфат, хлорофос); они чаще и в больших дозах (0,0092... 0,0065 мкг/кг) встречались в грунте, чем в воде [148].

Для защиты растений колхозы и совхозы Краснодарского края ежегодно вносят 40... 42 тыс. т пестицидов (на каждого жителя края приходится более 8 кг ядохимикатов) [302]. По данным лабораторного контроля Азово-Черноморского бассейнового управления в 1988 г. с рисовых полей в кубанские лиманы поступило свыше 2 км³ сточных вод. С 1985 по 1989 г. в рыбохозяйственные водоемы дельты р. Кубань поступило 120 т пестицидов. В последние годы в рисоводстве на Кубани применяется около 10 наименований различных пестицидов и их смесей. На каждый гектар в среднем расходуется (в пересчете на действующее вещество) 9 кг, а в основных рисосеющих районах Краснодарского края — до 15 кг препаратов. При этом часто имеют место грубые нарушения в хранении и отпуске ядохимикатов. Для их распыления в двухкилометровой санитарной зоне используется авиация, здесь же размещаются растворные узлы. При отсутствии нужных пестицидов сплошь и рядом идут в дело препараты, запрещенные для данной культуры растений. Безнаказанно вносятся пестициды, для которых не установлены ПДК и вообще не имеется какой-либо информации об их влиянии на рыб и окружающую среду [421].

Необоснованное применение такого большого количества пестицидов наряду с крайне низкой культурой их внесения и хранения, неизбежно приводит к интенсивному загрязнению водоемов и водотоков. В сбросных водах Петровско-Анастасиевской и Черноерковской рисовых систем, поступающих в лиман Войсковой и р. Протока, содержание ордрама превышает ПДК в десятки раз, пропанида в сотни раз [421].

Некоторое представление о динамике поступления пестицидов со сточными водами с рисовых оросительных систем в устье р. Кубань, рукав Протоку и в восточную часть Азовского моря через лиман Войсковой могут дать данные, приведенные в табл. 23.

Все это сопровождается накоплением пестицидов в донных отложениях водоемов, в тканях и органах рыб и других организмов. В Ахтарско-Гривенской группе лиманов (по данным АзНИИРХ и КрасНИРХ) концентрация пропанида достигает в воде 0,2, а в грунте — 0,9 мг/л. Исследованиями токсикологических лабораторий Минводхоза РСФСР, выполненными в 1987 г., выявлены следующие концентрации пестицидов в рыбе: 0,49 (в Азовском море), до 0,33 (в Бейсугском лимане) и до 0,36 мкг/кг (в Ахтарско-Гри-

венской группе лиманов). По данным АзНИИРХ, содержание пестицидов в органах рыб Азовского моря колеблется от 0,1 до 2,3 мг/кг [421]. Исследованиями того же института установлено присутствие пестицидов в печени и икре осетровых и севрюги, взятых на Краснодарском и Гривенском заводах по искусственному воспроизводству осетровых.

В рыбохозяйственных водоемах дельты Кубани с 1971 по 1988 г. учтено более 1000 т погибшей рыбы в возрасте от 3 до 7 лет. В за-

Таблица 23

Количество (кг) пестицидов, поступающих со сбросами с рисовых оросительных систем в устье р. Кубань, рукав Протоку и в восточную часть Азовского моря через лиман Войсковой (Госагропром РСФСР, 1989 г.) [150]

	Ордрам (ялан)	Метафос	Рицид	Рогор	Пропан- нид
р. Кубань	2431,61 (2498,6)	45,04 (3,92)	72,22 (97,7)	172,0	45,09
рук. Протока	2858,61 (4765,0)	51,83 (6,0)	73,31 (2,3)	—	22,42
Восточная часть моря через лиман Войсковой	3154,14 (2390,0)	17,54	160,87 (0,36)	44,92	27,82
Всего	8444,36 (9653,6)	114,41	406,40 (103,6)	216,92	95,33

Примечание. В скобках — данные за 1990 г. [151].

ключении межведомственной комиссии сказано, что гибель рыбы — результат кумулятивного токсикоза [421]. Ясно, что учесть всю погибшую рыбу невозможно и поэтому фактический ущерб значительно выше. Как серьезное предостережение следует рассматривать случаи, когда санэпидемстанцией налагается запрет на употребление в пищу выловленной рыбы. Местные органы министерства здравоохранения в Краснодарском крае уже неоднократно запрещали реализацию рыбы из товарных хозяйств и кубанских лиманов.

В самые последние годы участилось возникновение неблагоприятных экологических ситуаций, сопровождающихся массовой гибелью рыб [417]. Пик таких ситуаций приходится преимущественно на летние месяцы. В середине июля 1989 г. на восточном побережье Азовского моря произошла массовая гибель рыб осетровых пород крупных размеров (до 2 м длиной). Только у поселка Пучучарк Краснодарского края найдено более 200 погибших осетров. На том же побережье в Курганском заливе зафиксирована вызванная кумулятивным токсикозом массовая гибель судака, которая сопровождалась появлением патогенно-бактериальной флоры. И в мае 1990 г. содержание пропанида в водах Петровско-Анастасиевской оросительной системы превышало допустимое в 55 раз, 25-кратное превышение по ялану наблюдалось в водах Красноармейской оросительной системы. В начале августа этого года южнее поселка Ачуево Краснодарского края вновь, как и

в 1989 г., погибло 600 особей осетра и 30 дельфинов, а к середине августа гибель осетровых и белуги распространилась уже на район Арабатской стрелки [417].

Таким образом, сокращение жизненного пространства с экологическими параметрами, благоприятными для естественной фауны моря, стало причиной уменьшения уловов многих ценных азовских видов рыб, а также других негативных биологических изменений. Однако если ранее, во время предыдущих естественных циклов, увеличение солености было практически единственным фактором, регулирующим состояние морской среды, то в последние десятилетия ситуация изменилась. В дополнение к нарушению водного баланса и увеличению солености все большую отрицательную роль стало играть химическое загрязнение морских вод.

3.3. Гидробиологические процессы

Сток биогенных веществ с речной водой принадлежит, как известно, к весьма изменчивым биогеохимическим параметрам природных систем. Его показатели во времени меняются более интенсивно, чем, к примеру, параметры водного стока. В этой ситуации для выявления тенденции межгодовых колебаний биогенного стока должен использоваться достаточно большой по объему многолетний материал инструментальных наблюдений.

Период естественного режима р. Дон довольно слабо освещен наблюдениями [155], что исключает возможность корректной оценки роли Цимлянского водохранилища в изменении биогенного стока реки. С достаточной определенностью можно говорить лишь о нарушении естественной ритмичности поступления в Азовское море соединений азота и фосфора. Известно [139, 361], что при естественном режиме стока реки в наиболее важный период весенней вегетации Азовскому морю поставлялось около 70 % годового количества биогенных веществ. В условиях зарегулированного стока эта доля составляет немногим более 45 %. В маловодные годы почти не заметна весенняя волна повышенного биогенного стока в море. При этом динамику биогенных веществ в водах впадающих в море рек отличает в первую очередь устойчивое снижение содержания в них общего фосфора и рост содержания азота [82, 391].

Среднее содержание $P_{\text{общ}}$ в водах р. Дон достигало в 1940—1941 гг. 275 мг/м³. В период 1952—1955 годов (первые годы функционирования Цимлянского водохранилища) указанная цифра возросла до 320 мг/м³ по причине интенсивной мобилизации фосфора из залитых площадей, значительно превысившей его потери за счет аккумуляции взвешенных форм. Стабилизация гидрохимического режима водохранилища сопровождалась тенденцией к спаду содержания $P_{\text{общ}}$. За 1962—1965 гг. его количество в водах нижнего Дона упало в среднем до 168, а в последующие пять лет — до 155 мг/м³. В 1975 г. отмечен многолетний минимум

$P_{\text{общ}}$ — 98 мг/м³. И в водах р. Кубань общее содержание фосфора в первые годы существования Краснодарского водохранилища (1973—1975 гг.) уменьшилось в четыре с лишним раза: с 710 до 164 мг/м³.

Характерное для нарушенного режима стока уменьшение содержания в речных водах фосфора связано с аккумуляцией Цимлянским и Краснодарским водохранилищами взвешенных минеральных и органических форм фосфора. На долю органических форм приходится 63 % (р. Дон) и 85 % (р. Кубань) общего количества фосфорсодержащих соединений, переносимых реками.

Влияние водохранилищ сказалось и на структуре фосфорсодержащих соединений. Содержание $P_{\text{орг}}$ по сравнению с естественным периодом режима стока увеличилось в водах р. Дон с 32 до 107 мг/м³, в водах р. Кубань — с 95 до 140 мг/м³ [82].

В водах р. Дон отмечен резко выраженный многолетний рост содержания общего азота в основном за счет органических и аммонийных форм. Аналогичная ситуация имеет место и в водах р. Кубань. С 1951—1952 гг. до 1972 г. (начало заполнения Краснодарского водохранилища) содержание $N_{\text{общ}}$ увеличилось здесь более чем в два раза — с 1574 до 3840 мг/м³. Общее содержание азота заметно упало после заполнения водохранилища, но было выше значений, характерных для начала 1950-х годов. Прирост содержания $N_{\text{общ}}$ осуществлялся главным образом за счет его минеральных форм (преимущественно NH_4 , NO_3). Содержание органического азота осталось на прежнем уровне [82].

Под влиянием зарегулирования стока р. Дон произошло существенное изменение альгофлоры реки. Активное развитие в Цимлянском водохранилище и нижнем бьефе гидроузла получили сине-зеленые водоросли, многие из которых способны связывать атмосферный азот, число их видов возросло от 32 до 75. Относительное содержание синезеленых водорослей в фитопланктоне донских вод составляет в среднем за вегетационный период около 80 % [10].

Расчеты показывают [82], что по сравнению с периодом естественного стока средний годовой сток азота с водами р. Дон несколько возрос, сток же азота с водами р. Кубань упал почти вдвое, а общее поступление азота в Азовское море осталось на прежнем уровне (было 58, стало 61 тыс. т), тогда как средний многолетний приток в море фосфора сократился примерно с 15,6 до 7,0 тыс. т. Если учесть потери связанные с наблюдавшимся понижением водности этих рек (р. Дон — 1,0 тыс. т, р. Кубань — 0,7 тыс. т), сокращение притока фосфора составляет 5,3 тыс. т. При этом имеет место резкое изменение внутренней структуры биогенного стока. Так, нарушился природный баланс в содержании соединений азота и фосфора, а отношение N : P, составляющее в естественных условиях 3,9 (для р. Дон) и 4,5 (для р. Кубань), за последующие два десятилетия возросло соответственно до 15,1 и 15,6.

В период естественного режима Азовского моря физико-химические условия обеспечивали в нем относительно высокую скорость

геохимических циклов соединений, содержащих азот и фосфор (восемь полных циклов в течение года). Быстрая оборачиваемость биогенных веществ и их значительное содержание в водной толще Азовского моря создавали необходимые условия для интенсивного синтеза первичного органического вещества, годовая продукция которого достигала почти 34 млн т [81, 95].

Осолонение Азовского моря в сочетании с антропогенными качественными и количественными преобразованиями стока рек привели к изменению внутригодового режима питания моря биогенными элементами, замедлению скорости биогеохимических циклов азота и фосфора, изменению их концентраций и интенсивности первичного продуцирования органического вещества. Так, до 1952 г. с весенним половодьем р. Дон в Таганрогский залив поступало около 70... 80 % годового биогенного стока этой реки. Значительная часть биогенных соединений тут же транзитом выносилась в море, что обеспечивало относительно высокую продуктивность вод залива. При зарегулировании речного стока в весенний период с водами реки стало поступать лишь 30... 35 % годового количества биогенных веществ, подавляющая часть которых потребляется в Таганрогском заливе [81, 415].

При естественном режиме речного стока развитие фитопланктона имело как весенний, так и летний максимумы. В период 1960-х — 1970-х годов отмечено усиление продуцирования микроводорослей в осеннее время, тогда как летом интенсивность этого процесса снизилась [13].

Анализ многолетних колебаний содержания общего азота в водах Азовского моря показывает, что повышение концентраций в 1957 г. в целом сохраняется и до настоящего времени.

Для фосфора характерна другая картина. Пониженное содержание общего фосфора (в среднем около 50 мг/м^3), как и общего азота, наблюдалось в первые годы после сооружения Цимлянского водохранилища. К 1960-м годам его концентрация повысилась почти до 1000 мг/м^3 , а затем вновь уменьшилась к началу 1980-х гг. почти вдвое, что было вызвано главным образом сокращением притока фосфора со стоком р. Кубань после сооружения Краснодарского водохранилища.

К середине 1980-х гг. поступление соединений азота и фосфора в Азовское море в среднем за год достигло соответственно 88,5 и 7,0 тыс. т (табл. 24). В этом процессе определяющая роль отводится речному стоку (69 % азота и 76 % фосфора), в расходе преобладает вынос этих веществ в Черное море (62 % азота и 57 % фосфора). Обращает на себя внимание подобие соотношений суммарного поступления азота и фосфора ($N/P = 12$) и их содержания в водах моря.

Связанное с внешними источниками удельное поступление в Азовское море азота и фосфора на 1 км^2 составляет соответственно около 2,3 и 0,2 т [82], что, кстати, намного превышает аналогичные показатели в Аральском и Каспийском морях [257]. Среднее многолетнее (за 1952—1979 гг.) содержание азота в водах

Азовского моря составляет 1045 мг/м^3 (с годовыми экстремумами 621 и 1463 мг/м^3), сезонные изменения занимают интервал от 550 до $21\,000 \text{ мг/м}^3$. Содержание фосфора достигает в среднем 70 мг/м^3 (годовые экстремумы равны 40 и 116 мг/м^3 , сезонные — 38 и 138 мг/м^3).

Основной запас азота и фосфора Азовского моря представлен в форме органических соединений. Относительное содержание

Таблица 24

Годовой баланс (тыс. т) соединений азота
и фосфора в Азовском море [82]

Составляющая баланса	Азот	Фосфор
Поступление		
с речным стоком	61,0	5,3
с атмосферными осадками	8,3	0,6
за счет абразии берегов	7,8	0,2
с черноморскими водами	11,4	0,9
Итого приход	88,5	7,0
Изъятие с вылавливаемой рыбой	6,0	1,0
Вынос в Черное море	55,3	4,0
Захоронение в донных отложениях	27,2	2,0
Итого расход	88,5	7,0

минеральных форм фосфора достигает в среднем 12% (при колебаниях от 2 до 19%). Отношение $N_{\text{общ}}/P_{\text{общ}}$ равно 15 , в течение года оно изменяется незначительно: от 13 до 15 , отношение же минеральных растворенных форм $N_{\text{мин}}/P_{\text{мин}}$ в среднем составляет 12 [82]. В пространственном отношении содержание минеральных и органических форм азота и фосфора в собственно Азовском море существенно меньше, чем в Таганрогском заливе.

В Азовском море средняя биомасса сухого органического вещества составляет [82] (млн т): $26,1$ (1952—1956 гг.), $36,0$ (1957—1968 гг.) и $20,4$ (1969—1976 гг.), увеличиваясь в отдельные годы до 50 . Удельная валовая первичная продукция в Азовском море намного выше, чем в Каспийском, Черном и Аральском (табл. 25).

В конце 1940-х — начале 1950-х гг. неблагоприятное воздействие как климатических, так и антропогенных факторов способствовало снижению содержания биогенных веществ и росту первичной продуктивности органического вещества. За 1952—1956 гг. среднее содержание общего азота опустилось до 667 мг/м^3 , фосфора — до $48,7 \text{ мг/м}^3$. Это на 45% ниже нормы и вообще впервые зафиксировано наблюдениями. Первичная продукция органического вещества сократилась в среднем до $26,1$ млн т (естественная норма со-

ставляет примерно 34 млн т); в 1954 г. она достигла лишь 14,6 млн т — значения, близкого к минимальному за последние 25 лет [82]. По сравнению с предшествующим периодом биомасса зоопланктона и бентоса сократилась в 1952—1956 гг. на 54 и 35 % соответственно [12], а общий запас азовской хамсы уменьшился в два с лишним раза (1932—1951 гг. — 220 тыс. т, 1952—1956 гг. — 100 тыс. т), с 40 до 50 % возросло число неурожайных поколений, почти на 20 % уменьшилась средняя масса рыб [328].

Таблица 25

Показатели валовой первичной продукции органического вещества для некоторых морей [82]

Море	Первичная продукция	
	млн т/год	г/(м ² ·год)
Азовское	29	767
Каспийское	200	554
Северное	234	430
Черное (0... 100 м)	129 *	306
Балтийское	100	259
Аральское	1,1 *	1,7

* С учетом продукции макрофитов.

Благоприятное сочетание климатических условий (несмотря на рост безвозвратного водопотребления в бассейне) в последующий период — 1957—1968 гг. — привело к увеличению содержания биогенных веществ и подъему валовой первичной продукции органического вещества (рис. 27). По сравнению с 1952—1956 гг. в среднем за год количество общего азота и фосфора повысилось в водах моря на 70... 75 % (азот — с 667 до 1140 мг/м³, фосфор — с 47,8 до 83,9 мг/м³). Этот процесс достиг максимума в 1963—1968 гг., когда среднее годовое содержание общего азота поднялось в 1966 г. до 1530 мг/м³. Сходная ситуация имела место и для фосфорсодержащих соединений [82]. Произошло уменьшение относительного количества минеральных форм азота и фосфора — до 7 и 10 % соответственно против 16 и 21 % в 1952—1956 гг.

Среднее годовое содержание соединений азота и фосфора вновь снизилось в маловодье 1969—1976 гг. соответственно до 954 и 70 мг/м³. Это близко к норме (1952—1979 гг.), но ниже средних показателей за предшествующий период, что может быть обусловлено резким сокращением (особенно по фосфору) биогенного стока. В рассматриваемый период произошло существенное снижение первичной продукции органического вещества, но при необычной с точки зрения химии моря ситуации, а именно в условиях сравнительно небольшого изменения запасов биогенных веществ. Первичная продуктивность упала в среднем на 15,6 млн т по отношению к 1957—1968 годам, т. е. более чем на 30 %. В 1972 г.

первичная продукция органического вещества достигла минимума — 13 млн т, тогда как в 1969, 1974 и 1976 гг. она составляла 15... 17 млн т¹. Такое резкое снижение первичной биопродуктивности в основном было вызвано заметным торможением процессов деструкции и синтеза органического вещества в условиях быстрого и значительного осолонения вод моря [82].

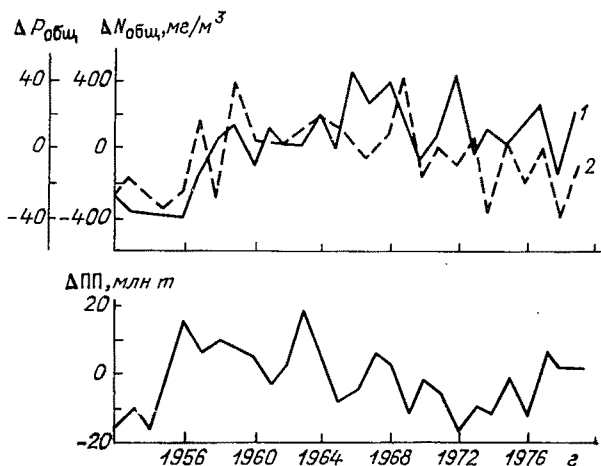


Рис. 27. Отклонения от нормы среднегодового содержания общего азота (1), фосфора (2) и валовой первичной продукции органического вещества (Δ ПП) в Азовском море [82].

Повышение солености Азовского моря обусловило активное проникновение в него средиземноморской флоры и фауны. В середине 1970-х годов морские виды планктона и бентоса занимали более 90 % акватории моря. Пресноводные и солоноватоводные виды обитали уже только на площади 1,0... 1,5 тыс. км² (около 3 % площади моря), многие из них в гидробиологических сборах или не встречались, или регистрировались единично [82, 253]. Число видов планктона в море только за 1972—1975 гг. уменьшилось с 124 до 28 за счет исчезновения ряда стеногалинных пресноводных представителей фитопланктона из групп диатомовых, синезеленых и зеленых [137]. Иммигранты, как правило, имеют значительно меньшую удельную продуктивность по сравнению с аборигенами. С этим может быть связана одна из основных причин резкого снижения общей биомассы организмов первого и второго трофических уровней.

Интенсивное развитие черноморских вселенцев часто нарушает сложившиеся трофические цепи и затрудняет потребление веще-

¹ Аналогично изменялась и биомасса планктона: 1957—1968 гг. — 2,2, 1969—1975 гг. — 1,3, 1972—1976 гг. — 0,7 г/м³ [137].

ства организмами особенно в пелагиали моря [15, 170, 253]. При этом часть вселенцев (медузы, гребневик-мнемипсис, моллюско-рапана и др.) оказались здесь первыми заслуживающими внимания конкурентами рыб в потреблении планктона и зообентоса [170, 250].

Всего в Азовское море проникло около 50 видов черноморских иммигрантов — микроводорослей, зоопланктона, бентосных животных и рыб. В их числе оказался и крупный брюхоногий мол-

Таблица 26

Численность и биомасса медузы в Азовском море в 1974—1984 гг.
(по данным лампарных съемок в августе) [172]

Годы	Общая численность, млрд экз.	Общая биомасса, млн т	Годы	Общая численность, млрд экз.	Общая биомасса, млн т
1974	0,591	1,980	1980	1,595	3,896
1975	0,794	3,600	1981	0,140	0,366
1976	4,500	13,500	1982	0,149	0,283
1977	5,200	7,300	1983	0,107	0,227
1978	7,000	7,000	1984	0,083	0,013
1979	1,758	5,890			

люск (*Rapana thomasiana*), который выедает других мягкотелых (*Cerastoderma*, *Mytilus*). С 1970 г. постоянным компонентом зоопланктона стали медузы. Массовое размножение медуз *Aurelia aurita* и *Rhizostomo pulmo* (*Macri*) связано исключительно с осолонением вод Азовского моря [171], начавшимся, как известно, в 1969 г. и достигшим максимума в середине 1970-х годов. Имея хорошую кормовую базу и благоприятный температурный режим, кишечнополостные широко распространились по всей акватории моря. В годы максимального осолонения вод медузы освоили восточную часть Таганрогского залива (авандельту) вплоть до дельты р. Дон. При этом холодолюбивая аурелия размножается весной, а по мере повышения температуры воды она заменяется медузой-корнеротой. Пик численности и биомассы медузы (93... 95 % составляет корнерота) ежегодно приходится на август [172]. Максимальная численность медуз составляла 7,0 млрд экземпляров, биомасса — 13,5 млн т (табл. 26) [172] при средней массе особи 1,9 кг [370].

Потребляя значительную часть зоопланктона, медузы снизили рыбохозяйственную продуктивность моря. В частности, продукция ихтиомассы (хамса, тюлька) снизилась на 24 % [251]. С 1979 г. имеет место постоянное уменьшение количества медуз, и в 1986 г. их биомасса составляла только 0,06 млн т, что благоприятно отразилось на развитии мирного планктона [370].

В конце 1980-х годов, когда наметилась устойчивая тенденция к повышению солености моря и расширились ареалы черномор-

ских вселенцев, произошло вселение в Азовское море планктонного хищника гребневика-мнемиопсиса [370]. Его массовое развитие привело к двухлетнему прекращению промысла хамсы и существенному снижению промыслового запаса тюльки.

Гребневик впервые был отмечен в августе 1988 г. на юго-западе моря, вблизи Керченского пролива. Скорее всего, он был занесен из Черного моря, где его биомасса достигала в то время 1,5... 2 кг/м² [100]. В 1989 г. мнемиопсис был обнаружен в Азовском море весной, которая характеризовалась интенсивным поступлением черноморских вод через Керченский пролив. Во второй половине мая гребневик достиг уже Азово-Кубанского района, а к концу лета — занял практически всю акваторию моря, а также западную и центральную части Таганрогского залива. Общий уровень развития гребневика в 1990 г. был ниже, чем в 1989 г. [370].

Цикл жизни этого черноморского вселенца представляется следующим образом. Зимой и ранней весной мнемиопсиса в Азовском море нет. Последующий его занос вместе с черноморскими водами дает начало развитию популяции. Максимум биомассы приходится на август — сентябрь (общий запас 32 млн т), осеннее снижение начинается в октябре сначала в самом море, а затем и в Таганрогском заливе. Сезонная динамика гребневика в Азовском море такая же, как в Черном море, но его биомасса больше. Отмечаемое наблюдениями снижение обилия зоопланктона свидетельствует о том, что в Азовском море (как и в других местах его обитания) гребневик питается главным образом зоопланктоном. По расчетам [370], летом 1989 г. он использовал 82 % летней продукции планктонных организмов Азовского моря.

Высказываются предположения о прямой связи между биомассой «студенистого» планктона и антропогенным эвтрофированием водоемов [214].

Если развитие черноморских вселенцев (медуз) лимитируется значением солености, то развитие эвригалинного вселенца гребневика лимитируется только наличием корма. Вселение гребневика следует считать мощным биологическим фактором антропогенной природы. Весьма вероятно, что изменения структуры пелагических сообществ, характерные для последних лет, окажутся необратимы и гребневик-мнемиопсис станет постоянным компонентом планктонной фауны Азовского моря, а формирование популяций промысловых рыб-планктофагов будет лимитироваться кормовыми ресурсами [370].

Наряду с существенным сокращением благоприятных для аборигенной фауны Азовского моря ареалов, происходит ухудшение их качества. Они оказались смещенными к устью р. Дон, в районы с максимальным для моря загрязнением вод и интенсивным развитием сгонно-нагонных явлений, порождающих резкую изменчивость всех абиотических параметров среды.

Осолонение Азовского моря привело к нарушению исторически сложившегося взаимодействия между его биологической и гидрофизической системами. Теперь даже значительные колебания

стока рек и, следовательно, солёности моря приводят к весьма незначительным изменениям площадей ареалов обитания рыб. Например, с уменьшением среднегодовой солёности моря с 11 до 10,5‰ акватория в пределах изохалины 11‰ увеличивается на 10 тыс. км², тогда как изменение солёности от 12,5 до 12,0‰ (на те же 0,5‰) ведет к увеличению указанной акватории всего на 1 тыс. км² [82]. Таким образом, как уже отмечалось, снижается

Таблица 27

Уловы азовоморских рыб в % к 1976 г. [165]

Виды рыб	1936 г. (максимальный)	1930— —1952 гг. (средний)	Годы									
			1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	
Проходные	544	344	100	57	37	60	56	50	74	91	98	
В том числе осетровые	472	234	100	85	55	82	70	62	77	98	114	
Полупроходные и пресноводные	3542	1455	100	125	103	93	118	103	129	145	197	
Морские	138	126	100	44	86	84	149	117	203	153	164	
Итого	286	189	100	47	86	84	146	115	197	151	164	
Прудовые и садковые	—	—	100	111	119	147	148	181	215	235	238	
Всего	271	179	100	51	88	88	146	118	198	156	168	

«отзывчивость» ареалов обитания рыб на колебаниях материкового стока.

Азовское море в недавнем прошлом по уловам рыбы на единицу площади занимало первое место среди водоемов Мирового океана. Его высокая рыбопродуктивность определялась большими масштабами воспроизводства рыбных запасов, обилием нерестилищ (на 10 км² акватории приходилось 1,3 км² нерестилищ), низкой солёностью (10,5‰), большим притоком чистой пресной воды (41... 59 км³), высокой трофностью мелководий. По данным С. П. Воловика [107], в 1930—1978 гг. здесь было добыто 8,4 млн т рыбы (при среднегодовых уловах в 179 тыс. т), морские реликтовые виды и черноморские мигранты составляли соответственно 6,1 млн т и 131 тыс. т (их интенсивная добыча началась с конца 1920-х — начала 1930-х годов). Среднегодовой вылов традиционных объектов промысла в Азовском море — проходных, полупроходных и пресноводных рыб, — составивший за тот же период 48 тыс. т (максимальный — 167 тыс. т в 1936 г.) сократился в 1970-е годы до 4... 5 тыс. т при упавшем до 50... 100 тыс. т суммарном вылове рыбы. Последний в 1976—1984 гг. был в 2... 3 раза меньше, чем в 1936 г., и ниже средних значений до зарегулирования р. Дон Цимлянским водохранилищем в начале 1950-х годов (табл. 27).

Основной причиной снижения уловов азовоморских рыб и ухудшения его качества можно считать антропогенный фактор, негативному влиянию которого в наибольшей степени подвержена та часть ихтиофауны, которая в течение жизни осваивает и морскую и речную среду (полупроходные и проходные рыбы). Кормовая база рыб сократилась из-за изменения продукционных характеристик ведущих представителей флоры и фауны моря [14, 278, 369].

Добыча проходных рыб (см. табл. 27) сократилась по сравнению с максимальной (1936 г.) в 5... 15 раз, в том числе осетровых — в 4... 9 раз. Тем не менее на фоне низких общих уловов проходных рыб в 1976—1984 гг. добыча осетровых за это время росла, что можно отнести за счет успехов осетроводства, а также за счет появления высокоурожайных поколений этих рыб в 1963 г. Вылов азовоморских полупроходных рыб (судака, леща, тарани и др.) в начале 1980-х гг. уменьшился в 18... 38 раз по отношению к показателям 1936 г. и продолжает оставаться на низком уровне.

В последние десятилетия добыча морских рыб (в основном хамсы и тюльки) сохранялась на относительно высоком уровне, их уловы в 1980—1984 гг. даже превышали средние показатели 1936 г. и 1930—1952 гг.

В конце периода между 1982 и 1984 годами суммарные уловы азовоморских рыб (за счет хамсы, тюльки и растущего изъятия камбалы) приблизились к средним значениям, которые наблюдались в годы, предшествующие зарегулированию речного стока. Все это может свидетельствовать не только о сохранившейся высокой биологической продуктивности моря, но и о его большой рыбопродуктивности [165].

Действительно, период повышенной водности рек 1974—1982 гг. и последующее распреснение вод моря способствовали появлению относительно урожайных поколений и улучшению среды обитания промысловых рыб, разных по генезису и экологии [3]. Морские рыбы реликтового и средиземного комплексов с коротким жизненным циклом первыми отреагировали на изменение абиотических условий в море. По сравнению с минимальным запасом конца 1970-х годов численность и биомасса тюльки и хамсы к 1980 г. повысилась в два раза, достигнув 600... 700 тыс. т, т. е. уровня, характерного для середины 1960-х годов. При этом на 1,4 км² расширился ареал размножения тюльки, улучшилось физиологическое состояние стад хамсы и тюльки, в частности, жирность хамсы возросла до 23... 25, тюльки — до 28... 30 %.

При повышенном стоке р. Дон и залитии займищ в 1979 и 1981 гг. появились урожайные для современного периода поколения осетра, леща, увеличилась численность поколений сельди, чехони, рыбака, шеман, сазана, щуки. Как промысловый запас судака (160 тыс. т) и тарани (5... 6 тыс. т), так и их уловы (соответственно 1,7 и 1,5 тыс. т) увеличились в два раза по сравнению с предшествующим периодом осолонения моря, но оказались все же в 4... 5 раз ниже уровня 1956—1968 годов.

Интересно, что во время рассматриваемого периода распреснения Азовского моря ареалы нагула полупроходных рыб увеличивались постепенно (процесс стал развиваться через два года после начала распреснения моря) и достигли границ, имевших место до периода осолонения вод моря, только через 4... 5 лет.

В 1983—1985 гг., когда произошло снижение речного притока в море и стала вновь повышаться соленость его вод, предшествующее улучшение абнотических условий воспроизводства и нагула основных промысловых рыб все еще оказывало положительное влияние на состояние их запасов. А для некоторых видов (судак, тарань) отмечался рост численности и биомассы стада, что связано с некоторой стабилизацией благоприятной обстановки в Азово-Кубанском районе.

Вселение планктонного хищника гребневика-мнемониса имело совершенно очевидные негативные последствия для рыбного хозяйства: в течение двух лет (1989—1990 гг.) прекратился промысел хамсы, значительно снизился промысловый запас тюльки. Личинки хамсы при отсутствии корма не могли активно питаться и погибали. Это обусловило низкую эффективность размножения данной рыбы, которая оказалась недостаточной для пополнения стада. Взрослая часть стада также не могла прокормиться. Жирность хамсы составила 10... 15 %, что вызывало слабый осенний ход хамсы и сделало невозможным ведение промысла. В то же время эффективность размножения тюльки осталась высокой, поскольку к моменту нереста в Таганрогском заливе гребневик еще отсутствовал (численность кормового планктона достигала 90... 130 тыс. экз/м³). Но при выходе в море тюлька также не была обеспечена кормом, не наблюдалось ее промысловых скоплений, и эффективность промысла оказалась весьма низкой [370].

Теперь уже ни у кого не вызывает сомнений тот факт, что в течение трех-четырех десятилетий произошла деформация структуры всей экосистемы Азовского моря. Интенсивная стадия этого процесса началась с момента зарегулирования стока р. Дон. Можно назвать следующие основные направления [107, 318].

1. Перераспределение годового режима речного стока наряду с ростом водопотребления на хозяйственные нужды, включая безвозвратные изъятия (от 12 до 16 км³ в год, или более 30 % среднегодового стока), привело к прекращению залития займищ, потере нерестилищ рыб в руслах и поймах рек, нарушению механизма естественного воспроизводства рыб пресноводного комплекса, в том числе и за счет гибели рыб и их молоди на водосборах.

2. Использование земельных ресурсов в пойме р. Дон и в низовьях р. Кубань не только существенно уменьшило потенциальные нерестовые площади, но и привело к интенсивному загрязнению как пойменных и лиманных водоемов, так и самого моря различными биологически активными соединениями, включая ядохимикаты, на фоне постоянно возрастающего загрязнения вод нефтепродуктами, СПАВ, фенолами и солями тяжелых металлов.

3. Зарегулирование и антропогенное преобразование материкового стока изменили механизм обеспечения Азовского моря биогенными и другими элементами, вызвали деградацию дельтовых систем, нарушили гидрофизический и гидрохимический режимы моря, сложившиеся здесь процессы формирования солености (она увеличивалась в среднем по морю до 14‰). Все населяющие море сообщества гидробионтов — фитопланктон, зоопланктон и зообентос — испытывают существенные преобразования видового состава, пространственно-временной структуры, сезонного ритма продуцирования вещества. При этом флора и фауна беспозвоночных обогащались черноморскими вселенцами и одновременно характеризовались сокращением числа аборигенных видов (преимущественно пресноводного и реликтового комплексов), уменьшением их ареалов, продуктивности и, как результат, значимости в экологии моря. Перечисленные процессы перестройки флоры и фауны создают основу для формирования в экосистеме новых, не всегда устойчивых связей, что ведет к мощному развитию нежелательных организмов (черноморских медуз, гребневика-мнемипсиса, рапаны и др.). Вследствие того что удельная продуктивность черноморских вселенцев оказалась ниже, чем у вытесненных ими аборигенных форм, продуктивность экосистемы в целом уменьшилась.

Антропогенные преобразования режима и биоты Азовского моря оказались негативными почти для всех видов рыб, населяющих водоем, и обусловили подчас весьма значительные изменения условий обитания и воспроизводства рыбных популяций, их продукции, запасов и уловов.

В экосистеме Азовского моря сформировались новые биоценологические отношения, так как акватория моря оказалась освоенной новыми для него организмами, а в Таганрогском заливе стало обитать значительно больше организмов, чем прежде. Наблюдающееся соответствие особенностей структуры гидробионтов моря зонам с определенными значениями солености служит основанием для предположения о том, что экосистема Азовского моря представляет собой сложный агрегат [318]. Она состоит из более мелких экосистем, каждая из которых соответствует участкам моря с определенной соленостью и имеет свой состав флоры и фауны, скорость продуцирования вещества на различных трофических уровнях, а также биологической продукции.

Все перечисленные экологические изменения привели к резкому (почти в два раза) падению биологической продуктивности моря, уменьшению в 2... 4 раза кормовой базы различных рыб; в итоге рыбная промышленность бассейна только за 1952—1975 гг. недополучила около 4,7 млн т улова ценных промысловых рыб [107].

Обстоятельный анализ обширного материала по Азовскому морю [82] дал основание для предположения о том, что антропогенные нарушения его экосистемы еще сравнительно невелики и в принципе возможна их компенсация путем естественной пространственно-временной изменчивости природных факторов. Не

исключено, что экосистема периодически может приближаться к своему исходному состоянию, когда само по себе происходит замедление процессов антропогенной деградации. Ученые АзНИИРХ [107, 318] также считают, что экосистема моря, хотя и претерпела существенные изменения, но пока не достигла того критического уровня, за пределами которого развиваются необратимые преобразования режима и биоты. Возможно, еще не исчерпаны предпосылки для реставрации и сохранения облика экосистемы, соответствующего периоду естественного режима стока рек. К сожалению, все эти предположения сделаны без должного учета процессов химического загрязнения вод, биоты и грунтов Азовского моря, в особенности их отдаленных экологических последствий.

Хотя многоводье 1979—1985 гг. не внесло принципиальных улучшений в режим и состояние экосистемы моря, в это время многие физико-химические и биопродукционные параметры моря подошли к значениям, характерным для периода незарегулированного материкового стока. Так, средняя соленость снижалась до 11 ‰, расширялись ареалы обитания организмов пресноводного и солоноватоводного комплексов, имело место подавление развития черноморских вселенцев (в частности, медуз) и увеличение продуктивности растений и животных низших трофических уровней [138, 297].

Сказанное свидетельствует о необходимости срочного и комплексного решения проблем народнохозяйственного использования бассейна Азовского моря. Есть серьезные основания полагать, что любые меры по реконструкции экосистемы моря могут оказаться успешными лишь на современном этапе ее антропогенной эволюции.

3.4. Устьевые области рек и берега

Устьевые области рек — это уникальные природные комплексы, которые отличаются от окружающих территорий и прилегающего моря специфическими особенностями формирования суши и почв, растительности, водных ресурсов и живых организмов. Другими словами, каждая из этих областей представляет собой самостоятельную экосистему.

На всех стадиях естественного развития устьевых областей рек Азовоморского бассейна гидрологический режим обеспечивал нормальный ход процессов и устойчивое состояние экосистем, создавал благоприятные условия для развития разнообразных видов рыб, птиц и других живых организмов. Вместе с тем на больших реках Приазовья периодически происходили катастрофические паводки и наводнения, при которых затапливались прилегающие сельскохозяйственные угодья, населенные пункты, что приносило значительный материальный ущерб.

Современное антропогенное воздействие ускоряет или замедляет естественное развитие устьевой области рек, но в общем и целом всегда приводит к отрицательным последствиям. Изменения гидрологического и гидрохимического режимов негативно отражаются на всех звеньях экосистем устьевых областей. Происходит угасание естественного размножения проходных и полупроходных рыб, сократились площади и ухудшилось качество их местообитания на взморье и в лиманах (заливах), изменилось видовое разнообразие планктонных и бентических сообществ, снизились темпы продуцирования органического вещества, сократилась численность популяций рыб.

Почти полное прекращение стока в устья малых рек Северного Приазовья (Самбек, Мокрый и Грузский Еланчик, Берда, Обиточная, Домузла) из-за его задержки множеством искусственных прудов привело практически к стопроцентной деградации устьевых областей. Они перестали развиваться, территория дельты стала степью, а в ряде случаев — солончаками, произошла потеря нерестилищ в реках и опресненных зон на взморьях. Эти устьевые области стали непригодными для развития как сельского, так и рыбного хозяйства.

В устьях рек Дона и Кубани хозяйственная деятельность человека привела к уменьшению объема речного стока, изменению его внутригодового распределения и значений экстремальных расходов воды, снижению количества наносов и ухудшению гидрохимического режима при возрастающем загрязнении вод. В устьевых районах р. Дон и р. Кубань стоковые течения в настоящее время практически отсутствуют, даже в половодье они затухают в нескольких километрах от устья р. Дон. До зарегулирования речного стока эти течения в период штиля и ледяного покрова прослеживались до Бердянской косы [318]. Одно из последних обследований в 1988—1989 гг. показало [92], что дельта р. Кубань находится в состоянии агонии, а отрыв от коренного русла реки ее рукавов превратил последние в типичные реки снегового и дождевого питания.

Устьевая область р. Дон первой в СССР оказалась под влиянием искусственного регулирования стока реки. Анализ исторических данных [333, 344] позволяет считать, что скорость горизонтального роста дельты этой реки в естественных условиях составляла 8... 10 м в год. Под влиянием Цимлянского водохранилища речной сток в дельту р. Дон уменьшился на 15... 20 %, стало более равномерным его внутригодовое распределение, изменились значения минимальных и максимальных расходов воды и размах их колебаний в многолетнем аспекте. В итоге годовой сток наносов упал на 60 %, в два раза уменьшилась мутность воды, понижалась интенсивность развития русловой сети и всей дельты. Высота стояния уровня в весенне-летний период уменьшилась на 2 м (у станции Раздорская) и на 30... 40 см у Азова, возросли уровни в меженный период, повторяемость и дальность распространения нагонов в рукава устья, усилилась роль водо- и соле-

обмена Таганрогского залива с морем в формировании режима устьевой области. На всех участках Таганрогского залива соленость повысилась на 2... 3‰ [352].

Современная дельта р. Дон образуется в сложных условиях, в первую очередь при интенсивных стогно-нагонных колебаниях уровня, размах которых на взморье достигает очень больших значений — 5,9 м [82]. В такой ситуации вклад аллювия в процесс формирования дельты составляет всего 3... 4% по сравнению с 30... 40%, характерными для режима речного стока в условно-естественный период [82]. Отмеченное существенное изменение относительной роли речных и морских факторов современной эволюции дельты не завершает цепь литодинамических и морфологических последствий, вызванных преобразованиями стока взвешенных наносов р. Дон. Вклад ветро-волновых течений не ограничивается здесь доставкой на взморье основной массы материала, участвующего в строительстве дельты. Эти течения, трансформируясь во вдольбереговые потоки, транспортируют указанный материал вдоль морского края дельты. Ход такого процесса определяет скорость седиментации в различных участках побережья, темпы выдвижения последних в залив, а также особенности развития гидрографической сети дельты, распределения в ее пределах стока и т. д.

Считается [82], что современная эволюция дельты р. Дон достигла стадии относительной стабилизации. Развитие морского края дельты и ее гидрографической сети определяется сейчас главным образом деятельностью моря, которая приводит к меридиональному выравниванию морского контура дельты. При этом происходит отмирание разветвленной ранее сети второстепенных водотоков, и сток концентрируется в небольшом количестве наиболее крупных русел.

В устьевой области р. Кубань сток речной воды, поступающей в дельту и на взморье, уменьшился на 20... 25%. Изменился характер поверхности дельты, ее водный баланс и гидрографическая сеть (из элементов последней в малоизмененном виде сохранились лишь два основных рукава — реки Кубань и Протока, берега которых на значительном протяжении обвалованы). При этом примерно в 5 раз стал меньше вынос наносов в дельту и снизились темпы ее естественного развития, уменьшились также высота уровней воды в летний период и заиляемость дельты, и, наконец, дальность распространения стоковых течений и площади опресненных участков на взморье. Соленость вод устьевого взморья в целом повысилась на 3... 4‰ и началось осолонение отдельных групп лиманов [352].

Деградируют почвы дельты, в них снижается содержание гумуса. Уже давно вызывает тревогу состояние кубанских плавней, этих огромных крупнотравных дельтовых болот площадью 3900 км². Угрожающе быстро уменьшается численность водоплавающих птиц, уже исчез розовый пеликан. Пострадали не только животный мир, но и растительность Приазовья. Резко сократи-

лись такие типичные в прошлом для этого региона растения, как петросимония трехтычинковая, ирис солелюбивый, сарсазан шишковатый, водяной орех азовский и другие. Антропогенный фактор все больше нарушает процессы естественной изменчивости. Так, в Бейсугском лимане обычная пресноводная растительность вытесняется морской. Поступившие с различными стоками биогенные вещества настолько стимулируют развитие водорослей и водных растений, что для животных обитателей уже не остается места [377].

Земельные и водные ресурсы устьевой области р. Кубань используются с давних времен. На первых порах превалировало использование водотоков и кубанских лиманов для рыбного хозяйства. Масштабное влияние антропогенного фактора на процессы дельтообразования началось после 1966 г., когда на проведение отдельных мероприятий (обвалование рукавов, регулирование водоподачи в лиманы и др.) наложилось резко возросшее изъятие речной воды во всем бассейне р. Кубань, включая дельту. Наиболее заметные изменения произошли здесь, начиная с 1974 г., после сооружения Краснодарского водохранилища. Его ввод в эксплуатацию привел к тому, что темпы выдвижения пионерной дельты Петрушина рукава и Протоки уменьшились до 9 и 5 м в год соответственно. Динамика остальной части морского края дельты р. Кубань, и ранее отличавшаяся большим разнообразием и сложностью, при воздействии антропогенного фактора еще больше усложнилась [67].

В последние десятилетия значительные площади дельты р. Кубань были отведены под рисосеяние¹. Кроме того, здесь имеют широкое распространение различные сооружения для водоснабжения населения и промышленности близлежащих районов. Занявшие часть территории плавней рисовые системы — это комплекс сооружений, включающий в себя водозаборные и водосбросные насосные станции, оросительные и сбросные каналы, а также рисовые чеки, имеющие в основном размеры 100 × 200 и 200 × 200 м. Вместо плавней значительная часть дельты представляет сейчас в течение почти всего года практически сплошное водное пространство.

Водохозяйственное строительство в дельте р. Кубань, скорее всего, близится к завершению. Последний объект — Тиховский гидроузел — должен распределять сток реки по основным рукавам дельты с апреля по сентябрь [352].

Возведение за последние десятилетия в береговой зоне Азовского моря многочисленных рекреационных объектов и связанных с ними берегозащитных сооружений пассивного типа, создание надводных и подводных карьеров по разработке песчано-ракушечного материала для строительства и нужд сельского хозяйства

¹ Была поставлена задача довести к 1980 г. валовой сбор зерна до 1 млн т, для чего было необходимо построить в приазовских плавнях 100 тыс. га рисовых систем.

производилась, как правило, без учета режимных характеристик используемых районов побережий и выявленных особенностей их развития. В результате нарушался естественный ход процессов как в этих районах, так и на соседних с ними участках берега. Негативные последствия возведенных без учета научных рекомендаций построек и нерациональных методов защиты берегов проявились, например, на косах Долгой, Кривой, Белосарайской, в бухте Тараньей, в районе Новоазовска [261]. Под влиянием дноуглубительных работ на трассах морских судоходных каналов Азовского моря произошли также изменения в режиме переноса и аккумуляции наносов на подводном склоне.

После зарегулирования стока р. Дон и р. Кубань море недополучает в год около 12 млн т аллювия [5], иным стал гранулометрический состав поступающего моря терригенного материала. Это существенно повлияло на режим переноса осадков в акватории моря. В настоящее время доля речного аллювия в объеме грубозернистого материала здесь ничтожно мала, исключая годы, когда происходят максимальные попуски вод из водохранилищ. Так, уменьшение стока взвешенных наносов р. Кубань с 3,07 (1968—1973 гг.) до 0,92 млн т (1974—1979 гг.) и перераспределение объемов аллювия между основными рукавами дельты реки коренным образом изменили направленность развития морского края последней. Скорость выдвижения в районе Протоки упала с 30 м/год при естественном стоке до 10 м/год в настоящее время. Дефицит осадочного материала привел к размыву дна на взморье Протоки и размыву морского края дельты на ряде участков устьевой области Петрушина рукава [262].

Влияние зарегулирования речного стока на масштабы береговой аккумуляции проявляется также в изменениях структуры биоценозов и понижении продуктивности осадкопоставляющих организмов, что ведет, в частности, к снижению плотности заселения дна, ослаблению прочностных характеристик биогенных осадков, изменению путей переноса и аккумуляции биогенного материала. Иллюстрацией к этому может быть динамика аккумулятивных форм косы Долгой [260]. В период с 1950 по 1975 г. длина ее дистальной части сократилась с 4,5 до 0,3 км, площадь островов и оконечности косы составила к 1975 г. всего 7 % площади 1950 г.

В этот период морфо- и литодинамический режим косы Долгой формировали три основных фактора: гидродинамический, хозяйственный (массовое изъятие ракуши-кардиума) и гидробиологический (продуктивность биоценоза кардиума — главного источника питания косы). Первый из них не мог оказать решающего влияния на размыв косы, так как за рассматриваемый период отсутствовали существенные отклонения ветро-волнового режима от среднесноголетних показателей. Разработка ракуши на подводной отмели и дистальной части косы, начавшаяся в 1966 г., возросла к 1975 г. до 1 млн т. Всего за 1956—1972 гг. только по учтенным данным с косы Долгой было вывезено более 2 млн т ракуши [301]. Несмотря на продолжающуюся добычу ракуши

(50... 80 тыс. т в год) с августа 1975 г. и по сентябрь 1976 г. здесь преобладали процессы аккумуляции и площадь конечности косы увеличилась на 14,5 % (по отношению к апрелю 1975 г.), что говорит о заметной роли третьего фактора — продуктивности биоценоза кардиума в литодинамических процессах на косе Долгой и, вероятно, на других аккумулятивных формах побережий Азовского моря.

Таким образом, считается [260, 262], что в результате зарегулирования р. Дон в период с 1950 по 1975 г. существовали весьма неблагоприятные условия для развития кардиума (колебания гидрохимического режима, пыльные бури, переносящие пыль с повышенным содержанием микроэлементов и др.). Наступившее снижение темпов поступления ракушечного материала на фоне интенсивной разработки его залежей вызвало дефицит наносов и размыв дистальной части косы Долгой. Последовавшее затем расширение арсала кардиума в Таганрогском заливе и увеличение его продуктивности вследствие осолонения моря, по-видимому, вызвали, начиная с 1975 г., изменение направленности литодинамических процессов, а в 1976 г. привели к преобладанию процессов аккумуляции на островах и подводной отмели косы, объем которой за 3 года составил 2 млн м³ до глубины 3 м.

Добыча ракуши велась Волго-Донским пароходством с песчаных островов в Ейском заливе и составила в 1976 г. — 370 тыс. т, в 1977 г. — 285, в 1978 г. — 300, в 1979 г. — 300, в 1980 г. — 300, в 1981 г. — 300 и в 1982 г. также 300 тыс. т. Только за последние 20 лет добыча достигла 5 млн т, что негативно повлияло на экосистему моря в целом [301].

Локальные антропогенные воздействия в береговой зоне в 1970-х — 1980-х годах стали приводить уже к более глубоким нарушениям в структуре и интенсивности береговых процессов. Резко усилился размыв аккумулятивных форм и активизировались абразионные процессы¹ на коренных берегах, что вызвало необходимость их защиты. Выбор способов берегозащиты не всегда оказывается удачным. Например, на двух соседствующих участках берега в районе поселка Новая Ялта и в Белосарайском заливе в одном случае строительство волноотбойной стенки привело к уничтожению пляжа и размыву берега, в другом — использование наклонных бетонных блоков совместно с автомобильными крышками (удерживающими наносы в приурезовой зоне соседнего участка) способствовало аккумуляции наносов и поддерживало стабильную ширину пляжа. Другими словами, в Азовском море положительный эффект можно ожидать только при использовании активных методов защиты берегов (засыпка материала для формирования пляжей, установка деревянных, ажурных бон и других конструкций, способствующих аккумуляционному процессу, создание свободных пляжей). В Азовском море единствен-

¹ Их интенсивность в Азовском море вызвана естественным дефицитом крупнообломочного материала в береговой зоне.

ным примером намыва свободного пляжа без применения наносодерживающих сооружений может служить участок береговой зоны в районе Таганрога [262].

3.5. Кубанские лиманы

Кубанские лиманы — это важнейшая область воспроизводства, пагула и промысла нескольких видов ценных полупроходных рыб Азовского моря. Различия в исторических условиях формирования лиманов, а также многообразие характера связи их отдельных систем с рекой и морем обусловили особый гидролого-гидрохимический и гидробиологический режимы этих водоемов. В результате фауна беспозвоночных и рыб оказалась генетически разнообразной, она эвритермна и эвригалинна.

На фоне естественных факторов, непосредственно влияющих на формирование гидрохимического режима водоемов дельты Кубани (климат, неотектоника), в последние десятилетия здесь усилилось антропогенное воздействие. Если в 1970-е годы ведущим антропогенным фактором было зарегулирование стока р. Кубань сначала Федоровским, а затем Краснодарским гидроузлами, то теперь преобладающее влияние оказывает перераспределение стока реки в интересах сельского хозяйства (на орошение и в рисоводстве).

Площадь орошаемых площадей в Краснодарском крае достигла к 1986 г. 483 тыс. га (из них 261 тыс. га заняты под рис), а общий объем безвозвратного изъятия стока р. Кубань — 7,3 км³/год (более 60 % нормы годового стока) [407]. Произошло значительное перераспределение стока по основным рукавам реки, что изменило относительную роль последних в водном питании лиманов.

В 1980—1985 гг. в лиманы из основного в прошлом рукава, т. е. собственно Кубани, поступило 0,3 км³ за год, что составляет лишь 22 % суммарного стока речных вод в водоемы дельты за указанный период (в естественных условиях приток речных вод в лиманы достигал 5,3 км³/год [353]).

Изменившиеся условия обводнения наряду с прогрессирующим зарастанием вызвали уменьшение общей площади лиманов. Так, за последние 25... 30 лет площадь открытого зеркала лиманов Сладкого и Долгого сократилась соответственно на 18 и 22 % [407] и всех лиманов — более чем на 30 % [368]. Сейчас общая площадь кубанских лиманов достигает 1300 км², а площадь открытой водной поверхности — примерно 730 км² [407].

Растет и сброс в водотоки и водоемы дельты загрязняющих веществ с сельскохозяйственными¹, промышленными, сточными и коммунальными водами, увеличивается поступление в лиманы со-

¹ В лиманы каждый год поступает около 1 км³ загрязненных ядохимикатами возвратных вод в период с мая по сентябрь [330].

единений биогенных веществ, способствующих процессам эвтрофирования. С интенсификацией сельскохозяйственного производства (с конца 50-х годов орошаемые площади увеличились в 3,5 раза) вынос минеральных соединений азота в кубанские лиманы вырос в два раза, а минеральных соединений фосфора — более чем в 12 раз [152].

Использование ряда кубанских лиманов в качестве водоприемников рисовых вод и перестроенное в связи с этим водоснабжение лиманов обусловили значительные изменения в их экосистемах. Так, по условиям воспроизводства промысловой ихтиофауны можно выделить три типичных периода в состоянии лиманов [194].

1. 1952—1969 гг. — относительная стабильность как в водообеспечении, так и в значениях солености вод лиманов; наличие четырех планктонных комплексов беспозвоночных, биомасса которых достигала $5,7 \text{ г/м}^3$.

2. 1972—1974 гг. — начало перераспределения речного стока, осолонение прибрежных областей и увеличение роли сбросных вод с рисовых систем, обусловленное созданием каскада крупных водохранилищ в бассейне р. Кубань. Отмечены изменения в структуре биоценозов и понижение биопродуктивности лиманов.

3. Современное — имеют место крайне неблагоприятные гидрологические условия, особенно по срокам водоподачи; практически уже не осталось лиманов руслового типа, а ряд пресноводных тараных лиманов переходит в плавневые. Развиваются лишь два планктонных комплексов, где преобладает коловратно-клядоцерный планктон. Средняя за сезон биомасса планктона этих комплексов, как правило, не превышает 1 г/м^3 [374]. Продукция зоопланктона тем не менее увеличилась вследствие эвтрофирования водоемов и уменьшения численности потребителей — молоди промысловых видов рыб¹.

Антропогенное эвтрофирование кубанских лиманов [153] неблагоприятно повлияло на их биологическую продуктивность, качество воды и функционирование водных экосистем. О наступлении периода эвтрофикации свидетельствуют здесь изменения в солевом и биогенном составах воды, ухудшение ее кислородного режима с расширением зон дефицита этого параметра, снижение рыболовных качеств вод, а также увеличение зарастаемости водоемов наряду с накоплением в них органического вещества (путем первичного продуцирования) и иловых отложений и, наконец, замедление процессов самоочищения.

Кубанские лиманы до конца 1950-х годов рассматривались главным образом как нерестово-выростные водоемы судака и тарани — основных полупроходных рыб Азовского моря. В Азово-Кубанском районе добывалось в среднем более 95 % тарани и

¹ По сравнению с 1963—1968 гг. биомасса зоопланктона в 1980—1984 гг. возросла в 2 раза (от $0,5$ до $1,14 \text{ г/м}^3$), а в Куликовских лиманах и водосмах Ейского НВХ — до $3,2 \dots 4,6 \text{ г/м}^3$ [374].

примерно 70 % судака от их общего улова в море [57]. Наибольшие среднегодовые уловы судака и тарани (от 27,15 до 37,12 тыс. т) отмсчались здесь в 1927—1929 гг. и в 1937—1939 гг. В 1957—1969 годах они составляли уже около 10 тыс. т, а к 1976—1978 гг. — уменьшились (см. табл. 27) до 1,67... 1,09 тыс. т в год (продуктивность по указанным рыбам снизилась с 2,5... 3,0 до 0,6... 0,8 ц/га [403]). При этом значительная часть добычи полупроходных рыб приходилась в прошлом на сами лиманы. В них постоянно отлавливалась и пресноводная рыба, значительную часть которой (до 40 %) составлял ранее сазан. К 1980-м годам уловы пресноводных существенно не изменились, оставаясь в пределах 13,2... 15,8 тыс. т, но их видовой состав ухудшился. Теперь его основу составляют малоценные виды рыб: тугорослый лещ, красноперка, окунь, густера, линь. Рыбопродуктивность лиманов по пресноводным рыбам очень низка — в среднем 17,8... 19,2 кг/га [403].

По данным В. И. Березовской с соавторами [57], отношение уловов пресноводных рыб к уловам судака и тарани в Азово-Кубанском изменилось с 1 : 26,1 (1927—1929 гг.) до 1 : 0,9 (1977—1981 гг.), а промысловый возврат тарани упал с 0,4 до 0,08 ц/га.

В период оптимального режима Азовского моря оно получало с кубанских нерестилищ 30 млрд тараней и 3 млрд судаков. В 1980-е годы нерестово-выростные хозяйства выпускают в среднем только 3,5 млрд штук молоди тарани (60 % мощности) и 80... 100 млн штук судака (20 % мощности); с естественных нерестилищ молодь этих рыб поступает в значительно меньшем количестве, чем ранее. Площадь лиманных нерестилищ полупроходных рыб сократилась с 169 до 86 тыс. га [330]. Значительный ущерб рыбным запасам наносится эксплуатацией водозаборов, число которых на Кубани с развитием рисоводства увеличилось в 2 раза. В результате действия головных водозаборов Петровско-Анастасиевской и Афипской рисовых систем такой ущерб только за два года составил около 4 млн руб. [147]. Тем не менее в современных условиях и на перспективу естественные лиманы и нерестово-выростные хозяйства останутся основными нерестилищами для полупроходных рыб в Азовском бассейне [57]. Например, здесь в 1983 г.¹ и особенно после суровой зимы 1985 г. получены урожайные поколения судака и тарани, повысилась и выживаемость заводской молоди осетровых [3].

¹ В 1983—1985 гг. произошло снижение речного стока в море и осолонение его вод.

ЧЕРНОЕ МОРЕ

Черное море по изученности и масштабу выполненных на нем в настоящее время исследований (как правило, на современном уровне) выгодно выделяется среди других южных морей, где при проведении наблюдений все еще преобладает традиционный подход (например, стандартные разрезы), абсолютно не отвечающий требованиям сегодняшнего дня. На этом море регулярно ведут экспедиционные исследования научные суда трех академических институтов и нескольких отраслевых.

Известно, что колебания стока рек, в том числе связанные с антропогенными воздействиями, в наибольшей степени сказываются на изменчивости полей океанологических характеристик в мелководных заливах, лиманах и районах морей, непосредственно примыкающих к устьям (дельтам) крупных рек. Это положение хорошо иллюстрируется ситуацией, сложившейся к настоящему времени в Причерноморских лиманах.

4.1. Лиманы Причерноморья

Побережье северо-западной части Черного моря (рис. 28) разделено устьевыми зонами самых крупных рек его бассейна — Дуная, Днестра и Днепра с Южным Бугом. Дунай впадает непосредственно в море, образуя обширнейшую дельту, Днестр и Днепр с Южным Бугом впадают в море через крупные устьевые области. Междуречья перечисленных рек разрезаны многочисленными, примыкающими к морю водоемами различной конфигурации. Эти водоемы, имеющие весьма разнообразное строение, происхождение и местоположение, обладающие различиями в гидрофизическом и гидрохимическом режимах, объединены, как и Днестровская и Днепр-Бугская устьевые области, общим названием — лиманы.

Сами устьевые области рек — конечные звенья гидрографической сети очень чутко реагируют на изменения любого параметра гидрологического режима рек. Обусловлено это тем, что нижние участки последних входят в зону сложного взаимодействия речных и морских (озерных) компонентов среды. Антропогенное нарушение естественного хода речных гидрологических процессов в большинстве случаев ведет к существенной перестройке механизма такого взаимодействия, что в конце концов может привести к изменению всей гидрологии устья. Среди многочисленных факторов антропогенного воздействия на режим рек и, как следствие, на их

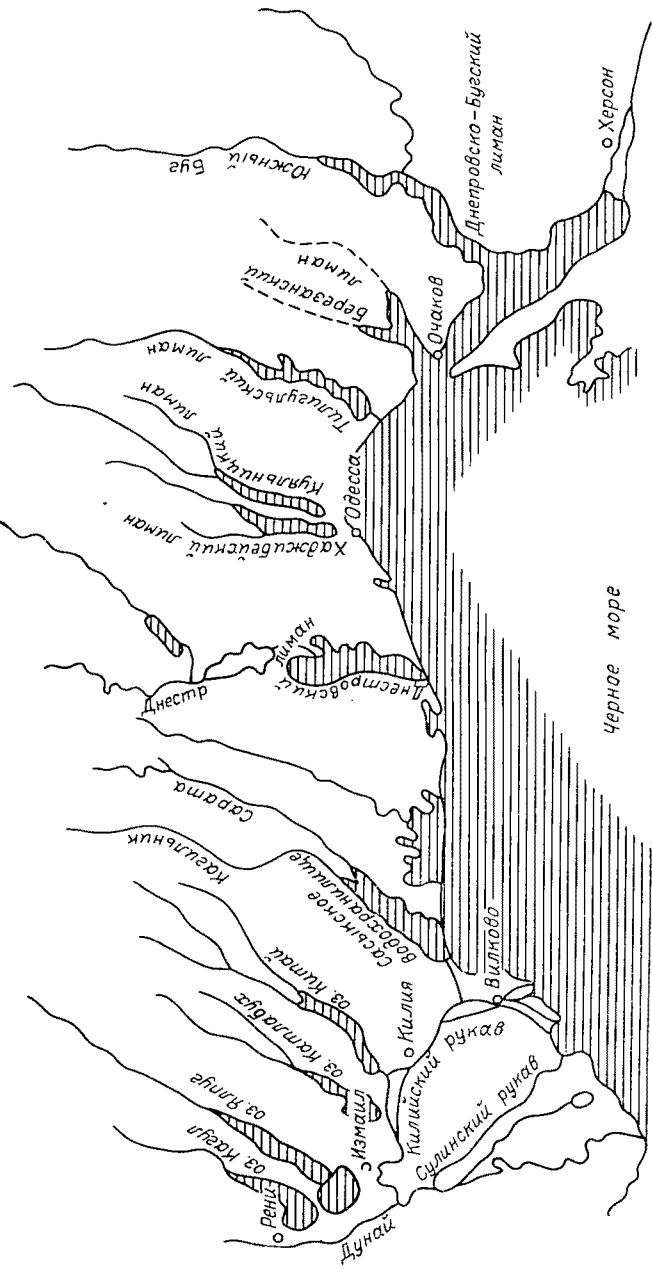


Рис. 28. Схема водних об'єктів Северо-Западного Причорномор'я [385].

устьевые участки одно из ведущих мест занимает создание водохранилищ.

Интенсивное хозяйственное использование вод Днепра, в первую очередь зарегулирование его стока каскадом крупных водохранилищ, привело к тому, что гидрологический режим устьевой области реки оказался поделенным во времени на два периода. Первый — естественный — характеризовался типичным для равнинных рек режимом с явно выраженным весенним половодьем и довольно незначительным стоком в оставшуюся часть года. В среднем за год происходила 14-кратная промывка речной водой системы: устьевых участков Днепра, Южного Буга и Днепро-Бугского лимана. Хорошая проточность обуславливала высокую биопродуктивность указанной системы и удовлетворительное качество ее вод. Последнее в основном обеспечивалось очисткой воды в пределах заросших высшей водной растительностью мелководий лимана и в пойме (плавнях) Днепра [161]. В этот период с экологической точки зрения наиболее важным аспектом гидрологического режима здесь следует считать интенсивную промывку весенним половодьем рукавов, проток, внутриводоемных водоемов и самих плавней. Тем более, что пойма нижнего Днепра (от Новой Каховки до устья) — это обширнейшая (около 500 км²) территория, где на водную поверхность самой реки, ее рукавов и водоемов приходится 185 км², а на пойменные земли (собственно плавни) — более 300 км². Около 60 % территории поймы занято водной растительностью.

Каскад водохранилищ на Днепре существенно нарушил гидрологический режим устьевой участка реки. Резко снизилась высота весеннего половодья, а следовательно, существенно упала интенсивность промывки водной системы (внутрипойменных озер, проток и особенно плавневых массивов) в это время года. На таком фоне определяющую экологическую значимость приобрели попуски из Каховского водохранилища. Каховский гидроузел работает в режиме покрытия пиковых нагрузок в энергосистеме. Отсюда сработка выделенных для нужд энергетики объемов воды происходит неравномерно в пределах как недельных, так и суточных интервалов. Образующиеся при этом волны попусков, распространяясь вниз по течению, обеспечивают периодическое поступление и последующий отток определенных объемов воды из пойменных водоемов и затопляемых мест поймы. Свою долю в указанный процесс вносят также колебания уровня в нижнем участке Днепра под воздействием сгонно-нагонных явлений.

Лиманы Причерноморья с глубокой древности привлекали внимание человека. Сначала их использовали в качестве удобных стоянок для судов, затем как места добычи соли; илы лиманов применяли в лечебных целях. Поэтому в изучении лиманов, начатом еще в конце прошлого века, преобладал бальнеологический аспект (выяснение роли микроорганизмов в формировании целебных грязей, вопросы происхождения лиманов и состав их фауны и т. д.). Затем лиманы стали представлять интерес как объекты

хозяйственного использования (необходимость строительства мостов, потребность в водных ресурсах и т. д.). Соответственно расширились и задачи исследований этих водоемов.

Так, в 1950—60-е годы интенсивное использование лиманов в рыбохозяйственных целях заставило развернуть работы по изучению их кормовых ресурсов и ихтиофауны. За последние 15—20 лет развитие поливного земледелия на юге Украины вынудило, по существу впервые, исследовать гидрохимический ре-

Таблица 28

Морфометрические характеристики Причерноморских лиманов [245]

Лиман	Площадь водосбора, км ²	Длина осевой линии, км	Ширина, км		Глубина, м		Площадь, км ²	Объем воды, млн м ³
			максимальная	минимальная	средняя	максимальная		
Днепровско-Бугский	574 610	63,0	15,0	4,0	5,0	12,0	800	3000
Днестровский	75 200	42,5	12,0	4,2	1,8	2,7	360—409	673—733
Сасыкский	5 363	35,0	11,0	4,5	1,9	3,3	193—232	370—435
Хаджибейский	2 700	80—40	3,5	0,8	4,0—6,8	17,0	40—116	200—640
Куяльницкий	2 147	25—30	2,5	0,2	1,0—3,9	4,0	19—74	59—290
Тилигульский	5 240	55—80	4,5	1,0	3,0	21,0	150—170	250—600
Березанский (по [385])		20—25	2—3 (средняя)		3,3	15,0	60,0	200

жим лиманов, а усиление на них антропогенного воздействия поставило на первый план вопросы формирования качества воды и оценки экологической ситуации в лиманах и тенденций изменения последней.

Таким образом, наиболее подробные, а главное комплексные, исследования лиманов Причерноморья были проведены лишь в самом конце 1970-х и в 1980-е годы, т. е. в период наиболее интенсивного хозяйственного освоения региона. Это обстоятельство существенно осложняет анализ соотношения вкладов естественных и антропогенных факторов в формирование всего комплекса современных природных условий лиманов Причерноморья.

Морфометрические характеристики основных приморских лиманов приведены в табл. 28. К крупным лиманам относятся Днепровско-Бугский, Днестровский, Сасыкский. Лиманы Хаджибейский, Куяльницкий и Тилигульский имеют незначительную по сравнению с длиной (30... 80 км) ширину (2... 4,5 км) долины. Воды этих лиманов отличаются повышенной соленостью, отсутствием связи с морем, им также присущи современные дифференцированные тектонические движения. Образовавшиеся в низовьях крупных балок и имеющие тенденцию к заилению небольшие лиманы — Сухой, Дофиновский и Григорьевский — обладают специфическими морфометрическими особенностями. Все перечислен-

ные лиманы, исключая Днепроовско-Бугский, вытянуты с севера на юг перпендикулярно береговой линии.

Водный режим лиманов весьма разнообразен и зависит от интенсивности массообмена между лиманом и морем, поверхностного стока, который формируется в пределах (Тилигульский, Березанский лиманы) и за пределами (Днестровский, Днепроовско-Бугский лиманы) засушливой зоны Причерноморья, а также стока сбросных вод (Хаджибейский лиман). Днестровский и Днепроовско-Бугский лиманы относятся к транзитно-аккумулятивным, а остальные — к аккумулятивным с малым, весьма малым и исключительно малым водообменом. Роль атмосферных осадков и испарения в формировании водного режима транзитно-аккумулятивных лиманов пренебрежимо мала, для остальных — существенна.

Результирующая водного баланса лиманов определяет внутригодовые колебания их уровня, максимумы которых имеют место в период весеннего половодья, минимумы — в конце осени — начале зимы. Годовые и многолетние колебания уровня определяются климатическими условиями и интенсивностью водообмена с морем. Например, для Днестровского лимана размах внутригодовых колебаний уровня по срочным данным достигает 1,5... 1,6 м, а по средним годовым — лишь 0,1... 0,15 м [245].

Суточные, а иногда и сезонные изменения уровня воды в лиманах зависят от соотношения ветровой, стоковой и компенсационной составляющих адвективных процессов. Так, скорости ветровых течений (исключая период половодья) превышают скорости стоковых. Компенсационные течения возникают тогда, когда имеется стратификация вод и происходит смена ветра. В проливах здесь иногда отмечаются двух- и трехслойные течения. Скорости дрейфовых течений достигают 4... 8 см/с, в среднем скорости последних в 2,5 раза превышают скорости придонных компенсационных течений [68, 381].

Гидрохимический режим лиманов формируется под воздействием как природных (определяющих водный режим), так и антропогенных факторов (зарегулирование стока, строительство судоходных каналов и плотин, сбросы сточных, ирригационных и шахтных вод и т. д.). По ионному составу воды рассматриваемых лиманов относятся в основном к хлоридно-натриевому классу (Cl^{Na}). Внутригодовые изменения элементов гидрохимического режима находятся в противофазе изменениям параметров водного. За последнее десятилетие хозяйственная деятельность привела к существенным изменениям гидрохимического режима Причерноморских лиманов (кроме Куяльницкого) [245].

Рассматриваемые лиманы, как аazonальные образования, резко отличаются от окружающей засушливой степи богатством животного и растительного мира, причем характер их биомов вне зависимости от солености и размера водоема, по существу, одинаков [245]. Своеобразие и сложность экологических систем лиманов в основном зависят от площади и конфигурации, преобладающих

в них глубин, характера грунта, особенностей циркуляции вод, уровня режима и водного баланса, прозрачности, солености и ионного состава воды, количества и состава неорганических и органических веществ как в толще вод, так и в грунте дна и многих других факторов.

Физико-химические параметры среды в лиманах нестабильны из-за большой пространственно-временной изменчивости солености, ионного состава вод, течений и уровня режима. Это связано со сложной картиной взаимодействия речного стока, испарения, морских приливов, сгонно-нагонных ветров и атмосферных осадков. В такой среде обитания могут выжить лишь хорошо приспособившиеся к ней, так называемые эврибионтные организмы. Поэтому растения и животные, населяющие лиманы, характеризуются сравнительно невысоким видовым разнообразием. Чисто пресноводные и чисто морские виды растений и животных вынуждены обитать на периферии лиманных систем, в центральных областях которых они погибают или пребывают временно [132].

Наиболее действенным фактором, ограничивающим распространение организмов в лиманах, является соленость воды, причем степень его воздействия возрастает с увеличением частоты колебаний этого параметра. В зоне фронта между пресными и солеными водами для водных животных решающим лимитирующим моментом является интервал изменений солености вблизи изохалины 5‰. При переходе через него должен изменяться ряд существенных биологических свойств гидробионтов на разных уровнях их организации. Для преодоления такого экологического барьера необходимо иметь специфические физиологические механизмы, которые смогли выработаться у ограниченного числа видов животных.

Несмотря на сказанное выше Причерноморские лиманы в естественных условиях обычно весьма продуктивны. Постоянно или временно обитающие в лиманах растения и животные находят в них благоприятные условия питания. Часто лиманы называют «ловушками» биогенных и органических веществ, которые попадают сюда со стоком рек, с морской водой или воспроизводятся в самих лиманных экосистемах. Нагоны морской воды, вызывающие в лиманах колебания уровня, создают условия для повышенной биопродуктивности, которая здесь, как правило, гораздо выше, чем во впадающих в водоемы реках и прилегающих морских акваториях [131].

Донные грунты, как составная часть природной среды лиманов и их экосистем, выполняют важную роль в процессах формирования качества вод и биопродуктивности этих водоемов. И дело здесь, как известно, не только в функционировании донных отложений как абиотической среды обитания донной флоры и фауны. Эти отложения (особенно иловые) играют не менее важную роль как своеобразный регулятор процессов обмена веществом между твердой и жидкой фазами системы. Жидкая фаза донных отложений постоянно контактирует с прилегающими водными массами.

При этом если на химическом составе донных отложений сказываются изменения в гидрохимическом режиме вод, то их водно-физические свойства и гранулометрический состав определяются особенностями гидродинамических процессов.

Современное состояние донных отложений Причерноморских лиманов отражает продолжительный (несколько сот лет) период существования их экосистем. Все увеличивающееся антропогенное воздействие стало сказываться только в самом конце этого периода. Еще, наверное, рано говорить о заметном воздействии такого процесса на донные отложения как на компонент экосистемы лиманов [245].

С учетом наиболее значимых с экологической точки зрения элементов гидрофизического режима Причерноморских лиманов они подразделяются на несколько групп, в том числе на закрытые и открытые [385]. Первые (Хаджибейский, Тилигульский и Куяльницкий) имеют сравнительно небольшой внешний водообмен, т. е. главенствующим фактором их режима, который определяет условия формирования качества воды и биопродуктивности, являются гидрофизические процессы (циркуляция, перемешивание, взмучивание донных осадков и т. д.). Для вторых (Днепровско-Бугский, Днестровский и Березанский лиманы), независимо от объема поступающих в них речных вод, общий, ключевой гидрофизический фактор — это активный водообмен с морем, который определяет существенную пространственно-временную изменчивость гидрофизических и гидрохимических полей открытых лиманов. Такая изменчивость оказывает решающее влияние на биоту водоемов, которая, как сказано выше, отличается незначительным видовым разнообразием [131].

В контексте проводимого нами исследования наибольший интерес представляет ситуация, сложившаяся к настоящему времени в акваториях открытых лиманов — Днепровско-Бугском, Днестровском, Березанском, а также в Сасыкском водохранилище.

Днепровско-Бугский лиман — это самый крупный водоем Северо-Западного Причерноморья, площадь которого составляет 928 км², объем — 4,1 км³ [385]¹. Наибольшая длина (от дельты Днепра до Кинбурнского пролива) равна 63 км, наибольшая ширина — около 15 км; средняя глубина достигает 4,4 м, наибольшие глубины расположены в центральной части лимана и превышают 12 м. Площадь Днепровско-Бугского лимана с глубинами более 5 м составляет 410 км², от 2 до 5 м — 300 км² и менее 2 м — 218 км². Судходные каналы глубиной около 10 м связывают порты Николаев и Херсон с морем. Кинбурнский пролив, через который лиман свободно сообщается с морем, имеет минимальную ширину 3,7 км. Его средняя глубина достигает 4,3... 4,5 м, а наибольшая — около 20 м (в судходном канале) [385]. В соответ-

¹ Некоторые расхождения с данными табл. 28 объясняются несовершенством существующих методов определения морфометрических характеристик (в первую очередь, площади и объема вод) лиманов Северо-Западного Причерноморья.

ствии с особенностями гидрофизического, гидрохимического и гидробиологического режимов Днепровско-Бугский лиман обычно делят на четыре района: восточный, центральный, западный и Бугский.

Приток речных вод в Днепровско-Бугский лиман формируется на водосборе, площадь которого составляет 565 тыс. км². Большая часть этой площади падает на водосбор р. Днепр (503,5 тыс. км²)

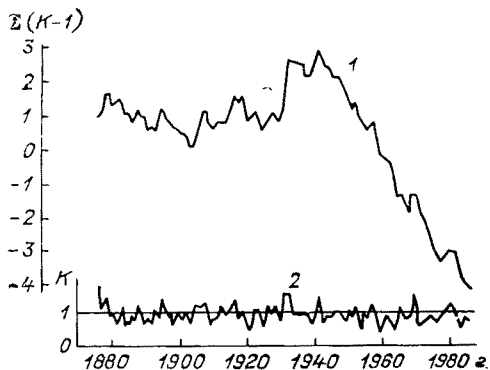


Рис. 29. Разностная интегральная кривая (1) и календарный график модульных коэффициентов (2) годового стока Днепра [385].

на остальной ее части формируется сток Южного Буга и рек междуречья Днепра и Южного Буга. Из общего притока речной воды в Днепровско-Бугский лиман на долю стока Днепра приходится более 94 %.

По инструментальным данным, в естественных условиях объем годового стока Днепра в устье достигает 53,3 км³ (при размахе колебаний от 22,6 до 96 км³). В период с 1943 по 1961 г., который может быть отнесен к маловодным, среднее значение годового стока Днепра составило 43,1 км³. Можно было думать, что после 1961 г. произойдет некоторое повышение водности реки, но постоянно увеличивающееся водопотребление в ее бассейне фактически стабилизировало сток Днепра. Действительно, за 1958—1986 гг. его среднее значение оказалось равным 43,5 км³ в год. Интересно, что при осреднении за последние 20 и 10 лет речной сток остается примерно таким же — соответственно 45,1 и 44,8 км³/год [385].

При сопоставлении среднегодовых значений объемов стока Днепра за периоды 1943—1955 и 1956—1986 гг. напрашивается вывод о том, что создание каскада водохранилищ не оказало существенного воздействия на водность устьевое участка реки. Так, сток в устье Днепра до и после его зарегулирования колеблется в узких пределах — от 43,0 до 45,0 км³/год. Несмотря на постоянное антропогенное воздействие в последние десятилетия водность устьевое участка реки по-прежнему существенно изменяется от года к году (рис. 29). Естественные колебания водности Днепра, таким образом, делают почти незаметным антропогенное уменьшение его стока на 15... 20 % (за последние 40 лет), хотя про-

слеживающаяся на протяжении уже многих лет тенденция изменения поступления речных вод в Днепроовско-Бугский лиман не может не оказывать негативного воздействия на экосистему этого водоема.

Имеющиеся расчетные данные по водному балансу открытых лиманов Северо-Западного Причерноморья (табл. 29) не могут

Таблица 29

Годовой водный баланс (млн м³) открытых лиманов
Северо-Западного Причерноморья [385]

Основные элементы водного баланса	Днепроовско-Бугский	Днестровский	Березанский
Приходная часть			
приток поверхностных вод	46 000	10 160	10
осадки	368	238	27
приток морских вод	40 740	3 750	3180
приток подземных вод (ориентировочно)	58	38	4
Расходная часть			
сток воды в море	86 280	13 770	3167
испарение	802	418	50

рассматриваться как статистически обоснованные характеристики. Речь, скорее, идет о наиболее вероятных значениях составляющих водного баланса на фоне однонаправленного (вследствие роста безвозвратного водопотребления в бассейнах лиманов) изменения его структуры [385].

Специфика формирования полей гидрофизических и гидрохимических свойств вод лиманов в какой-то мере может быть уточнена с помощью коэффициентов интенсивности водообменных процессов (отношение притока вод в водоем к его объему): по общему притоку вод в лиман, притоку в него поверхностных и морских вод. Согласно данным табл. 30, наиболее проточным из рассматриваемых лиманов является Днестровский, в котором преобладает доля речной воды. Высокой проточностью обладает также Днепроовско-Бугский лиман, хотя вклад речных и морских вод в водообменный процесс здесь примерно одинаков. И, наконец, хорошая сменяемость вод в Березанском лимане обусловлена в основном поступлением морских вод.

Днепроовско-Бугский лиман, как и другие открытые лиманы Северо-Западного Причерноморья, отличается очень сложной динамикой вод. Здесь постоянно действуют стоковые течения, возникающие в результате поступления в водоем речных вод. В режиме этих течений до зарегулирования стока Днепра прослеживалась четкая закономерность, а именно: в период половодья они преобладали в водоеме и захватывали почти всю водную толщу.

Их скорости вблизи дельты Днепра достигали 0,8 м/с, а в сужениях лимана — 0,5 м/с. В межень вклад стоковых течений в динамику вод существенно снижался. Зарегулирование стока Днепра сказалось прежде всего на режиме стоковых течений, вернее стоковой составляющей адвективных процессов. Так, скорости стоковых течений в весенний период уменьшались в 2... 3 раза, а в зимний и отчасти летний периоды произошло их некоторое увеличение. В настоящее время скорости стоковых течений, как правило,

Таблица 30

Показатели внешнего водообмена открытых лиманов
Северо-Западного Причерноморья [385]

Лиман	Коэффициент водообмена за год		
	по общему притоку (включая осадки и приток подземных вод)	по притоку поверхностных вод	по притоку морских вод
Днепровско-Бугский	21,3	11,2	9,94
Днестровский	26,3	18,9	6,94
Березанский	16,1	0,05	15,9

не превышают 2... 5 см/с, в ряде районов они падают до нуля. Однако вблизи дельты Днепра, в Кинбурнском проливе и сужениях лимана они вновь возрастают до 20... 35 см/с [385].

Важную роль в формировании гидродинамического режима Днепровско-Бугского лимана играют ветровые течения. Их значение еще более возросло в условиях антропогенных воздействий на природу. При очень малом притоке речных вод в рассматриваемый лиман даже средний по силе ветер может изменить структуру стоковых течений [385].

Как и до зарегулирования стока Днепра, на динамику вод Днепровско-Бугского лимана значительное влияние оказывают сгонно-нагонные явления, причем их воздействие в большей степени определяется колебаниями уровня в прилегающих районах Черного моря, чем в самом лимане. Приливные колебания уровня, хотя и небольшие на участке приустьевого взморья (7... 10 см), вызывают наклоны уровня, которые могут привести к формированию течений в лимане со скоростями 0,2... 0,3 м/с.

Вызываемые разностью плотностей вод лимана и моря градиентные течения прослеживаются в Днепровско-Бугском лимане во все сезоны. Их структура и режим довольно неустойчивы. Распространяются они в лимане только в придонных слоях (преимущественно в судоходном канале) со скоростью от 5 до 15 см/с.

Основными факторами, определяющими в настоящее время гидрофизический режим Днепровско-Бугского лимана, являются: зарегулированный каскадом водохранилищ речной сток, сгонно-нагонные явления, режим попусков воды из Каховского водохра-

нилица в нижний Днепр, а также местные метеорологические условия.

Показано [161], что за годы зарегулирования стока Днепра основные изменения в гидрофизическом и гидрохимическом режимах Днепровско-Бугского лимана обусловлены, скорее, не сокращением речного стока (примерно на 10 км^3), а его внутрigoдовым перераспределением в соответствии с режимом работы Каховского гидроузла: уменьшились сезонные колебания речного стока, снизилась доля весеннего и увеличилась доля зимнего стока (табл. 31). При этом зарегулирование стока особенно сильно сказалось на увеличении его кратковременных колебаний, которые в настоящее время возникают не только при определенной метеобстановке, но и в результате работы гидроузла. Все это приводит к интенсификации в лимане придонного компенсационного противотечения со стороны Черного моря, что совместно с ветровыми нагонами способствует постепенному осолонению водоема. В период нагонов водная толща лимана расчленяется на два слоя, различающихся по физическим (в первую очередь, плотностным) и химическим свойствам и направлению течения: верхний слой пресной воды перемещается в сторону моря, а внизу клин соленой воды движется к устью Днепра (рис. 30). Такая ситуация может существовать длительное время, и только сильный ветер и волнение в состоянии перемешать эти слои. При сгонах пресная вода распространяется по лиману и опресняет его воды. Зарегулирование не могло не сказаться на режиме уровня Днепровско-Бугского лимана: сгладились сезонные и возросли кратковременные колебания.

Средний уровень воды в лимане после зарегулирования стока Днепра превышает средний уровень моря у Очакова на 3 см, у Николаева на 6 см, у устья Днепра на 12 см [385].

Изменение объема стока и его регулирование обусловили увеличение солености воды как по всему лиману, так и в отдельных районах (табл. 32). Соленость в Бугском лимане также увеличилась: от 2,70 (1965 г.) до 3,75‰ (1983 г.).

Усиление влияния Черного моря на Днепровско-Бугский лиман за последние десятилетия проявляется, в частности, в том, что различавшиеся ранее значения солености в центральной части западного района лимана и в Кинбурнском проливе после зарегулирования Днепра сравнялись (табл. 33).

Снижение пика весеннего половодья на Днепре вследствие зарегулирования стока привело к смещению максимума солености в основном с осени на лето и повышению значений весеннего минимума солености (см. табл. 32). Только в восточном районе лимана интенсивность осолонения нарастает от весны к осени. Можно считать, что в среднем параметры сезонной изменчивости солености в лимане стабильны, хотя в отдельные годы (в зависимости от сезонного перераспределения попусков Каховского гидроузла) летний максимум может сместиться на осень [161]. Сезонная амплитуда колебаний солености изменилась во всех четырех

Таблица 31

Внутригодовое распределение стока воды в нижнем Днепре в периоды до (1929—1952 гг., числитель) и после (1956—1980 гг., знаменатель) зарегулирования [161]

	Месяц												Среднее значение, сумма
	Месяц												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Расход, м ³ /с	880 1600	850 1770	1430 1800	4070 1960	4970 2360	2080 1380	1130 900	880 820	780 730	820 900	960 1130	900 1460	1650 1400
Объем, км ³	2,35 4,29	2,04 4,02	3,84 4,82	10,60 5,07	13,60 6,32	5,39 3,57	3,02 2,41	2,37 2,19	2,02 1,89	2,19 2,40	2,50 2,92	2,42 3,91	52,0 43,8
Месячный сток, %	4,5 9,8	3,9 9,2	7,4 11,0	20,3 11,6	25,6 14,4	10,4 8,1	5,8 5,5	4,5 5,0	3,9 4,3	4,2 5,5	4,8 6,7	4,7 8,9	100 100

Таблица 32

Соленость воды (‰) в Днепровско-Бугском лимане в периоды до и после зарегулирования стока Днестра [161]

Сезон	Район лимана																	
	сток Днестра, %						центральный						восточный					
	западный			центральный			западный			центральный			восточный					
Весна	53,4	42,4	28,6	36,9	1,45	3,90	4,49	3,45	1,99	1,68	0,95	1,87	0,80	0,35	1,12	0,90		
Лето	18,4	15,3	16,5	17,5	3,65	3,65	6,03	4,82	3,86	3,25	2,60	3,68	0,56	0,56	1,60	1,21		
Осень	12,5	10,2	15,9	17,0	4,10	3,20	6,77	4,20	2,84	2,40	2,38	2,90	0,75	0,75	2,17	1,42		
Зима	15,7	32,2	39,0	28,6	2,80	2,93	4,63	3,40	2,32	1,95	1,84	2,32	1,10	0,60	1,30	1,19		
Год	100	100	100	100	3,00	3,92	4,98	3,98	2,75	2,32	1,94	2,63	0,93	0,56	1,55	1,18		

районах лимана. Если до зарегулирования стока Днепра различие в значениях этой характеристики для западного и восточного районов составляло примерно 3,0‰, то после зарегулирования оно понизилось до 2,0... 2,5‰ (см. табл. 32).

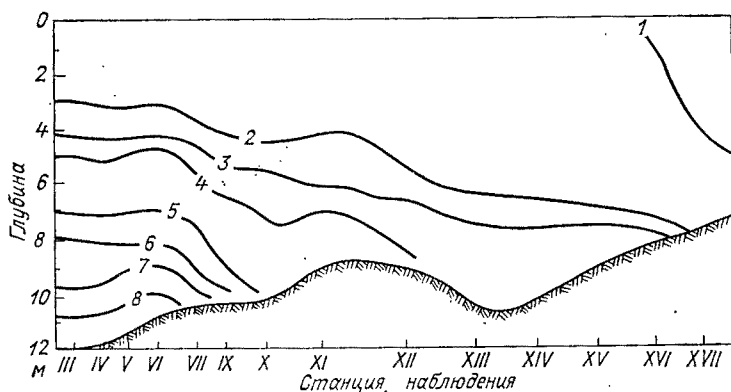


Рис. 30. Вертикальное распределение хлорид-иона (‰) по продольному профилю Днепровско-Бугского лимана в августе 1983 г. [142].

Межгодовая изменчивость солености в Днепровско-Бугском лимане имеет обратную зависимость от колебаний стока Днепра: периодам пониженной водности реки соответствует увеличение солености, тогда как периодам повышенной водности — ее уменьшение (рис. 31). Вследствие зарегулирования стока Днепра имеет

Таблица 33

Повторяемость градаций солености воды в западном районе Днепровско-Бугского лимана до (числитель) и после (знаменатель) зарегулирования стока Днепра [142]

Район	Градация солености, ‰			
	< 0,3	0,3—1,0	1,0—2,0	> 2,0
Центральная часть	8/7	11/4	13/26	68/63
Кинбурнский пролив	5/7	8/4	11/25	76/64

место постепенное осолонение вод рассматриваемого лимана, поскольку волна весеннего половодья неравномерно пропускается каскадом водохранилищ, в которых аккумулируется часть стока. Пик половодья снизился по абсолютной величине, а период повышенного стока сократился. Даже в самый многоводный 1970 г. вода в лимане не была полностью распреснена, и ее соленость в летне-осенний период достигала 10... 12‰. В низовьях Днепра уменьшился период пониженных расходов воды.

Тенденцию осолонения Днепровско-Бугского лимана удается проследить только по осредненным за пятилетия данным (рис. 31 б), поскольку среднегодовые величины не могут адекватно отражать динамику процессов, влияющих на режим солености [142]. Темпы осолонения вод лимана пока незначительны (в среднем с 1,92 ‰ в 1962 г. [160] до 3,1 ‰ в настоящее время

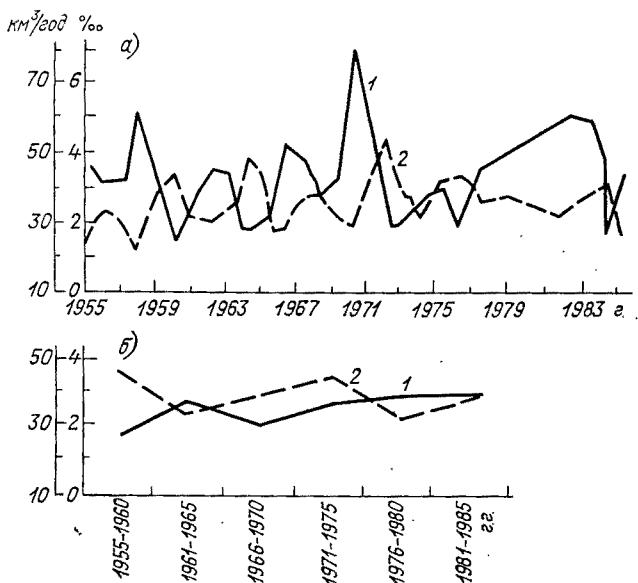


Рис. 31. Межгодовая изменчивость среднегодового стока Днепра (1) и соленость воды (2) в Днепровско-Бугском лимане [142].

а — среднегодовые величины; б — средние за пятилетия.

[142])¹. Когда в 1978—1983 гг. объем попусков из Каховского водохранилища в нижний участок реки достиг уровня среднеголетнего стока Днепра, процесс осолонения вод лимана несколько замедлился (средняя соленость водоема составила 2,5 ‰).

Наблюдениями установлено, что в случае равномерного внутригодового распределения стока реки, происходит стабилизация режима солености, а также замедление осолонения вод устьевоее участка [142].

Расчеты показывают, что за период 1955—1988 гг. в средний по водности год в лиман из моря поступало около 10,1 км^3 , из лимана в море — примерно 54,3 км^3 (табл. 34). При этом соотношение притока и оттока воды в лиман и из лимана в течение года не остается постоянным: осенью приток морской воды составляет

¹ По другим источникам, за время зарегулирования соленость лимана возросла с 1,96 [21] до 4,17 ‰.

более половины стока пресных вод из лимана, а летом — одну треть. Если до зарегулирования стока Днепра такое соотношение в среднем составляло 1:5, то сейчас оно понизилось до 1:4, а в отдельные годы — до 1:3, т. е. вполне можно говорить о тенденции постепенного осолонения вод лимана. За рассматриваемый

Таблица 34

Сезонные значения (км³) составляющих водообмена Днепровско-Бугского лимана с Черным морем в 1955—1980 гг. [161]

Составляющая	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Пресная	11,62	17,65	8,29	7,00	44,56
Сток в море	14,12	12,18	10,32	8,69	54,31
Приток из моря	1,78	1,40	2,65	4,28	10,11

период суммарный приток солей составил около $16,5 \cdot 10^6$ т, а расход — примерно $12,4 \cdot 10^6$ т, т. е. $4,1 \cdot 10^6$ т солей осталось в водоеме¹ (табл. 35). При уменьшении пресной составляющей баланса до 6 км³/год произойдет резкое увеличение темпов осолонения ли-

Таблица 35

Сезонная и годовая изменчивость составляющих водообмена и солеобмена Днепровско-Бугского лимана с Черным морем в 1955—1980 гг. [161]

Сезон	Водообмен, км ³			Солеобмен, 10 ⁶ т		
	приток	сток	разность	приток	сток	разность
Зима	13,32	14,12	-0,80	21,80	30,60	-8,80
Весна	19,19	21,18	-2,00	18,02	45,96	-27,94
Лето	11,27	10,32	0,95	31,60	22,30	9,30
Осень	11,42	8,69	2,73	50,36	18,85	31,51
Среднее	55,20	54,31	0,88	121,78	117,71	4,07

мана, а при дальнейшем ее снижении водоем превратится в залив Черного моря [163].

Сравнение имеющихся данных о солёности вод Днепровско-Бугского лимана (в том числе данных табл. 32), полученных за многие годы, позволяет выявить отчетливую тенденцию осолонения вод этого водоема вследствие сокращения и зарегулирования

¹ Осолонение лиманов оказывает негативное воздействие на качество подземных вод, состояние прилегающих к водоему территорий, приводит к вторичному засолению пойменных почв низовьев Днепра, Ю. Буга, Ингула, Ингульца, а также низменных участков, соседствующих с лиманом. Засоление почв уже произошло на площади более 5 тыс. га, под угрозой засоления находятся еще 60 тыс. га.

стока Днепра [142]. В 1960-х годах наблюдалось общее увеличение солености в лимане, которая достигла максимальных значений к 1972 г. В последующие годы произошло увеличение объема речного притока до 30... 40 км³ в год, однако соленость осталась на уровне 3... 4‰. По известным эмпирическим зависимостям [335], была рассчитана соленость вод Днепровско-Бугского лимана для естественных условий и при известных значениях водозабора [436]. Построенная по результатам таких расчетов кривая «естественной» солености 2' (рис. 32) не совпадает с кривой наблюдаемой солености, которая свидетельствует об осолонении вод лимана.

Заметную роль в этом процессе может также играть вертикальный обмен с водами устойчивого соленого клина в навигационном канале, соединяющем лиман с морем. Черное море в той или иной степени постоянно оказывает влияние на соленость вод Днепровско-Бугского лимана. Мор-

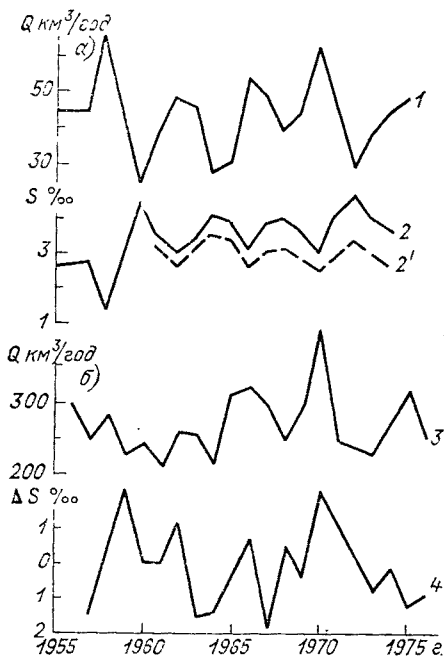


Рис. 32.

а — многолетняя изменчивость стока (1), наблюдаемой (2) и вычисленной (2') солености в Днепровско-Бугском лимане при отсутствии водозабора; б — общий сток рек (3) и отклонения от средней солености (4) в северо-западной части Черного моря [436].

ская вода (соленость в северо-западной части Черного моря колеблется от 9 до 18‰), как более плотная и тяжелая, проникает в лиман по дну судходного канала в виде клина, а затем, по мере продвижения в глубь водоема, постепенно перемешивается с водами лимана и осолоняет их. Продвижение клина соленой воды в пределы лимана лимитируется попусками воды из Каховского водохранилища в нижний Днепр, а также метеорологическими условиями.

При сбросах воды через Каховский гидроузел с расходом, превышающим 1000... 1500 м³/с, имеет место распреснение поверхностного слоя всего лимана, а при увеличении расхода до 3000 м³/с и более — опресняется весь объем вод водоема¹. Таким

¹ При нагонах распределение солености иное, а именно: морская вода сначала заполняет углубления дна и придонный слой, а затем распространяется и в лежащие выше слои, оттесняя пресную воду к берегам лимана.

образом, только поток, имеющий расход более 2000 м³/с в створе гирла лимана (такой поток вряд ли может физически существовать продолжительное время), способен воспрепятствовать поступлению морской воды в лиман. Поток с расходом от 1000 до 2000 м³/с останавливает оконечность соленого клина (соленость 5... 12 ‰) примерно в центре лимана, в 10... 24 км от моря. При потоке с расходом менее 1000 м³/с донное компенсационное противотечение может захватить и устье Днепра, и тогда соленость у Херсона достигает 1 ‰ [436].

Возникновение нагонных явлений (на нагонные ситуации в настоящее время приходится около 70 % в году [163]) определяется метеорологическими условиями. При сбросах воды через плотину Каховского гидроузла менее 1000 м³/с нагонная волна распространяется далеко в глубь водоема, поднимая уровень воды вплоть до Херсона. Проникновение такой волны уменьшается с ростом расходов до 1000... 2000 м³/с, но в этой ситуации продолжительное действие сгонных восточных ветров может привести к развитию в придонном слое лимана компенсационного противотечения со стороны моря. При пусках 2000 м³/с и более заходу морской воды в лиман при нагонах противостоит поток речных вод.

В маловодные годы, например в 1972 г., когда при 97 %-ной обеспеченности сток Днепра достигал 28 км³ и к тому же в 1972—1974 гг. здесь часто не выдерживался санитарный попуск (500 м³/с), соленость воды в районе Херсона колебалась от 0,3 ‰ (поверхность) до 1,3 ‰ (дно). Ранее эти значения не превышали соответственно 0,01 и 0,03 ‰ [365].

До 1970-х годов образующий указанный соленый клин слой повышенной солености встречался очень редко [157], а сегодня — это бич пресноводной донной фауны всего лимана. Понятно, что интенсивное распространение соленого клина (до Херсона и несколько выше), наряду с продолжающимся осолонением (по сравнению с естественными условиями) вод лимана может осложнять эксплуатацию оросительных систем (например, Ингулецкой) и водоснабжение городов Николаев и Херсон.

В системе река — море при переносе растворенных и взвешенных веществ важное значение имеет наличие в лимане хорошо выраженного вертикального градиента солености, препятствующего перемешиванию. Наличие такой границы раздела способствует в летнее время активному горизонтальному смещению морских и пресных вод в верхнем слое лимана (выше галоклина). В это время выносимые вместе с речным стоком соли, остатки растительности, пестициды и другие используемые в сельском хозяйстве химические вещества транзитом выносятся в море. Зимой и весной в условиях значительно ослабленной стратификации вод увеличивается «время жизни» в лимане ряда опасных загрязняющих веществ (фенолов, цианидов, пестицидов, соединений свинца, цинка и т. д.). Они выпадают в осадок, что оказывает негативное влияние, в частности, на бентос и объекты марикультуры [248].

Заметим, что нестационарные потоки, вызванные суточными и недельными колебаниями уровня (вследствие работы гидроузла), оказывают меньшее влияние на процессы вертикального обмена и перенос вод в лимане по сравнению с устойчивой природной циркуляцией в водоеме (например, двухслойной гравитационной) особенно, как уже отмечалось, при слабых ветрах [158].

Изменения гидрофизического режима лимана повлекли за собой нарушение исторически сложившегося соотношения нитратов в его водах.

Зарегулирование стока повлияло также на состояние газового режима вод лимана (табл. 36), концентрацию в них биогенных (табл. 37) и органических веществ. Отмечено повышение максимальных и понижение минимальных концентраций растворенного кислорода в водах лимана. Стабильным во времени стало появление в придонном слое анаэробных зон, причем они с каждым годом занимают все большее пространство. Еще в самом начале исследований гидрохимического режима Днепровско-Бугского лимана [21] были зафиксированы случаи появления в придонном слое запаха сероводорода. Первые определения концентрации сероводорода в 1955 г. дали значение, немного превышающее 2,0 мг/л (при содержании кислорода 0,39 мг/л и солености 11,2... 15,5‰) [21]. По данным гидрометслужбы Украины, толщина слоя вод, зараженных сероводородом, может достигать в лимане 2 м (в Бугском лимане — 3... 4 м при концентрации сероводорода 5... 6 мг/л). Основная зона заражения сероводородом — это навигационный канал и центральная часть Бугского лимана.

Наблюдения последних лет показали, что в лимане концентрация сероводорода у дна достигает иногда 5... 8 мг/л, причем это имеет место в любое время года (лишь весной при повышенных сбросах вод из Каховского водохранилища сероводород может отсутствовать). Столь высокие концентрации при определенных гидрометеорологических условиях фиксировались на обширных участках центральной части Днепровско-Бугского лимана [161]. Так, летом 1986 г. при снижении попусков воды из Каховского водохранилища (ниже 500 м³/с), слабых ветрах и высокой температуре воды зона, в которой отмечался дефицит кислорода и присутствовал сероводород, охватила всю центральную часть лимана (рис. 33).

Нагоны морской воды сдерживают активность процессов фотосинтеза, обостряют вертикальные и горизонтальные градиенты в распределении растворенного кислорода, а также повышают его содержание до 10 мг/л. При стогах или штиле содержание кислорода соответствует его концентрации в речных водах.

Состояние газового режима лимана существенно зависит от жизнедеятельности растительных и животных организмов. Весной, когда высока численность и биомасса развивающихся растительных организмов, вся водная толща обогащается кислородом в процессе фотосинтеза.

Таблица 36

Содержание растворенного кислорода (мг/л) и рН воды Днепровско-Бугского лимана в периоды до (а) и после (б) зарегулирования стока Днепра [142]

Район	Показатель	Весна		Лето		Осень	
		а	б	а	б	а	б
Восточный	O ₂	7,2 — 14,6 80 / 125	6,0 — 30,8 62 / 320	7,4 — 16,2 82 / 187	0,0 — 20,8 224	9,4 — 13,9 89 / 119	0,0 — 17,2 153
	рН	7,6 — 8,9	7,6 — 8,6	7,9 — 9,2	7,4 — 9,2	8,0 — 8,4	8,2 — 8,7
Центральный	O ₂	8,0 — 17,3 84 / 140	4,6 — 24,7 45 / 263	8,1 — 12,9 90 / 144	0,0 — 20,9 224	9,8 — 14,5 92 / 123	0,0 — 17,7 156
	рН	7,8 — 9,1	7,6 — 8,8	7,7 — 9,2	7,6 — 9,2	8,3 — 8,7	8,4 — 8,8
Западный	O ₂	8,8 — 17,3 87 / 137	5,8 — 17,0 49 / 166	8,1 — 11,7 91 / 137	0,0 — 22,5 248	9,5 — 13,4 94 / 121	1,0 — 16,7 146
	рН	7,7 — 9,1	7,8 — 8,6	7,8 — 9,9	7,6 — 8,4	8,2 — 8,7	7,6 — 8,8
Бугский	O ₂	8,3 — 16,8 88 / 129	1,2 — 23,7 230	7,4 — 12,2 82 / 134	0,0 — 18,0 208	9,0 — 14,9 84 / 129	0,0 — 16,9 147
	рН	7,7 — 9,0	7,6 — 9,2	7,7 — 9,1	7,5 — 9,2	8,1 — 8,5	7,6 — 8,6

Примечание. В знаменателе — насыщенные в %.

Таблица 37

Пределные концентрации (мг/л) некоторых ингредиентов химического состава воды низовьев и дельты Днепра до и после зарегулирования его стока [142]

Годы	O ₂	NH ₄ ⁺ (по азоту)	NO ₃ ⁻ (по азоту)	PO ₄ ³⁻ (по фосфору)	Fe _{общ}	Органическое вещество (ПОВ)
1955—1957	6,1—14,0					
1968—1970, 1973	6,0—18,0	0,00—3,20	0,00—3,00	0,000—0,450	0,00—0,48	7,0—17,0
1974—1977	6,0—12,0	0,20—2,40	0,00—2,40	0,000—0,180	0,00—1,00	4,8—37,0
1978—1979, 1981—1985	1,0—12,6	0,01—2,00	0,00—0,80	0,00—0,580	0,00—0,36	7,3—26,8

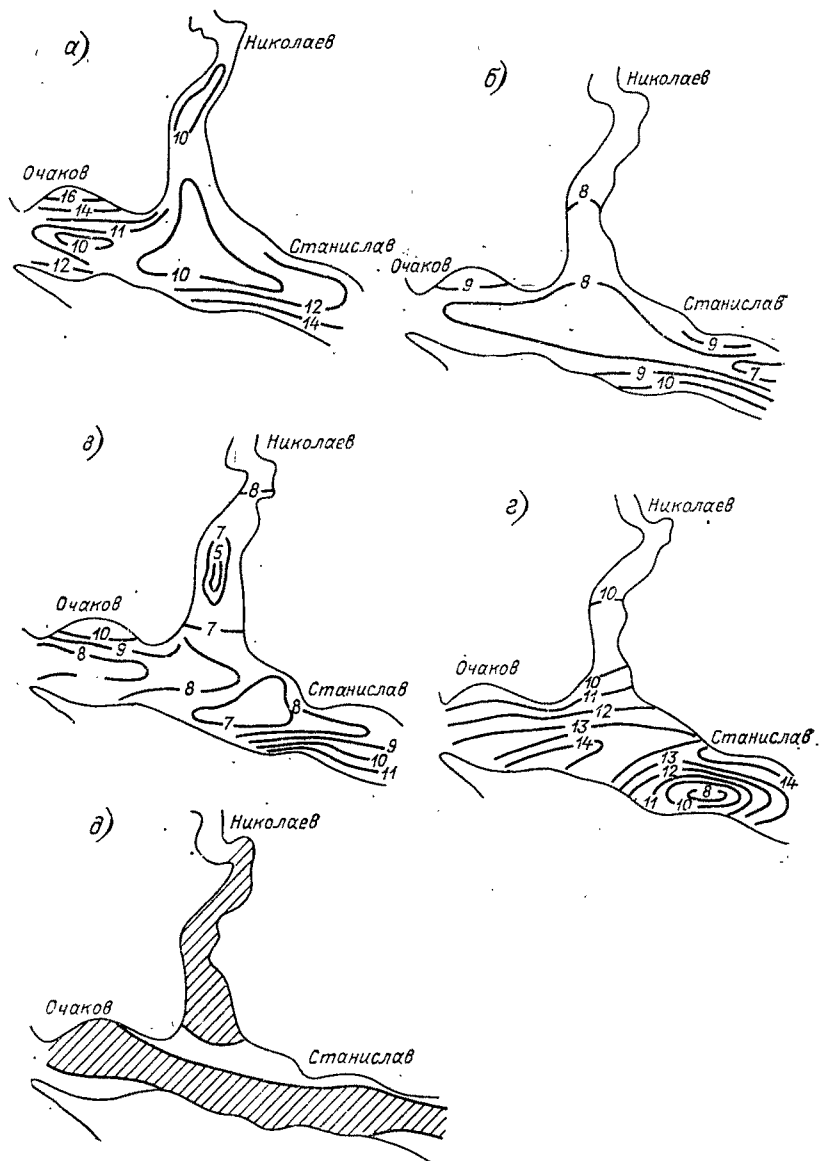


Рис. 33. Среднегодовое (1968—1985 гг.) и сезонное содержание растворенного в воде кислорода (мг/л) в Днепроовско-Бугском лимане [142]. а — среднегодовое; б — весна; в — лето; г — осень; д — расположение анаэробной зоны в августе 1986 г.

Вообще зарегулирование речного стока вызвало увеличение амплитуды предельных концентраций кислорода в лимане, повышение числа случаев появления его дефицита. При этом формирование у дна анаэробных зон стало более устойчивым как во времени, так и в пространстве [163].

В результате активных внутриводоемных процессов в устьевой области Днепра она оказывается дополнительным источником поступления кислорода в Черное море (ежегодно примерно в количестве 150 тыс. т) [164].

В первые годы зарегулирования стока рек в водах Днепро-Бугского лимана отмечался рост концентраций биогенных веществ. В целом содержание аммонийного азота по сравнению с периодом до зарегулирования Днепра увеличилось в 2,5, нитратов — в 1,7, фосфора — 1,5 раза [142]. Это результат не только дополнительного поступления биогенных веществ вследствие уменьшения водообмена и увеличения их содержания в сбросах воды из Каховского водохранилища [141], но и десорбции биогенов из донных отложений. Следует отметить, что за последние годы (1978—1985 гг.) в связи со стабилизацией гидрохимического режима днепровских водохранилищ и осуществлением ряда водоохраных мероприятий содержание биогенных веществ стабилизировалось, особенно у железа. Тем не менее из-за высокой биологической продуктивности водоема, быстрой оборачиваемости в нем биогенных веществ их концентрации могут варьировать в широких пределах: от нуля до десятых долей миллиграммов на литр, а в местах, находящихся под влиянием сточных вод, даже до целых значений этих единиц. К примеру, скорость оборачиваемости минерального фосфора в вегетационный период может достигать 8... 12 ч [163].

Тесная зависимость содержания биогенных веществ от биологических циклов развития организмов обуславливает рост концентраций от лета к зиме, т. е. в период снижения интенсивности потребления, процессов самоочистения и усиления разложения органики. Для Днепро-Бугского лимана отношение N:P в среднем составляет 7.

При стонно-нагонных явлениях формируются значительные вертикальные градиенты в распределении биогенных веществ. Ведь содержание этих веществ в морской воде всегда ниже, чем в речной. С наличием анаэробных зон связано обогащение биогенными веществами придонных слоев водоема.

Днепро-Бугский лиман богат органическими веществами, особенно его мелководная зона с густыми зарослями высшей водной растительности. Основные источники поступления растворенного органического вещества в данный водоем — это речной сток, сточные воды и жизнедеятельность водных организмов; дополнительные — процессы смешения, донные отложения и «цветение» воды.

Сокращение стока из Каховского водохранилища (особенно в летний период) приводит к более интенсивному «цветению»

воды в лимане. При этом снижение выноса фитопланктона в море способствует его аккумуляции, а следовательно, и самозагрязнению водоема органическими веществами автохтонного происхождения. Исследования 1981—1989 гг. [314] показали, что увеличение попусков в нижний бьеф Каховского гидроузла в августе с 475 до 1200 м³/с приводит к росту суммарного значения деструкции в Днепровском лимане от 2,4 до 4,9 тыс. т органического вещества в сутки, причем количество остаточного органического вещества снижается с 3,1 до 0,4 тыс. т. Было также обнаружено, что при попусках свыше 1130 м³/с процессы первичного продуцирования и деструкции органического вещества оказываются в первом приближении сбалансированными. При попусках 500 м³/с и ниже количество остаточного органического вещества возрастает вследствие снижения содержания кислорода и резкого замедления биохимических процессов деструкции. Это приводит к образованию, как уже отмечалось, анаэробных зон, появлению и накоплению сероводорода. Вследствие расходования кислорода на окисление сероводорода в значительной мере снижается окисление органических веществ, т. е. замедляются процессы самоочищения вод.

Сгонно-нагонные явления формируют резко выраженные вертикальные градиенты в распределении органики, а ее сезонная динамика в основном связана с внутригодовыми колебаниями речного стока и жизнедеятельностью организмов. В целом годы зарегулирования характеризуются увеличением содержания растворенного органического вещества в водах лимана почти в два раза по сравнению с предшествующим периодом [163].

Вследствие зарегулирования стока Днепра основная масса взвеси стала аккумуляроваться в днепровских водохранилищах и к устью воды реки доходят уже в значительной степени осветленными. Даже в период весеннего половодья мутность воды на приморском участке Днепра не превышает 10... 15 г/м³. Взвешенный материал включает около 10... 15 % органических частиц (детрит, планктон). До 60... 70 г/м³ доходит мутность на прилегающем к морю отрезке Южного Буга. Она может возрасти до 200... 300 г/м³ во время весеннего половодья, что свидетельствует о низкой регулирующей способности созданных на этой реке водохранилищ. Во взвесах воды Южного Буга содержится много органических веществ, летом до 30... 35 % [142]. Общее содержание взвешенных веществ в Днепровско-Бугском лимане после зарегулирования стока осенью примерно в 2 раза больше, чем весной, так как в осенний период усиливается влияние на лиман Черного моря.

Уже отмечалось, что снижение пика весеннего половодья под влиянием антропогенных факторов заметно снизило эффективность промывки в это время года водной системы (пойменные озера, протоки и особенно плавневые массивы). В то же время на всем устьевом участке Днепра возросло значение неустановившихся подвижек водных масс вследствие неравномерной работы

в течение суток и недели Каховского гидроузла. Одновременно повысилась роль колебаний уровня в восточной части лимана под воздействием сгонно-нагонных явлений, приливных сейш и бризов, эффект этих колебаний прослеживается вплоть до плотины гидроузла. В результате в основном русле, протоках, пойменных водоемах¹ и других элементах водной системы устьевого участка Днестра практически круглый год имеют место кратковременные колебания уровня; в основном русле их годовая амплитуда колеблется от 1,78 (в дельте) до 4,40 см (у Новой Каховки) [382]. Вместе с этими колебаниями примерно 6 % объема стока Днестра успевают проникнуть в пойменные водоемы, пониженные участки самой поймы, чем обеспечивается не только реализация очистных возможностей гидробиоценозов устьевого участка реки, но и само их существование. Определяющим фактором формирования здесь степени трофности является интенсивность водообмена пойменных водоемов с русловой сетью [383]. В целом в настоящее время дельтовые водоемы Днестра справляются с поступающими в них органическими и биогенными веществами и не оказывают отрицательного воздействия на гидрохимический режим водных масс основного русла [17].

Формирование экстремальных ситуаций в гидрохимическом режиме Днепро-Бугского лимана, когда резко ухудшается качество его вод [162], определяется прежде всего режимом работы Каховского гидроузла в условиях постоянного снижения объема летних и осенних попусков воды в нижний Днепр до 500 м³/с и менее. Это приводит к поступлению в лиман большого объема морских вод, созданию двухслойной плотностной стратификации вод, затрудненному вертикальному обмену из-за появления термоклина. Наличие последнего в сочетании с преобладающими здесь в летнее и осеннее время погодными условиями (ясные, безветренные дни, высокая температура воздуха) способствуют появлению и существованию в лимане анаэробных зон. Накопленная в воде и донных отложениях органика интенсивно окисляется растворенным в воде кислородом, запасы которого в условиях стратификации вод не могут восполняться сверху, а его концентрация в придонном слое (по сравнению с поверхностным) незначительна. Устойчивость анаэробной зоны находится в прямой зависимости от продолжительности действия указанных выше гидрометеорологических условий. Такая зона со временем постепенно охватывает все новые участки акватории лимана, что сопровождается заморными явлениями и гибелью гидробионтов.

В условиях постоянного воздействия сгонно-нагонных явлений на гидрофизический режим лимана сокращение речного притока приводит здесь к увеличению видового состава диатомовых и динофитовых водорослей. Это результат более интенсивного проник-

¹ Структурно-функциональная организация экосистем пойменных водоемов, их трофический уровень, рыбохозяйственная и рекреационная ценность находятся в прямой зависимости от попусков воды из Каховского водохранилища [296].

новения в лиман планктонных водорослей из северо-западной части Черного моря. В то же время обогащение видового состава зеленых и синезеленых водорослей этого водоема (в основном пресноводными формами) связывается с возросшим уровнем эвтрофикации вод всей Днепровско-Бугской устьевой области. Морские формы водорослей наиболее интенсивно проникали сюда в 1955—1960 гг., когда заполнялись Каховское и Кременчугское водохранилища. В указанный период в лимане впервые было обнаружено 15 видов диатомовых и 11 видов динофитовых морских водорослей. Теперь ежегодно летом и в начале осени здесь отмечается «цветение» воды в результате массового развития синезеленых водорослей.

В 1980-е годы зафиксировано увеличение биомассы зоопланктона Днепровско-Бугского лимана (по сравнению с 1970—1971 гг.) в западном и центральном районах на 62 %, а в восточном и Бугском — более чем на 80 %. Следует, однако, иметь в виду, что биомасса зоопланктона лимана в период 1981—1984 гг. была почти в полтора раза меньше, чем в 1963—1966 гг., и в 5 раз ниже, чем в период, предшествующий зарегулированию стока Днепра (1951—1952 гг.) [142].

К настоящему времени количество морских видов в донной фауне рассматриваемого лимана увеличилось в среднем с 17,2 до 19,9 %. Этот показатель может сильно вырастать в маловодные годы. Например, в 1984 г. (сток 24,7 км³), морские виды составляли 32,6 % и отмечались во всех районах водоема, тогда как в средние по водности и многоводные годы они встречаются в западном и Бугском районах, проникают по фарватеру в центральный и полностью отсутствуют в восточном. Доля пресноводных видов уменьшилась в лимане с 50 % (до зарегулирования стока) до 39,4 % в настоящее время, причем в маловодный 1984 г. на эти виды приходилось только 22,5 % всей фауны донных беспозвоночных.

Доля солоноватоводных видов понто-каспийского комплекса увеличилась с 29,4 до 34,7 %, возросло также число видов иного происхождения. Сегодня солоноватоводные виды составляют основу донной фауны лимана, они распространились по всей его акватории.

После неблагоприятных воздействий маловодья 1984 г. донная фауна лимана смогла полностью восстановиться лишь к 1987 г., когда общая биомасса бентоса приблизилась к среднегодовым значениям (51,73 г/м²) [276].

Развитие донной фауны в Днепровско-Бугском лимане, особенно ее понто-каспийской части, зависит не только от объема речного стока, но и от характера его внутригодового распределения. Так, в 1986 г. при значительном стоке Днепра (41 км³) существенные колебания значений попусков привели к возникновению в августе—сентябре заморных явлений на многих участках лимана, что резко снизило в это время биомассу бентоса (до

23,63 г/м²) и повлияло в сторону уменьшения на ее среднегодовое значение. Стабильные попуски воды в мае—июле 1987 г. (более 1000 м³/с) создали хорошие условия для развития бентоса летом и осенью (его биомасса достигала соответственно 42,98 и 63,64 г/м²), что обеспечило высокий среднегодовой показатель биомассы бентоса в данном году, хотя сток Днепра был невелик (36,4 км³). Все это позволяет сделать вывод о том, что жизнедеятельность донной фауны Днепровско-Бугского лимана полностью определяется расходом через плотину Каховского гидроузла и объемом стока Днепра. Попуски ниже 500 м³/с губительны здесь для высокопродуктивной понто-каспийской фауны [276].

В Днепровско-Бугском лимане сократилось количество видов как пресноводных, так и проходных рыб: шипа, стерляди, черноморского лосося, речного угря, русской быстрянки, пескаря, речного налима. Первые пять видов исчезли еще до перекрытия нижнего течения Днепра плотиной Каховской ГЭС в 1951—1953 гг. [175], а пескарь и налим перестали встречаться в 1963—1965 гг. В то же время обычные для северо-западной части Черного моря морские рыбы (черноморский мерланг, кефаль, остронос, зеленуха и морская собачка) впервые были обнаружены в лимане только в 1964—1965 гг. (маловодные годы), когда произошло заметное осолонение его вод [142].

В Северо-Западном Причерноморье при естественном режиме стока рек экологически сбалансированная система реки — лиман — прибрежная часть моря — море могла обеспечить без ущерба для себя вылов рыбы около 80 кг/га [159]. В период зарегулирования стока рек биологическая продуктивность этих лиманов была подорвана [142].

Днепровско-Бугский лиман — это один из наиболее продуктивных естественных водоемов Украины. Однако антропогенное воздействие, в первую очередь мелноративные работы в плавнях и отгем пресных вод при зарегулировании стока Днепра, привело к перестройке экосистемы водоема, что особенно сказалось на его биопродуктивности. Пострадали главным образом осетровые и частично полупроходные рыбы, отмечалась повсеместная гибель «лиманной» фауны: в закосьях и у берегов наблюдались скопления погибших бокоплавов, кумовых, мизид, моллюсков. Снизились количественные показатели планктона и бентоса, уменьшилось видовое разнообразие, образовались заморные участки.

По некоторым данным [175], после периода стресса начался процесс постепенного восстановления биомы лимана. Например, с начала 1970-х годов отмечена стабилизация донной фауны [245].

О динамике уловов рыбы в Днепровско-Бугском лимане имеется обширная, но часто противоречивая информация, и поэтому не будет лишним привести большинство из имеющихся сведений. Из-за повысившейся солености уловы рыбы в лимане за 1955—1972 гг. снизились более чем в два раза: с 700 до 300 т в год [365]. Что касается рыбопродуктивности лимана, то она

Таблица 33

Среднегодовые уловы рыбы в Днепрово-Бугской устьевой области до и после зарегулирования Нижнего Днепра плотиной Каховской ГЭС [142]

Вид рыбы	До сооружения плотины (1951—1955 гг.)		После сооружения плотины (1976—1979 гг.)	
	ц	%	ц	%
Осетр	740	1,5	11	—
Белуга	80	0,2	—	—
Северюга	9	—	—	—
Сельдь	527	1,1	77	0,1
Пузанок	251	0,5	220	0,3
Итого проходные	1 607	3,3	308	0,4
Тарань	3 195	6,5	2 022	2,9
Лещ	5 186	10,5	3 429	4,9
Рыбец	1 504	3,0	1 068	1,5
Чехонь	1 364	2,8	—	—
Сазан	467	0,9	56	0,1
Судак	6 441	13,1	1 383	2,0
Итого полупроходные	18 157	36,8	7 958	11,4
Щука	1 966	4,0	477	0,7
Красноперка	763	1,5	105	0,2
Жерех	378	0,7	18	—
Густера	2 805	5,7	639	0,9
Карась серебристый	—	—	3 854	5,5
Сом	526	1,1	53	0,1
Окунь	505	1,0	265	0,4
Бычки	2 296	4,7	—	—
Прочие ¹	3 441	7,0	655	0,9
Итого жилые	12 680	25,7	6 066	8,7
Тюлька	16 873	34,2	55 452	79,5
Всего	49 317	100,0	69 784	100,0
Рыбопродуктив- ность ² , кг/га	39,5 (26,0)		55,8 (11,5)	

¹ К прочим жилым рыбам отнесены преимущественно уклейка, ерш, а также язь, линь и золотистый карась.

² В скобках — рыбопродуктивность без тюльки.

колебалась от 84,6 (1979 г.) до 61,2 (1984 г.) кг/га¹, причем некоторое уменьшение уловов в этот период связывается с понижением объема речного стока Днепра и Южного Буга [366].

¹ Реальной перспективой воспроизводства рыбных запасов в водоеме может стать уровень вылова 140... 150 кг/га при следующих условиях: поддержание солености строго в интервале от 1 до 2‰, искусственное разведение бентосоядных рыб (сазана, леща и серебристого карася), выпуск в лиман белого амура и толстолобика в виде сеголеток, контроль за воспроизводством хищников (судака), выполнение необходимых природоохранных мероприятий [366].

Сокращение численности и уловов ценных видов рыб (проходных, полупроходных и жилых) в Днепровско-Бугском лимане (табл. 38) произошло в результате нарушения условий естественного воспроизводства, уменьшения площадей мест нагула и нереста (следствие зарегулирования, перераспределения и уменьшения объема речного стока), а также осолонения вод лимана.

Из данных табл. 38 следует, что за последние десятилетия уловы проходных рыб упали в 5,2, а полупроходных и жилых — более чем в 2 раза, причем осетровые, чехонь, язи и бычки вообще исчезли из промысла. Стали значительно меньше уловы почти всех жилых видов рыб. И только более чем в три раза возрос улов малоценной рыбы тюльки. Что касается пресноводных рыб, то можно отметить рост численности и уловов лишь серебристого карася. Среднегодовой вылов этой рыбы, появившейся здесь в начале 1970-х гг., достиг уже 385 т — 26,9 % общего улова рыбы (без тюльки) и 68,5 % улова всех жилых видов рыб. По-видимому, серебристый карась оказался наиболее приспособленным к жизни и в пресной, и в солоноватой воде, а также наименее требовательным среди пресноводных рыб к условиям обитания во время размножения, нагула или зимовки. Указанный вид в настоящее время практически не имеет конкурентов, поскольку использует для размножения и нагула заповедные и малопроточные, мелководные и заросшие участки дельты Днепра и восточного района Днепровско-Бугского лимана, которые оказались непригодными для обитания большинства генеративно-лимнофитофильных рыб. Все это привело к тому, что всего за несколько лет (1971—1985 гг.) численность серебристого карася увеличилась в десятки раз и он превратился в один из основных объектов промысла почти на всех водоемах Северо-Западного Причерноморья [142].

Отметим, что осуществление ряда охранных мероприятий (увеличение сроков весеннего запрета на вылов, лимитирование уловов и т. п.), в том числе введение новых правил рыболовства (1969 г.), привело к некоторому повышению уловов полупроходных (с 627,4 т в 1966—1970 гг. до 1081,0 т в 1987—1989 гг.) и жилых рыб (с 330,6 до 719,0 т) главным образом за счет серебряного карася. Тем не менее все увеличивающаяся антропогенная нагрузка (рост загрязнения речных вод как промышленными и бытовыми стоками, так и ядохимикатами, поступающими с полей) приводит к резкому ухудшению условий воспроизводства рыбных запасов в низовьях Днепра и здесь уже наметилась тенденция к снижению уловов рыб [317].

Качество воды в Днепровско-Бугском лимане формируется под воздействием сложного комплекса факторов, главные из которых: поступление загрязняющих веществ извне и внутриводоемные процессы самоочищения и биологического самозагрязнения в результате массового развития фитопланктона («цветения» вод).

Объем загрязненных промышленных и сельскохозяйственных стоков, поступающих в Днепровско-Бугскую устьевую область за 1986—1989 гг., возрос в 2,1 раза. Качество воды снижается как

в реках, так и в лимане, особенно в летний меженный период [314].

По данным «Ежегодника качества морских вод по гидрохимическим показателям за 1989 г.» [150] общее загрязнение вод Днепровско-Бугского лимана нефтяными углеводородами (НУ) с 1987 по 1989 гг. снизилось в 1,5... 2, а синтетическими активными поверхностными веществами (СПАВ) с 1985 по 1989 гг. — в 6... 10 раз. Среднее содержание фенолов за последние три года стабилизировалось в Бугском лимане на уровне — не более 3 ПДК, а в Днепровском возросло с 4 до 5 ПДК. Средняя концентрация хлорорганических пестицидов (ХОП): гексахлорциклогексана (γ -ГХЦГ) — менее 1... 2, максимальная 120 нг/л, гептахлора соответственно 1,5... 2,3 и 108 нг/л.

В донных отложениях водоема в среднем присутствует (на 1 г абсолютно сухого грунта): НУ — от 0,07 до 1,2 мг (их максимальная концентрация в 1989 г. была в 2 раза меньше, чем в 1988 г.), фенолов — менее 2 мкг, что также ниже уровня 1988 г.

Выявлены высокие уровни накопления хлорорганических пестицидов (ХОП) в трофических цепях Днепровско-Бугского лимана, особенно в конечных звеньях — у бентосоядных (лещ, сазан) и хищных (окунь, судак, щука) рыб, концентрации стойких токсичных веществ (ХОП, ДДТ и его метаболитов ДДД и ДДЕ, ГХЦГ) в конечных звеньях трофических цепей возрастают в десятки тысяч раз по сравнению с их содержанием в абиотической среде [263].

В последние десятилетия в загрязнении Днепровско-Бугского и других лиманов Причерноморья стремительно возрастает доля сельскохозяйственных сточных вод, что связано с применением во все увеличивающихся объемах удобрений и разнообразных ядохимикатов. Можно считать, что эти и другие загрязняющие вещества, поступавшие в водосмы, служат одной из основных причин нарушений в численности и видовом составе их флоры и фауны, а также оказывают прямое негативное воздействие на качество воды.

Днестровский лиман. Днестровский лиман представляет собой расширенную долину р. Днестр. Площадь его водного зеркала составляет 377 км², объем — 0,54 км³, средняя глубина — 1,5 м, длина по осевой линии — 43 км, ширина — от 4,2 до 12,0 км¹. Лиман отличается однородное распределение глубин, они плавно уменьшаются с северо-запада на юго-восток. Наибольшие глубины находятся в северной части водосема, а изобата 2 м проходит довольно близко от берега. В центральной части лимана широкой полосой тянется песчаная отмель с глубинами, не превышающими 1,5 м. Только в районе пролива, соединяющего лиман с морем, глубина доходит до 6 м.

¹ Если к акватории лимана отнести и занятые водной растительностью мелководья (площадью 131,3 км²), где при среднем уровне содержится 0,193 км³ воды, то общая площадь зеркала рассматриваемого водоема достигнет 508 км², а его объем — 0,733 км³ [385] (см. также табл. 28).

В Днестровский лиман р. Днестр приносит в среднем за год более 10 км² воды (см. табл. 29). Объем стока этой реки может в отдельные годы колебаться от 4,5 до 19,3 км³, причем в чередовании маловодных и многоводных лет не удается проследить четкую закономерность: на средние по водности годы от общего числа случаев приходится примерно 52 %, на маловодные 25 % и на многоводные 22 %. Размах межгодовых колебаний стока р. Днестр уже несколько уменьшился после 1954 г., когда произошло заполнение водохранилища Дубоссарской ГЭС, и он продолжает уменьшаться с введением в строй второго на реке Новоднестровского водохранилища, а также из-за регулирования стока в бассейне реки большим количеством малых водохранилищ и прудов, суммарный объем которых превышает 2,7 км³ [362].

Основные компоненты водного баланса Днестровского лимана в условиях свободного обмена с Черным морем — это поверхностные воды бассейна Днестра, морские воды, поступающие в лиман через Цареградское гирло, атмосферные осадки и испарение с поверхности водоема (см. табл. 29). Подчеркнем, что в современных условиях лиман до 19 раз в году промывается поверхностными водами. В то же время в средние по водности годы объем морской воды, поступающей в лиман, более чем в 6 раз превышает объем его вод, в маловодные годы значение этого показателя возрастает (см. табл. 30).

Взаимодействующие между собой при сгонно-нагонных явлениях воды Днестра и моря в основном формируют особенности гидрохимического режима лимана. В последние годы наблюдается рост безвозвратных потерь речного стока и увеличение притока морских вод в результате регулярных дноуглубительных работ, связанных с эксплуатацией Белгород-Днестровского морского порта. После углубления в 1974 г. навигационного канала соленый клин в маловодные годы постоянно присутствует в этом канале (рис. 34), соленость при этом увеличивается до 1,7‰ даже в устье Днестра [335]. Вследствие сравнительно небольшого объема вод р. Днестр (он соизмерим со значением стока реки) соленость вод в Днестровском лимане подвержена существенным временным изменениям. Они могут достигать 2... 3,5‰ в маловодные и 0,1... 0,8‰ — в многоводные годы. Рост водопотребления в бассейне р. Днестр и ввод в эксплуатацию глубоководного морского канала (глубиной около 6 м), увеличившего поступление морской воды в лиман, повысили его среднюю соленость с 0,7 до 1,9‰ [365].

Соленость вод рассматриваемого лимана существенно изменяется по акватории. Так, в центральных районах водоема она в среднем равна 0,5‰ (пределы колебаний 0,4... 7,0‰), а в южной части достигает значений 1,7‰. Содержание растворенного кислорода, как правило, повсеместно высокое. К концу лета наблюдаются области перенасыщения кислородом до 120 %, особенно в прибрежных частях за счет интенсивной жизнедеятельности макрофитов. Гидрохимическими исследованиями 1980—1983 гг.

обнаружена возросшая по сравнению с началом 1950-х годов эвтрофикация вод лимана. При этом на порядок увеличилось содержание аммонийного азота, нитратов, повысились концентрации железа и фосфатов, слишком высокой стала окисляемость [245].

Известно, что система течений в данном лимане формируется в основном под воздействием ветра. Стоковые течения, связанные с поступлением речных вод (при расходах меньше средних),

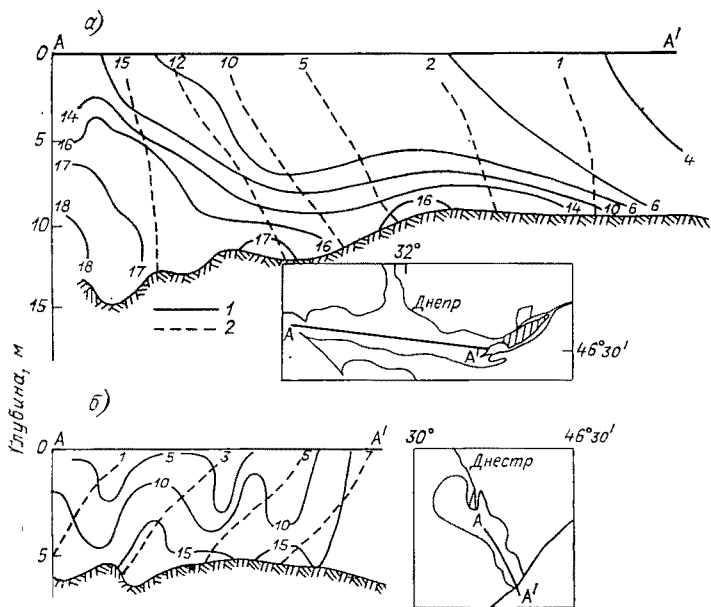


Рис. 34. Вертикальное распределение солёности (‰) в лиманах Днепроовско-Бугском (а) и Днестровском (б) на осевых разрезах в маловодный 1972 г. (1) и средний по водности год (2) [436].

не могут заметно повлиять на циркуляционные образования, образующиеся при ветровом воздействии. Так, при наличии плотной стратификации вод меженный сток Днестра не в состоянии предотвратить поступление в лиман соленой морской воды. При стоке реки, равном среднему значению и менее, понижения дна лимана оказываются заполненными линзами соленой воды, суммарная площадь которых (в зависимости от стока) может составлять от 35 до 50 % площади всего водоема [384].

В прошлом Днестровский и Днепроовско-Бугский лиманы играли главным образом роль биофильтра из-за их высокой способности к утилизации поступающих органических и биогенных веществ. В настоящее время виды самого высокого трофического уровня частично потеснены в результате возникших ограничений на способность к воспроизводству и сокращения ареала обитания

пресноводных и солоноватоводных видов. Сложившиеся пищевые цепи, по-видимому, оказались нарушенными, а избыток органического материала при слабых ветрах в летнее время ускоряет процесс эвтрофикации. Новые морские виды (от бактерий до зоопланктона) постепенно захватывают нижние слои водной толщи лиманов, что ведет к дальнейшему замедлению движения органического вещества по трофической цепи.

Кормовая база Днестровского лимана насчитывает (млн т): фитопланктона 1,4; зоопланктона 0,42; зообентоса 40,3; макрофитобентоса 90. Около 30 % фито-, зоопланктона и зообентоса рыбами недоосваивается. Среднегодовой вылов рыбы в Днестровском лимане достиг в 1951—1964 гг. 561 т (14,2 кг/га), из которых 53 % приходилось на виды пресноводного комплекса, а оставшаяся часть была представлена каспийскими видами (в том числе тюлька 2,8 %, бычки 30,3 %). В дальнейшем уловы здесь постепенно возрастали, причем менялся и их качественный состав. В многоводный период 1965—1982 гг. сравнительно небольшое увеличение среднегодовых уловов (672 т; 16,8 кг/га) сопровождалось резким повышением в них доли пресноводных рыб (75 %), соответственно сократился вклад каспийских видов (до 20 %), в особенности бычков (до 6,9 %). Положительная тенденция в динамике уловов сохранилась и при некотором сокращении стока Днепра в 1983—1986 гг., когда средний за год вылов достиг 752 т (18,8 кг/га). Пресноводных рыб стало вылавливаться еще больше, продолжалось снижение уловов бычков [245]. Имеются также сведения, что среднегодовой вылов рыб в Днестровском лимане достигал в 1970—1975 гг. 590 т [366], а его объем с 1966 до 1984 гг. увеличился почти вдвое (с 475 до 800 т) и в нем почти в три раза повысилась доля ценных регулируемых видов рыб (сазан, лещ, судак) [245].

Считается [366], что возможный вылов рыб в Днестровском лимане может быть доведен до 5 тыс. т в год при условии создания нерестово-выростных хозяйств, а также зарыбления лимана мальками сазана, леща, серебристого карася, белого амура, толстолобика и др. Большую промысловую ценность в Днестровском лимане имеет пресноводный рак, добыча которого в прежние годы доходила до 450 т (80 % улова рака в СССР). В результате допущенного перелома в 1966 г. добывалось всего 7 т, но сейчас благодаря принятым мерам численность днестровского рака восстанавливается и его вылов достигает 100 т [245].

Березанский лиман. По сравнению с уже рассмотренными лиманами Северо-Западного Причерноморья Березанский — это сравнительно небольшой водоем. Длина его составляет 20... 25 км, средняя ширина 2... 3 км, средняя глубина 3,3 м (наибольшая около 15 м), почти половина акватории лимана имеет глубины менее 2 м. Площадь его водного зеркала достигает 60 км², объем воды 0,2 км³.

Водообмен с морем — решающий фактор водного баланса этого лимана, причем указанный процесс обладает существенной вну-

трисуточной изменчивостью: за одни сутки в водообмене лимана с морем может участвовать более 4 % объема его вод [385].

Бар, расположенный у входа в лиман, препятствует проникновению в него глубинных морских вод. При нагонах (ветрах южной четверти) в водоем поступают лишь воды поверхностного слоя моря. Весной в лиман заходит обладающая меньшей соленостью (чем его воды) трансформированная днепровская вода, которая заполняет в период половодья северо-западную часть моря. При продолжительном нагоне (2... 4 сут) в лимане возникает придонное компенсационное противотечение, направленное в море.

Приток речных вод в Березанский лиман формируется в засушливой зоне юга Украины и оценивается всего в 10 млн м³ в год, тогда как в Днепровско-Бугском и Днестровском лиманах этот компонент приходной части водного баланса преобладает (см. табл. 29). Уже отмечалось (см. табл. 30), что из открытых лиманов Северо-Западного Причерноморья Березанский лиман обладает наибольшей проточностью, причем за счет притока морских вод.

Уровненный режим рассматриваемого лимана в основном определяется его свободным водообменом с морем, тот же водообмен (наряду с ветром) определяет и схему циркуляции вод лимана.

До конца 1970-х годов об элементах гидрохимического режима Березанского лимана имелись лишь отрывочные сведения. Принято считать [385], что средняя соленость колеблется здесь от 3... 4 ‰ весной (до июня включительно — период прохождения весеннего половодья на Днестре) до 13... 14 ‰ осенью (под влиянием нагонов более соленой в этот период года морской воды и испарения). Например, в 1979 г. при среднегодовом стоке Днепра в 53,3 км³ она в среднем за год равнялась 8,3 ‰, при увеличении стока до 59,5 км³/год в 1981 г. понизилась до 6... 5 ‰ [245].

Как газовый режим лимана, так и содержание в нем биогенных веществ формируются под воздействием многих факторов, основные из которых следующие: поверхностный сток, интенсивность водообмена с морем, гидрометеорологические условия, жизнедеятельность растительных и животных организмов, а также наличие (в последние десятилетия) сточных вод из рыбоводных прудов, животноводческих и птицеферм, с орошаемых сельскохозяйственных массивов и т. д.

Концентрация растворенного кислорода в водах лимана за период 1979—1987 гг. колебалась от 1,4 до 23,5 мг/л (среднее значение 10,6 мг/л), причем для лимана характерны большие вертикальные и горизонтальные градиенты в распределении этого параметра. В отдельные годы в понижениях дна водоема могли образовываться анаэробные зоны. Минимальное содержание кислорода приходилось на летний период (июль—август), когда доминируют антициклонические условия погоды и процессы минерализации органического вещества и загрязнения вод (главным образом мелководных северных отрогов лимана) протекают с наибольшей интенсивностью.

При сгонах концентрации кислорода уменьшаются вследствие распространения наиболее загрязненной водной массы северной области лимана. Нагоны морской воды воздействуют на режим водоема неодинаково: весной с заходом трансформированной днепровской воды растет содержание кислорода, осенью и летом под влиянием рекреации оно снижается. Однако самые высокие его концентрации наблюдаются зимой. Летом на мелководьях и зарослях высшей водной растительности появляется диоксид углерода, иногда до концентрации 20... 40 мг/л. В последние годы отмечается некоторое улучшение кислородного режима Березанского лимана [245].

В силу своего географического положения Березанский лиман населен как рыбами, выходящими из совсем близко расположенного Днепровско-Бугского лимана, так и черноморскими иммигрантами. За 1965—1983 гг. в нем в среднем было выловлено 687 ц рыбы (14,3 кг/га), из них каспийские виды составляли более половины (57,8 %), пресноводные — более 30 % и морские — около 11 %. В последующие пять лет (1983—1987 гг.) зафиксировано существенное увеличение уловов — до 965 ц (20 кг/га), причем большинство составляли уже пресноводные рыбы (89 %), на долю морских рыб (в основном атерины) по-прежнему приходилось около 11 %. Рыбопродуктивность Березанского лимана, как и вообще открытых лиманов Причерноморья, низка и, судя по кормовым ресурсам, не соответствует потенциальной [245].

Сасыкское водохранилище. Лиманы Дунай-Днестровского междуречья мелководны, их глубина колеблется от 0,6 до 3 м. Наиболее крупные лиманы — это Сасык, Джаншейский и Малый Сасык.

Водный режим лимана Сасык в период 1950—1978 гг. в основном определялся притоком морских вод. Ход уровней лимана и моря (Жебрянская бухта) практически одинаков [245]. Стратификация вод в лимане из-за его мелководности, можно сказать, отсутствовала.

В июне 1978 г. лиман Сасык был отделен от моря плотиной и было создано Сасыкское водохранилище. Оно имеет в длину около 30 км, его ширина в северной части составляет 4,5 км, в южной — до 12 км. Площадь водного зеркала насчитывает около 210 км², объем вод — больше 425 млн м³. Глубины по акватории водохранилища распределяются равномерно от 0,5 до 3,2 м (средняя глубина 2 м). Дно водоема плоское, ровное и илистое, береговая линия изрезана мало. По морфологическим особенностям чаша водохранилища делится на два района: южный и северный; они разделены сужением (около 3 км), расположенным в 16... 18 км от южной оконечности водоема.

Водный режим рассматриваемого водохранилища регулируется насосной станцией сброса вод в море в зависимости от заданного графика поступления вод из Дуная по каналу Дунай—Сасык и отбора воды насосными станциями оросительных систем. Уровни водохранилища в начальный период его наполнения, сработки

и рассоления водных масс изменялись в значительных пределах. Теперь диапазон колебаний уровня водоема в нормальных условиях не превышает 1 м [385].

К основным компонентам водного баланса водохранилища относятся: поступление воды по каналу из Дуная — 56... 87 % (начиная с 1980 г. около 750 млн м³ в год [385]), откачка воды в море и забор воды на орошение (вместе 50... 70 %). При этом режим подачи и откачки регулируется исходя из необходимости поддержания заданной минерализации вод водоема. Приток рек Когильник и Сарата, впадающих в водохранилище, незначителен — их суммарный годовой сток в среднем составляет 30... 60 млн м³ (расход 1... 2 м³/с) [245], по другим данным, 57... 58 млн м³ [385]. В то же время материалы исследований стока указанных рек за 1980—1986 гг. зафиксировали существенный рост объема поступающих в водохранилище поверхностных вод: от 53 до 160 млн м³ (в среднем каждый год 105 млн м³), т. е. налицо двухкратное увеличение стока по сравнению с естественным. Причина — возросший объем дренажных и сбросных вод с полей орошения. В итоге приток поверхностных вод в Сасыкское водохранилище составляет 115 млн м³, а суммарный объем поступающих в рассматриваемый водоем поверхностных вод оценивается примерно в 865 млн м³.

При создании Сасыкского водохранилища планировалось сформировать его гидрохимический режим в два этапа. Первый из них (период рассоления водоема) должен был снизить среднюю по водоему соленость с 18... 20 до 1,5... 2,0 ‰. Действительно, во время второго этапа (1982—1986 гг.) колебания средней солености находились в пределах 1... 2 ‰, причем во время притока дунайских вод соленость понижалась до 0,6... 0,8 ‰. Предварительный сброс соленых лиманных вод (18... 20 ‰) в море и наполнение водохранилища дунайской водой в 1980 г. привели к почти десятикратному снижению солености его вод. В 1981 г. повторный сброс и поступление самотеком воды из Дуная уменьшили среднюю соленость до 1,4... 4 ‰. В 1982 г. она равнялась 1,2... 2 ‰, а в 1983—1984 гг., 1985 и 1986 гг. (для паводкового периода с апреля по октябрь) соответственно 1,2... 1,5; 1,2... 1,0, и 0,0... 1,3 ‰. К концу 80-х годов процесс изменения химического состава вод Сасыкского водохранилища (в условиях незначительного внешнего обмена) достиг квазистационарной фазы [245].

В солевом балансе водохранилища основная доля поступления солей связана с донными отложениями (29... 47 %), а также со стоком малых рек (14... 39 %) и притоком солей с дунайской водой (13... 41 %). Отток вод водохранилища через насосные станции и водосброс составляет главную статью расхода солей (70... 90 %). Интересно, что доля притока солей из донных отложений, с грунтовыми водами и из зоны берегового регулирования в первые годы рассоления водоема (1980—1981 гг.) составляла 65... 70 %; к 1984 г. эта цифра уменьшилась до 42 % [245].

Исследования 1981—1987 гг. [287] засвидетельствовали начало формирования пресноводных донных отложений в Сасыкском водохранилище со скоростью более 1 см в год. Согласно результатам этих исследований, по состоянию на 1987 г. илы водохранилища уже перестали служить основным источником минерализации вод водоема.

В период, предшествующий опреснению лимана, содержание растворенного кислорода в поверхностных слоях (в дневное время) достигало 80... 105 % насыщения. На большей части акватории, где глубины не превышают 1,5 м, при слабых ветрах концентрации кислорода на поверхности и у дна различались на 10... 20 %. Перенасыщение кислородом до 140... 160 % имело место в верховьях и вблизи устьев рек Когильник и Сарата. В июле и августе (в ночные и утренние часы) содержание кислорода опускалось ниже 60 %. В небольших лагунах, для которых характерно наличие значительного количества органических остатков, кислород практически отсутствовал.

После заполнения лимана Сасык дунайской водой содержание кислорода в холодное время года здесь близко к 100 %, в теплое — наблюдается перенасыщение (140... 160 %). Дефицит кислорода отмечается во время штилей в глубоководных участках водоема (придонный слой мощностью около 30 см). Из-за воздействия ветрового перемешивания подобные ситуации возникают не часто (при высоте волны в 30... 40 см содержание кислорода перестает изменяться с глубиной) [397].

В настоящее время в Сасыкском водохранилище продолжается процесс становления пресноводной экосистемы взамен морской, присущей лиману Сасык. Образуются популяции пресноводных видов растений и животных и новые пресноводные биоценозы. Быстрыми темпами идет формирование пресноводной ихтиофауны в основном за счет заноса молоди рыб по каналу Дунай—Сасык. Сейчас ихтиофауна водохранилища представлена 47 видами рыб, относящимися к 12 семействам (осетровых, сельдевых, шуковых, карповых, вьюновых, бычковых, морских игл, камбаловых) [245].

До прихода дунайской воды (в 1979 г.) в Сасыкском лимане было добыто 93 тыс. т морских и солоноватоводных видов рыб, из которых 98 % составляли атерина и бычки. Однако уже в 1980 г. вылов составил всего 2 т рыбы (в основном бычки и глосса). С 1981 г. на водохранилище начался экспериментальный промысловый лов пресноводных рыб (табл. 39).

Рыбопродуктивность Сасыкского водохранилища за 1983—1984 гг. превысила 30 кг/га, что позволяет отнести этот водоем к классу высокопродуктивных. Тем не менее дальнейший рост рыбопродуктивности возможен лишь при условии интенсивного зарыбления водохранилища [245].

С превращением лимана в водохранилище произошло существенное сокращение площадей, занятых высшей водной растительностью (более чем в 70 раз). Однако запасы растительной биомассы при этом сократились лишь в 18 раз, поскольку низко-

продуктивные галофильные ценозы сменились высокопродуктивными тростниковыми зарослями вдоль берегов водохранилища. Понижение солености вод водоема не повлекло за собой резких изменений в растительном покрове водохранилища, так как сохранились высокий уровень содержания солей в грунтах и гидрохимический тип вод (по-прежнему хлоридно-натриевый) [211].

Пресноводное водохранилище, созданное на базе лимана Сасык,— это первый опыт преобразования водоема такого масшта-

Таблица 39

Динамика вылова рыбы (ц) в Сасыкском водохранилище [245]

Вид рыбы	1981 г.	1982 г.	1983 г.	1984 г.	1985 г.	1986 г.
Сазан	2	1404	2453	1627	540	22
Судак	31	38	265	776	1768	2160
Лещ	2	141	577	321	861	2958
Карась	73	1358	4059	3025	1932	1908
Жерех	0	0	5	4	2	12
Красноперка	0	0	275	75	26	42
Плотва	33	67	29	462	73	50
Густера	0	48	1	0	0	14
Окунь	95	299	144	1192	894	654
Уклейка	65	60	0	0	0	0
Горчак	0	0	0	16	0	0
Белый амур	0	0	2	0	0	0
Толстолобик	0	4	135	61	71	61
Чехонь	0	4	0	0	0	643
Итого	301	3501	7945	7559	6167	8524
Рыбопроductивность, кг/га	1,4	16,7	37,8	36,0	29,5	40,8

ба в нашей стране. Результаты его многолетнего изучения и эксплуатации после опреснения позволяют сделать некоторые выводы [396].

1. За более чем восьмилетний период после начала опреснения еще не достигнуты проектные показатели ирригационного качества воды водохранилища. Несмотря на стабилизацию общего уровня минерализации его вод, он не отвечает требованиям ГОСТа (повышенная щелочность, ионный состав неблагоприятно сказываются на почвах орошаемых массивов). Вынужденные затраты на водоподготовку и реконструкцию водохранилища становятся сопоставимыми со стоимостью его строительства и увеличивают себестоимость сельскохозяйственной продукции. Все это ставит под сомнение экономическую целесообразность проекта.

2. Известно, что лиманы, располагающиеся в устьевых областях рек, подвержены воздействию загрязненных стоков со всей площади бассейна. Отсюда проистекает важнейшее условие функционирования экосистем лиманов: интенсивное самоочищение вод этих водоемов в результате контакта с морем. Пример Сасыка

свидетельствует о том, что созданное водохранилище по своим биопродукционным характеристикам нередко превосходит бывший лиман (появился дополнительный источник аллохтонной органики и биогенных веществ дунайского происхождения). Однако при отсутствии промывки лимана за счет взаимодействия с морем дунайская вода помимо дополнительного потока питательных веществ несет с собой и минеральную взвесь с адсорбированными на ней загрязняющими веществами. Об опасности этого процесса свидетельствует превышение предельно допустимого содержания тяжелых металлов (в основном, свинца, кадмия, никеля, железа, цинка и меди) в рыбах водохранилища.

3. Расширение площадей орошаемых земель увеличило речной сток за счет дренажных вод (в некоторые годы он достигает 1/3 объема водохранилища). Вместе с речной водой в водоем поступают минеральные соли, токсичные и загрязняющие вещества как с сельскохозяйственных угодий, так и с промышленными и бытовыми стоками. Другими словами, имеет место весьма опасное с экологической точки зрения явление — замыкание стока на водосточник. В итоге Сасыкское водохранилище, замышлявшееся как водоем-накопитель дунайских вод для целей орошения, постепенно становится накопителем токсических загрязняющих веществ дунайского и местного происхождения.

4. Результаты исследования Сасыкского водохранилища со всей определенностью подтверждают вывод о том, что человек должен в первую очередь использовать уникальные природные свойства водосмов, а не стремиться подавить их несовместимыми с экологией мероприятиями.

Одна из специфических особенностей Черного моря связана с его повышенной чувствительностью к любым внешним воздействиям, в том числе и к антропогенным нагрузкам. Известно, что в среднем на 1 м² поверхности Мирового океана приходится 0,4 м² водосборной суши, в Черном море — 4,4 м². Водосборная площадь основных рек бассейна — Днепра, Днестра и Дуная (протекающих по районам интенсивного сельского хозяйства и развитой промышленности) — в 22 раза превышает площадь той части моря, которая находится под непосредственным воздействием этих рек. Кроме того, особенности гидрохимической структуры моря приводят к тому, что его население оказывается сосредоточенным только в верхнем 100... 200-метровом слое, который и принимает на себя основной удар загрязнения и других нежелательных последствий хозяйственной деятельности человека.

Поскольку годовой приток пресных вод в Черное море (495 км³) [210] равен 2... 3 % объема верхней водной массы моря, залегающей выше постоянного галоклина [61], то в ней заведомо можно ожидать существенно больших межгодовых колебаний солености по сравнению с расположенными ниже водными массами моря, для которых имеется единственный источник возмущений поля солености — поступление вод Мраморного моря, — составляющий 0,035 % их объема (около 170 км³) [64].

К основным прогрессирующим формам антропогенных воздействий на природу моря и прилегающих к нему территорий можно отнести:

зарегулирование и сокращение стока рек; при неизменном зеркале моря это усиливает приток через Босфор вод Мраморного моря, ведет к подъему основного пикноклина, осолонению вод аэробной зоны; в северо-западной части моря усиливается стратификация, в придонных слоях возникают заморные явления;

поступление аллохтонных веществ в составе речных, ливневых и талых вод, атмосферных осадков и хозяйственных стоков; разнообразие этих веществ весьма велико, однако по степени влияния на морскую биоту главенствуют органические и биогенные вещества, приводящие к эвтрофикации морской среды;

промысел рыбы и других морских организмов (в первую очередь, траловый промысел шпрота), часто сопровождающийся отрицательными воздействиями орудий лова на донные биоценозы, а также на сам грунт¹;

добыча песка, газа, и других небиологических ресурсов; существенное расширение масштабов геологоразведочных работ на шельфе;

поступление в толщу вод моря органических и минеральных взвешенных частиц как с суши (в составе поверхностного стока, эоловых наносов), так и с морского дна (при тралении рыбы, добыче песка, геологоразведочных и гидротехнических работах);

развитие морского судоходства (расширение действующих и строительство новых портов, увеличение числа судов, судоперевозок и т. д.);

гидротехническое строительство (возрастающий объем работ по сооружению и реконструкции морских портов, противооползневых и берегоукрепительных работ, увеличению площадей пляжей и пр.);

вынос ядохимикатов и других токсичных технологических веществ, в том числе нефтяных углеводородов и радионуклидов; нефтяное загрязнение больших акваторий, образование нефтяных пленок ведет к гибели нестойких организмов, в том числе икры и мальков ряда промысловых рыб, загрязнение проливов, которое создает барьер на пути рыб, мигрирующих из Средиземного в Черное море;

рост городов и других населенных пунктов на побережье моря; усиление рекреационной нагрузки на побережье.

Перечисленные антропогенные нагрузки проявляются на фоне естественных колебаний природных факторов (например, климатических), способных и усиливать, и ослаблять последствия хозяйственной деятельности человека. Естественно, что все формы

¹ В средней и нижней частях шельфа при тралении образуются борозды шириной 2—3 м и глубиной до 0,8 м, расстояние между ними 20... 50 м; по краям таких борозд образуются брустверы из осадочного материала, выпавшего траловой доской [5].

воздействия на природу Черного моря не могут сказываться равномерно по всей его акватории. Их влияние концентрируется, как правило, в прибрежной зоне, а в открытом море они ощущаются слабее. В халастатических областях, например, обнаруживаются лишь вещества, выпадающие вместе с атмосферными осадками, а также полиэтиленовые пленки, обломки древесины, нефтяные

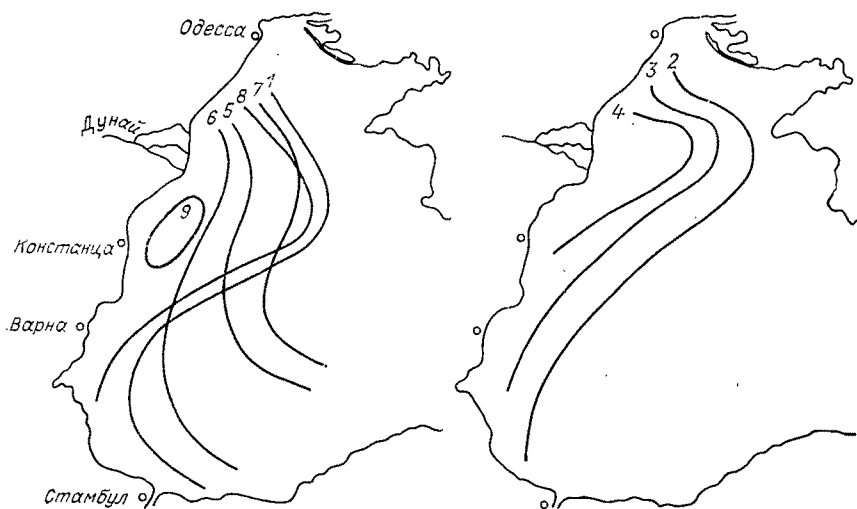


Рис. 35. Зоны влияния дунайских вод на Черном море.

1 — изохалина 17 ‰; 2 — концентрация фосфатов 30 мкг/л; 3 — концентрация нитратов 40 мкг/л; 4 — величина pH 8,75; 5 — *Synchabaltica*; 6 — пресноводные насекомые; 7 — *Protococcales*; 8 — зона «цветения»; 9 — скопление ночесветки *Noctiluca miliaris* [168].

агрегаты и еще немногие долгоживущие плавучие предметы, которые в основном сосредотачиваются в зонах конвергенций. В наибольшей степени рассматриваемое влияние суши проявляется на северо-западном шельфе моря, куда вливаются Дунай, Днепр и Днестр и на берегах которого размещены крупные порты и населенные пункты. Область максимального антропогенного стресса (область распресненных водных масс) в водах северо-западной части моря может быть оконтурена, например, изохалиной 17 ‰ (рис. 35) [116, 168]. В то же время по особенностям распределения взвешенного вещества влияние стока Дуная и Днепра прослеживается летом почти по всей акватории западной части моря, а зимой лишь в ее узкой прибрежной полосе (30... 40 миль) [87].

Исследования последних лет засвидетельствовали неблагоприятное состояние черноморской экосистемы в первую очередь в районах шельфа. Изменения, происходящие в открытой части моря, не столь очевидны, разделение здесь естественных долгосрочных и антропогенных трендов весьма затруднительно и в принципе возможно лишь по некоторым компонентам экоси-

стемы. Неравномерность проявления антропогенных нагрузок по акватории моря является следствием существования в море двух резко различающихся по своим параметрам частей: глубоководной и мелководного шельфа, составляющего четверть общей площади моря. Границей между ними с известным приближением может рассматриваться зона ОЧТ (Основного черноморского течения), стержень которого располагается в 15... 20 милях от берега.

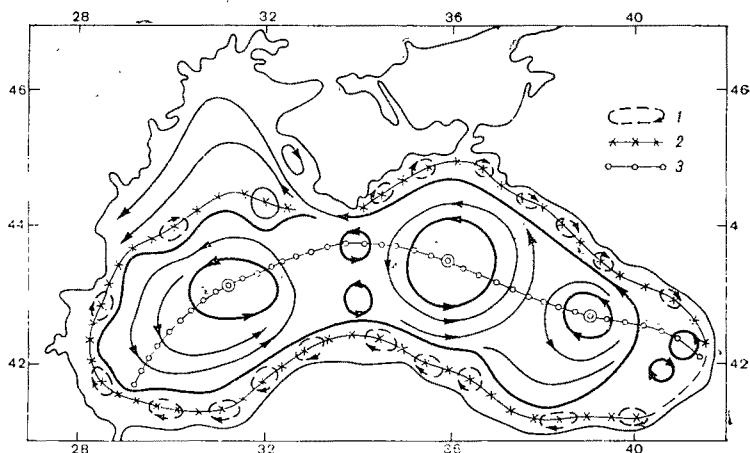


Рис. 36. Мезомасштабные антициклонические вихри (1) и зона конвергенции (2) у побережья, нанесенные на схему течений бассейна, для среднегодовых ветровых условий (3 — зона дивергенции) [319].

В последние годы экспериментальным путем и модельными расчетами в прибрежной зоне Черного моря выделена квазистационарная зона конвергенции [294]. Она расположена немного мористее материкового склона, охватывает море по периметру и делит его на две экологически обособленные области: прибрежную (до глубины 70... 100 м [346] и открытого моря (рис. 36). Во второй области преобладает в основном циклоническое движение вод и поперечная циркуляция в пределах поверхностного слоя моря направлена от его центральной области в сторону берега. Первая же область — это, как правило, узкая прибрежная полоса, в которой поперечная составляющая течений в антициклонических вихрях направлена от берега к центрам вихрей (к зоне рассматриваемой конвергенции). Другими словами, зона конвергенции является естественной границей между поверхностными водами открытой части Черного моря и более теплыми и распределенными прибрежными водами.

Наличие прибрежной зоны конвергенции означает активный подъем вод у материкового склона (апвеллинг), усиливающийся при прохождении антициклонических вихрей у побережья. В та-

кой ситуации воды, поступающие из холодного промежуточного слоя (в качестве компенсации оттока прибрежных вод в зону сходимости), обуславливают не только резкое понижение температуры морских вод, но и вызывают обновление, самоочищение, а также обогащение вод шельфа биогенными веществами открытого моря.

В зоне конвергенции — биогидрохимическом «барьере» [346] — накапливается различный мусор, увеличивается содержание взвеси и численность фито- и бактериопланктона, что приводит к увеличению концентраций аммония, мочевины, $P_{орг}$, $N_{орг}$, а также взвешенных белков, липидов, углеводов и $C_{орг}$.

4.2. Зона шельфа

Прибрежные участки моря и мелководные заливы. Эти акватории имеют, как правило, наибольшую продуктивность и вместе с тем наиболее подвержены антропогенному воздействию. Последствия такого воздействия практически еще не изучены. В самые последние годы появились единичные работы, в которых рассмотрены несколько заливов Черного моря. В одной из них [36] на примере Джарылгачского залива показано влияние возвратных вод с оросительных систем на природу геохимически сопряженных с последними водных объектов. В мелководный Джарылгачский залив (объем вод 1000 млн м³) за вегетационный период поступает 250 млн м³ пресных вод с Краснознаменной оросительной системы. Это резко изменило гидрохимический режим прибрежной полосы залива шириной 1,5... 2 км: соленость воды уменьшилась в 3... 5 раз, содержание в ней брома — почти в 10 раз. Одновременно происходит заиление дна. Уровень загрязнения компонентов здешней экосистемы пестицидами оказался довольно высоким (табл. 40). Поступающие с рисовых чеков вместе с возвратными водами пресноводные гидробионты начали вытеснять типично морских. Так, в прибрежной полосе биомасса фитопланктона уменьшилась в три раза, численность и биомасса зоопланктона и зообентоса — в 1,5 раза. В результате сократились численность и видовой состав ценных промысловых рыб. Сходная картина наблюдается и в Тендровском заливе, входящем в состав Черноморского государственного заповедника. В Скадовской курортной зоне снизилась эффективность природных лечебных факторов (уменьшение солености морской воды и содержания в ней брома, ухудшение качества грязей оз. Круглое), массовое развитие комара на сбросных каналах сказалось на комфортности курорта.

В Каркинитский залив с конца апреля по конец октября с рисовых чеков и рыбных прудов по сливным и дренажным каналам поступает большое количество (600 м³ [373]) слабоминерализованной воды (соленостью 0,5 ‰), содержащей множество твердых частиц. Здесь также заливается дно, уменьшаются прозрачность

Таблица 40
Содержание (мг/л) пестицидов в воде, донных отложениях и гидробионтах заливов [36]

Залив	Объект	ДДЕ	ДДД	ДДТ	ГХЦГ	БИ-58	Метафос	Сатурн	Пропант.
Тендровский	Вода	0	0,05	0,001—0,1	0	Следы	0,02	0,015	0,005—0,01
	Донные отложения	0	0	0,005	0	Следы	0	0	Следы
	Водоросли	0,019		0,097	0—0,04	0	0	0	Следы
Ягорлыцкий	Вода	Следы	0	0	0	0	0,01	Следы	0,025
	Водоросли		Следы	0,015	0,005	0	Следы	0,025	0,02
	Донные отложения	0	0	0	0	0	0	0	0
Джарылгачский	Рыба	0,04	0,032	1,6	0	0	0	Следы	0,035
	Вода	Следы	0,007	0,027	Следы	0,002	0,007	0,02	0,02
	Водоросли	—	—	—	0,005	0	0	0,03	0,02
	Донные отложения	—	—	—	0,005	0	0	3,0	0,3
	Рыба	0,5	0,3	0,02—0,05	0,8	0,03	2,0	0,01	0,5

Примечание. Для пестицидов ПДК = 0.

и соленость вод залива¹. Значения солености за одни сутки при сгонно-нагонных ветрах могут колебаться от 22 до 7‰, и тогда на отдельных участках происходит деградация донной растительности, которая со временем может, правда, восстанавливаться вместе с населяющими ее гидробионтами. Это обстоятельство позволяет надеяться, что мелководные заливы Черного моря, включая и находящиеся под антропогенным стрессом, еще не утратили своего рыбохозяйственного значения [255].

Экологически надежным средством защиты вод заливов могут быть буферные аккумулярующие емкости (регуляторы стока) между источником загрязнения и водоприемником, создаваемые путем отсечения дамбой части акватории заливов² [36].

Северо-западная часть моря. Мелководная северо-западная часть Черного моря (к северу от 45° с. ш., глубины менее 50 м занимают здесь более 75 % акватории) обладает, несмотря на ничем не ограниченный обмен с глубоководной частью моря, рядом специфических океанологических особенностей. Из общего объема вод рассматриваемой части моря (854 км³) на долю годового стока вместе с осадками приходится примерно одна треть (272 км³) [23], о чем свидетельствует определяющее значение пресной компоненты водного бюджета в формировании структуры и динамики вод северо-западной части моря.

К основным отличительным особенностям термохалинной структуры вод северо-западной части Черного моря (см. рис. 35) обычно относят [61]:

явно преобладающую в течение года роль солености в формировании трехмерной стратификации вод;

рост (на порядок величин) горизонтальных и вертикальных неоднородностей полей температуры и солености;

близкую к двухслойной структуру вод (квазиоднородные поверхностный и придонный слои, разделенные скачком плотности), исключая зимний период (январь—март), когда вся толща вод становится практически однородной в результате плотностного перемешивания;

существенную временную изменчивость параметров водных масс из-за малой инерционности, что приводит к их повышенной реактивности на внешние воздействия.

По данным Э. Н. Альтмана и Н. И. Кумыша [25], суммарный сток рек, впадающих в северо-западную часть моря: Дуная, Днепра и Южного Буга — в 1923—1940, 1945—1980 гг. округленно составлял 267,1 км³/год (на долю Дуная приходилось 75...80 %). Зарегулирование Днепра в 1955 г. практически не сказалось на суммарном и внутригодовом ходе речного стока в эту часть мо-

¹ Безжизненная зона Каркинитского залива — результат дренажных выпусков с рисовых чеков вместе со сточными водами пос. Перекопского Армянского промрайона увеличилась с 1 (1983 г.) до 12 тыс. га (1988—1989 гг.) [147].

² В мелководных водоемах Скадовского района под воздействием солнечной радиации и аэрации за месяц происходит деструкция рисовых пестицидов, их содержание снижается до уровня допустимых значений [36].

ря. Объемы суммарного стока колебались здесь от 404,2 в 1970 г. (151 % среднемноголетнего) до 180,2 км³ в 1950 г. (67 % среднемноголетнего), 61 % годового объема стока проходило весной и летом.

Дунай — единственная из крупных рек черноморского бассейна, впадающая непосредственно в море. Рассмотрим, хотя бы вкратце, особенности динамики стока Дуная и степень его влияния на режим северо-западной части моря¹.

В самой дельте реки прирост стока незначителен и не превышает 1,5 км³/год [385]. Несмотря на возросший в последние годы объем безвозвратного водопотребления в бассейне реки (примерно 10,6 км³/год [416]) пока не выявлено явной тенденции уменьшения водности реки [271]. Безвозвратное водопотребление непосредственно в устьевой области Дуная составляет в наши дни менее четверти процента (0,5 км³/год) суммарного стока реки.

Можно считать, что распределение стока Дуная в устье по годам характеризуется относительной равномерностью. Измерения показывают, что среднегодовые расходы воды за последнее столетие колебались от 3900 м³/с (1921 г.) до 9950 м³/с (1941 г.). Внутригодовое распределение стока Дуная за последние 40... 50 лет не претерпело существенных изменений: повышенный сток имеет место в периоды весеннего половодья, а также осеннего и зимнего паводков [385].

Воды Дуная (сток примерно 200 км³, твердый сток 83 · 10⁶ т, биогенный 940 · 10³ т в год [168]) не могут не оказывать значительного воздействия на пелагическую и донную экосистемы западной половины Черного моря мористее берегов Одесской области, а также Румынии и Болгарии прежде всего как основной источник эвтрофирования вод моря. В соответствии с преобладающей циркуляцией вод моря влияние дунайских вод прослеживается к югу от устья реки вплоть до западного побережья Турции (рис. 36). Если в качестве предельных границ зоны прямого влияния вод Дуная принять ареал распространения пресноводных планктонных зеленых водорослей (кривая 7, рис. 35), то она займет не менее 10⁵ км² [168].

В связи с этим особую важность приобретает вопрос качества дунайской воды, которое особенно ухудшается в нижнем течении реки. Здесь аккумулируется огромное количество нефтепродуктов, солей тяжелых металлов, пестицидов и других загрязняющих веществ. Эти вещества, абсорбируемые на взвешенных частицах, попадают в низовья Дуная (где скорость потока существенно замедляется), осаждаются и насыщают донные отложения. Особую проблему составляет довольно высокое микробальное загрязнение [269]. Вблизи устья Дуная зарегистрированы рекордные для природных вод значения общей численности бактерий (до 26 млн/мл), числа сапрофитных бактерий (10⁴ клеток/мл) при коли-индексе до 40 тыс. кл/л [357].

¹ Для Днестра, Днестра и Южного Буга это сделано в п. 4.1.

В результате содержание ртути у водных растений взморья Дуная составляет 0,007... 0,020 мг/кг, у двухстворчатых моллюсков — 0,060... 0,009 мг/кг, почти в полтора-два раза выше чем у растений и моллюсков в районах Одессы и Севастополя. Еще более разительные различия зафиксированы в концентрациях ДДТ и продуктов его распада. Содержание пестицидов в растениях на взморье Дуная составляет 90... 150 мг/кг, в районе Одессы — не более 14, Севастополя — 4 мг/кг, в моллюсках — соответственно 30... 50, 7... 30 и 3... 8 мг/кг [336].

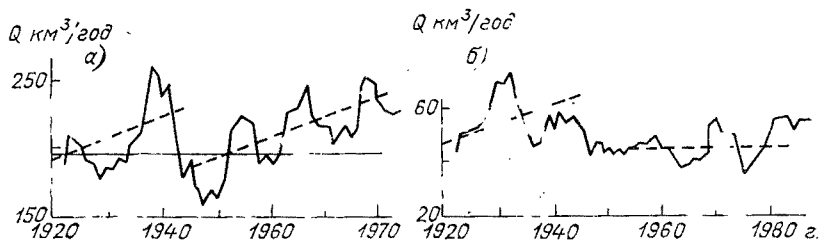


Рис. 37. Сток Дуная (а) и Днепра (б) по скользящим 5-летиям [99].

Влияние антропогенного фактора на режим северо-западной части моря выражается в настоящее время в некотором уменьшении стока Днепра и Днестра и появлении тенденции к нарушению баланса пресных вод в акваториях, примыкающих к устьям выпадающих в эту часть моря рек [27].

В ряде работ [61, 380, 388], часто по эпизодическим наблюдениям, выдвигается предположение о наличии положительного тренда солености вод в северо-западной части и в ряде других районов Черного моря после 1950 г. Возрастание солености имеет место в различных слоях водной толщи и прямо или косвенно связывается с антропогенным влиянием (безвозвратным изъятием речного стока). Однако при балансовых расчетах средней солености вод северо-западной части и всего моря в целом не обнаружено многолетнего увеличения соленосодержания [24]. И, наконец, анализ наиболее достоверных и полных (по мнению авторов [27]) материалов экспедиционных исследований за 1950—1982 гг. показал, что устойчивое распреснение поверхностного слоя прибрежных акваторий (район Одессы) в указанный период связано с ростом водности рек, выпадающих в северо-западную часть моря. В 1948—1982 гг. вызванное хозяйственной деятельностью уменьшение стока Днепра и Дуная полностью перекрывалось увеличением их естественной водности вследствие климатических причин. К тому же в изменении среднего годового стока у Дуная присутствует значительная положительная тенденция, а у Днепра такое изменение с некоторым приближением можно считать стационарным [27] (рис. 37).

В отличие от лиманов для северо-западной части Черного моря не прослеживается столь явно связь между соленостной струк-

турой и значением речного стока. Слабая корреляция между средней соленостью и речным стоком (см. кривые 3 и 4 на рис. 32) подтверждают это. Межгодовые изменения солености сравнительно невелики (менее 4 ‰ за двадцатилетний ряд наблюдений): от 20 до 23 ‰ значения средней солености, тогда как колебания общего стока рек могут достигать 75... 80 % среднего значения. Согласно расчетам [61], связь между отклонениями от средней (за 20-летний период 1956—1976 гг.) солености (S') и стоком реки (Q') улучшается при условии трехлетнего сдвига по фазе между Q' и S' . Соответствующее линейное уравнение регрессии $S' = -0,0017Q'$ имеет коэффициент корреляции $-0,79$. Очевидно, что влияние изменения солености под воздействием антропогенных факторов на сток во много раз меньше влияния на среднюю соленость процессов природной изменчивости.

Отмеченное несоответствие результатов анализа многолетней изменчивости термохалинных полей северо-западной части Черного моря, полученных разными исследователями часто по данным одних и тех же наблюдений, скорее всего, является следствием недостатка количества, а также качества этих наблюдений. Это, в частности, не позволяет корректно оценить вклад антропогенного фактора в изменение даже средней солености рассматриваемой акватории, т. е. разделить воздействие природной и хозяйственной составляющих процесса. Очевидно, однако, что хорошие условия для водообмена между северо-западной частью и остальным морем, наряду со стохастической природой зависимости циркуляции вод от стока рек, не должны допускать здесь резких изменений в соленосте, несмотря на значительные от года к году изменения в объеме речного стока (см. рис. 32).

Расчеты на модели полей ветровых течений в северо-западной части Черного моря [61] показали, что сток Днепра и Днестра не оказывает никакого влияния на кинематическую картину циркуляции вод и время ее установления. Даже полное прекращение стока названных рек не вносит изменений в режим водообмена между северо-западной и глубоководной частями моря. Расчеты также позволили выявить существование слабых вихревых структур, приуроченных в течение всего года к предустьевым участкам Днепра и Днестра, которые существенно затрудняют водообмен с другими районами северо-западной части моря. Внутри таких участков ослабляется адвективный перенос, что может способствовать возникновению застойных явлений, в частности заморов.

Зависящее от колебаний стока рек изменение интенсивности градиентов поля солености может оказать воздействие на общую картину циркуляции в этой части моря. Меандрирование здесь на свале глубин струи Основного черноморского течения вызвано бароклинной неустойчивостью, развитию которой способствует наличие резко выраженных пространственных градиентов солености. При этом севернее струи в районе мыса Тарханкут довольно регулярно могут образовываться антициклонические вихри

с характерным размером около 80 км и средним периодом образования примерно 18 сут [349].

Уже отмечалось, что неблагоприятное воздействие антропогенных факторов наиболее быстро и существенно проявляется в нарушении исторически сложившегося хода солености по вертикали. Этот процесс способствует возникновению заморных явлений в толще шельфовых вод, которые обусловлены недонасыщением (гипоксией) придонных слоев кислородом. Вообще основным условием возникновения таких анаэробных зон, не имеющих прямой связи с сероводородной зоной открытой части моря, является превышение скорости потребления кислорода над скоростью его поступления в водную толщу.

Отмечаемые ранее от случая к случаю (наиболее ярко в 1973 и 1975 гг. [52]) подобные явления стали в последние десятилетия наблюдаться в северо-западной части Черного моря практически постоянно (по крайней мере в летний сезон). Вообще же уменьшение количества кислорода на большей части этой акватории наметилось еще во второй половине 1960-х годов. Гипоксия из традиционных для нее приустьевых областей распространилась уже в заливы без пресного притока (до глубин 30... 40 м). Первоначально, в мае, формируясь на мелководье, зона гипоксии к сентябрю занимает 60... 70 % площади шельфа, причем слой, где содержание кислорода составляет от 0 до 3 мл/л, имеет толщину 5... 6 м при глубине моря 10... 15 м и 12... 15 м при глубине моря 20... 30 м. На пораженных гипоксией участках к июлю—августу возникает сероводородное заражение. Так, сероводородная «линза» имела в 1983 г. площадь свыше 5 тыс. км², запас сероводорода достигал в ней примерно 15 тыс. т, а ее толщина варьировала от 2 до 10 м в зависимости от глубины моря: 8 и 25 м соответственно. Время присутствия сероводорода на шельфе (от одного до трех месяцев с концентрацией около 2 мл/л) определяется главным образом гидрометеорологическими условиями конкретного года. Во время сгонных ветров зараженные сероводородом воды направляются к берегу и, достигнув участков с глубинами менее 3 м, выходят на поверхность, что ведет к массовой гибели рыбы [390]. Считается, что обычно зоны гипоксии и аноксии формируются в северо-западной части Черного моря на глубинах от 8... 10 до 35... 38 м при солености воды у дна от 14,9 до 18,6‰ [167].

К настоящему времени выявлен ряд факторов, сочетание которых может способствовать появлению зон дефицита кислорода на шельфе северо-западной части Черного моря:

почти полное отсутствие обмена растворенным кислородом через резко выраженный пикноклин в начале лета;

возросшее локальное потребление кислорода из-за увеличившейся концентрации биогенных веществ, поступающих с речным стоком, и, возможно, за счет процессов респирации;

эпизодические подвижки в сторону шельфа и береговой линии обедненных кислородом донных вод и возникающие при этом про-

цессы вторичного загрязнения вследствие массовой гибели и последующего разрушения донной флоры и фауны.

Возрастание интенсивности весенне-летнего «цветения» фитопланктона в тонком верхнем слое моря;

наличие слабых квазистационарных вихревых структур в предустьевых акваториях впадающих в эту часть моря рек.

В то же время не существует единой точки зрения на обстоятельства, способствующие интенсификации заморных явлений, о вкладе в этот процесс природных и антропогенных факторов (сравнительно короткие ряды наблюдений затрудняют оценку причины пространственно-временной изменчивости изучаемых параметров).

С одной стороны, высказывается предположение о том, что интенсификация заморов — лишь следствие роста безвозвратного водопотребления, зарегулирования стока рек и «компенсационного» поступления на северо-западный шельф вод открытой части моря из слоя, занимающего интервал глубин от 50 до 75 м [84]. Действительно, уменьшение весной стока Днестра вследствие зарегулирования в 2,5 раза должно было вызвать приток на северо-западное мелководье соленых вод из прилегающих районов открытого моря. Эти воды богаты кислородом, но значительно более плотные, чем пресные прогретые воды мелководья. С середины 1960-х годов, когда начался рассматриваемый процесс, соленость у дна в приустьевых районах северо-западной части моря повысилась более чем на 1‰, а на открытых участках шельфа (от горизонта 10 м и до дна) — менее чем на 1‰, т. е. стал более мощным слой соленой придонной воды, выросли градиенты солености (плотности) на границе ее раздела с поверхностной водой [390]. И та картина, которая до зарегулирования стока наблюдалась в годы с экстремальными гидрометеорологическими условиями или отмечалась в ограниченных по площади приустьевых участках, т. е. затрудненная аэрация придонного слоя, характерна теперь для большей части акватории мелководья и повторяется ежегодно.

Часто разность плотностей поверхностного и придонного слоев оказывается так велика (вертикальные градиенты температуры нередко составляют около 15 °С на 1 м, а солености — около 6‰ на 1 м), что границу между ними не может нарушить даже в течение двух-трех суток штормовой ветер силой 15... 17 м/с [390], т. е. не создается условий для вентиляции всей толщи вод. Летом гипоксия на северо-западном шельфе, как мы видели, сохраняется практически постоянно, в холодное время года охлаждение вод с поверхности ведет к увеличению их плотности, что создает условия для возобновления вертикального обмена и ведет к восстановлению нормального кислородного режима.

В данном контексте следует остановиться на результатах анализа многолетних тенденций изменений температуры и солености вод в приустьевых районах северо-западной части моря за 1957—1973 гг. [61]. В этот период здесь отмечено значительное увели-

чение температуры и солености поверхностного слоя и одновременное их понижение в придонном, что в итоге привело к ослаблению плотностной стратификации вод. Таким образом, структура солености в начале 1973 г. не могла способствовать возникновению заморов. Их появление связывается главным образом с эвтрофированием вод и особенностями их циркуляции (система замкнутых круговоротов вблизи устьев впадающих рек) [61].

И эти две приведенные выше, по существу, противоположные точки зрения на эволюцию (за последние десятилетия) соленостной структуры вод в прибрежных районах северо-западной части моря, скорее всего, отражают тот факт, что по имеющимся на сегодня данным наблюдений невозможно объективно судить о пространственно-временной изменчивости полей температуры и солености рассматриваемой акватории.

В то же самое время дефицит кислорода в придонных слоях может возрастать и в связи с ухудшением (также в последние десятилетия) качественного состава речного стока, что ведет к активизации процессов эвтрофирования, вторичного загрязнения и закапчивается, как правило, гипоксией. Тогда ввиду возрастающего антропогенного обогащения речных вод биогенными веществами, органикой и продуктами ее разложения заморы в перспективе становятся неизбежными. Статистическими методами подтверждена интенсификация процессов гипоксии в результате антропогенного эвтрофирования [216]. При этом высказано предположение: вероятность заморов на северо-западном шельфе моря в будущем сохранится на современном уровне.

С начала 1960-х годов содержание минеральных солей азота и фосфора в предустьевых участках Дуная возросло в среднем в 3... 5 раз. При таком избытке питательных веществ неудержимо развивается («цветет») фитопланктон, чья биомасса увеличилась более чем в 5 раз по сравнению с периодом 1959—1974 годов. Время от времени покрывало из водорослей — «красный прилив»¹ (название дано по аналогии с известным явлением в океане) заполняет взморье Дуная, причем толщина покрывала достигает 1 м и более. Концентрация же фитопланктона при этом превышает фоновую в сотни и тысячи раз. Кислород, растворенный в воде, расходуется на окисление отмирающих остатков такого «урожая», которые накапливаются в придонном слое. Это потребление без компенсации формирует, в частности, основную отличительную черту кислородного режима приустьевых районов северо-западного мелководья Черного моря: периодическое развитие придонной гипоксии в летний сезон [390]. Недостаток кислорода часто является причиной гибели донных животных, что создает дополнительный источник поступления органических веществ

¹ В 1984 г. у м. Калнакра явление «красного прилива» было вызвано инфузорией мезодиниум, численность которой достигала 4,5 млн клеток на 1 л, а биомасса — 275 г/м³. Это превосходит биомассу мезодиниума у берегов Перу или Калифорнии [97].

(вторичное загрязнение) и усиливает потребление кислорода, а также выделение сероводорода при гниении.

Северо-западная часть всегда была наиболее продуктивной акваторией Черного моря, где были сосредоточены основные запасы водорослей (в частности, филофоры), мидий, устриц, креветок, крабов и других беспозвоночных, многих видов донных и пелагических рыб. Вот почему здесь последствия изменения качества поступающих в море речных вод (в сторону увеличения

Таблица 41

Концентрация (мкг-ат/л) биогенных веществ в стоке рек, поступающих в северо-западную часть Черного моря [167]

Река	Годы	Нитриты	Нитраты	Фосфаты
Дунай	1948—1959	12	260	85
	1977—1983	68	1660	254
Днепр (устье Днепровско-Бугского лимана)	1952—1953	4,7	105	15
	1977—1983	7,2	163	82
Днестр (устье Днестровского лимана)	1952—1953	0	200	14
	1977—1983	90	1200	95

концентраций органических, минеральных и других аллохтонных веществ) проявились наиболее ярко.

В последние годы, как уже отмечалось, прослеживается четкая тенденция увеличения стока Дуная, Днепра и Днестра. Одновременно происходит рост концентраций азота и фосфора в северо-западной части моря (табл. 41).

Так, для 1954—1960 годов диапазон колебаний фосфатов составлял 0... 0,65 мкг-ат/л [22]. В 1977—1984 гг. их содержание резко увеличилось и колебалось от 0 до 12 мкг-ат/л, концентрации нитратов соответственно изменились от 0... 7 до 0... 35 мкг-ат, причем наименьшие (часто нулевые) значения фосфатов и нитратов спорадически фиксировались в наименее распресненном участке рассматриваемой акватории, у мыса Тарханкут.

Содержание растворенного в воде кислорода также претерпело резкие изменения, особенно в летние месяцы. Так, в 1950—1960-е годы высокие концентрации кислорода (8... 9 мл/л при рН 8,5... 9,0) можно было встретить в узких прибрежных участках с малыми глубинами [21], теперь же значения 12... 15 мл/л (при рН 8,5... 9,4) характерны для обширных районов северо-западной части, особенно в зоне влияния стока Дуная. Приведенные значения, весьма редко встречающиеся в морских водах, однозначно свидетельствуют о значительной эвтрофикации этой части моря.

Указанные районы с повышенным содержанием кислорода в поверхностном слое воды в мае—июне и конце лета — начале осени, как правило, совпадают с участками морского дна, где отме-

чается высокое содержание органических веществ (100... 150 мкг-ат/л азота и 0,8... 1,5 мкг-ат/л фосфора). Примерно то же количество органики отмечается и в предустьевых акваториях крупных рек.

При минерализации органических веществ происходит потребление кислорода, что в условиях плотностной стратификации вод приводит, как мы видели, к образованию обширных зон гипоксии, занимающих в настоящее время около половины акватории северо-западной части моря.

Эвтрофикация вод рассматриваемой части моря и примыкающих к ней районов внесла существенные изменения (особенно в летний сезон) в структуру и количественные характеристики пелагических фитопланктонов. Если в 1950—1960-е годы в фитопланктоне господствовали диатомовые, то в 1970—1980-е годы они уступили место перидиниевым, среди которых появились новые виды, ранее здесь не встречавшиеся [167]. Сейчас доля перидиниевых в среднем составляет 50,6 % общей численности клеток и 54,5 % биомассы. Максимальная биомасса фитопланктона ранее достигала 52 г/м³ [177], сейчас — более 100 г/м³ [97].

Расширились зоны цветения воды, которые в 1950—1960-е годы не выходили за пределы приустьевых областей. Наиболее мощное цветение воды характерно для области влияния стока Дуная, которая затрагивает и северную часть западной халистазы моря. Особенного развития достигла перидиниевая водоросль *Exuvia*. Ее цветение в прибрежных водах (с максимумом 3,3 млн клеток на 1 л) в 1950—1960-х годах было зарегистрировано лишь дважды, теперь же оно происходит ежегодно с численностью до 200 млн клеток на 1 л. У побережья Болгарии (в зоне влияния стока Дуная) кратковременные цветения этой водоросли отмечались в мае около Варны еще в 1960-х годах. В настоящее время они регистрируются с мая по июль—август, область их распространения достигает Бургасского залива. Во время цветения *Exuvia* весной 1986 г. ее биомасса в кустовой части этого залива превышала 1 кг/м³, а численность достигала 1 млрд клеток на 1 л [97]. Рекреационные комплексы Болгарии несут в подобной ситуации колоссальные убытки.

Отмеченные изменения структуры и численности фитопланктона относятся в основном к верхнему 10-метровому слою, на больших глубинах не наблюдается существенных сезонных и годовых колебаний фитопланктона.

В результате эвтрофикации и связанных с ней изменений условий среды значительно возросли общая численность и биомасса зоопланктона главным образом за счет развития ночесветки. Она населяет в основном Дунай-Днестровское междуречье, где в летний период ее максимальная биомасса в 1950-х годах была менее 10 г/м³, в 1975 г. она достигала 54, в 1981 г. — 63, в 1984 г. — 175 г/м³. Если в 1950—1960-е годы удельный вес ночесветки в общей массе зоопланктона северо-западной части моря немного превышал 40 %, то в конце 1970-х — начале 1980-х гг. он более чем

удвоился. В то же время значительно уменьшилась численность многих других видов зоопланктона, а некоторые вовсе исчезли [167].

На состоянии пелагической экосистемы как северо-западной части моря, так и всего моря не могла не сказаться вспышка численности медузы аурелии аурита. Она частично заняла экологическую нишу, ранее принадлежавшую рыбам-планктонофагам. В начале 1960-х годов общая биомасса этой медузы в Черном море (осенью, в сезон ее максимального развития) равнялась примерно 700 тыс. т. Прямыми наблюдениями установлено, что в течение последних 10 лет (до весны 1984 г.) биомасса аурелии в открытых водах моря составляла в среднем $0,6 \dots 1,0 \text{ кг/м}^3$ (по сырому веществу). Это с учетом ее концентраций на мелководном шельфе (в зоне влияния Дуная биомасса медузы достигает примерно 40 млн т [168]) дает для всего моря цифру 300... 500 млн т [98]. За каждые сутки эти медузы выедают 5... 7 % биомассы мезопланктона и примерно 50... 70 % его среднесуточной продукции [97].

Воды рек восточного побережья Черного моря Ингури, Риони, Чорох по содержанию в них соединений азота и фосфора близки к водам Дуная [115]. Тем не менее отсутствие в этой части моря обширного шельфа, близость к берегу больших глубин не способствуют образованию избыточной продукции органического вещества и последующему изменению качества морских вод. В то же время в прибрежных водах на востоке Черного моря отмечался высокий уровень развития микрофлоры, характерный для эвтрофных морских вод [280]. Однако в прибрежных водах северо-восточной части моря, где преобладают крутые береговые склоны, пока не зафиксировано четко выраженных явлений антропогенного эвтрофирования, в том числе и в достаточно закрытых бухтах типа Геленджикской. Несмотря на то что в ее водах содержание биогенных веществ за последние 20 лет возросло в среднем в 1,5... 2 раза, оно продолжает оставаться низким: фосфатов $0,05 \dots 0,2 \text{ мкг-ат/л}$, нитратов $0,2 \dots 2 \text{ мкг-ат/л}$; развитие здесь фитопланктона находится в обычных для данного региона пределах [357]. Летом 1989 г. в зоне смешения морских и речных вод (устье р. Ингури) отмечалось мощное цветение диатомей со средним объемом клеток $1,5 \cdot 10^3 \text{ мкм}^3$. Биомасса водорослей находилась на уровне $0,7 \dots 4,4 \text{ г/м}^3$ (средняя $2,7 \text{ г/м}^3$). Повсеместно в восточной части моря наиболее высокие биомассы отмечены в районах свала глубин [104].

Долгие сообщества на северо-западном шельфе испытали за последние годы не менее глубокие изменения, чем пелагические. По данным ИНБЮМ (устное сообщение С. М. Коновалова), в 1980-е годы по сравнению с 1960-ми годами общее число видов макрозообентоса на открытом шельфе (глубина от 50 до 120 м) снизилось в 3... 5 раз, а нижняя граница аэробного бентоса сместилась с глубин 160... 180 м на 90... 115 м во всех районах моря.

Из-за обилия органической взвеси (продукта массового отмирания фитопланктона) прозрачность воды понизилась в 1,5... 2 раза в открытых районах моря и в 5... 10 — в прибрежных.

Уже на глубинах от 20 до 40 м дно не получает достаточно света для развития макрофитов. В результате они уже почти полностью исчезли на Одесской банке, которая занимает почти 500 км², площадь знаменитого филлофорного поля Зернова сократилась с 15 до 3 тыс. км², а запасы самой филлофоры — с 10 млн т до 500 т и менее [97].

О безусловном и негативном воздействии эвтрофикации и сопровождающих ее явлений на филлофору свидетельствуют наблюдения из подводных обитаемых аппаратов. Из них можно было видеть лишь отдельные небольшие скопления водорослей, почти полностью лишённые животного населения и укрытые слоем морского «снега». Внешне все это напоминает мертвый коралловый риф [97].

Высказывается предположение [167], что причина современного бедственного состояния биоценоза филлофорного поля Зернова состоит в следующем. Органическая взвесь, оседая, укрывает водоросли от солнечного света, которые и без того ослабли в условиях возросшей мутности водной толщи. Населявшие заросли филлофоры животные погибли в результате заморозов, захвативших в последние годы и область филлофорного поля. Его фауна в значительной мере состояла из сестонофагов и фильтраторов (амфиподы, полихеты, креветки, губки, мидии, баянусы и т. д.), которые потребляли оседавшую на поверхность водорослей органическую взвесь и фильтровали воду, т. е. перестала действовать система фильтров, эффективно очищавших воду от взвеси. Следовательно, в настоящее время на водорослях оседает больше осадков, чем в прошлом, и практически отсутствуют потребители этих осадков. Филлофорное поле, лишившись своих гетеротрофов, перестало существовать как полноценный биоценоз, а автотрофные элементы сообщества оказались в неблагоприятных для фотосинтеза условиях. В результате происходит постоянное убывание альгомассы.

В пользу рассматриваемого предположения говорят приведенные выше факты, а именно увеличение биомассы фитопланктона, распространение зон цветения и заморных явлений на область филлофоры, обеднение видового состава и сокращение численности представителей этой водоросли, общее сокращение ее запасов и т. д. Кроме того, на филлофору негативно влияет донный промысел рыб (перенос ила при тралении). Действительно, площадь филлофорного поля сокращается за счет его южной части, соседствующей с зоной, где проводится траление [345].

Уже отмечалось, что массовое оседание на дно отмершего планктона приводит здесь к накоплению органики, минерализация которой идет с потреблением растворенного в воде кислорода. Если этот процесс протекает при затрудненном (например, плотностной стратификацией) вертикальном перемешивании, то

в придонных слоях может образоваться дефицит кислорода (гипоксия), а в ряде случаев и его полное исчезновение. Таков (очень кратко) механизм образования заморов донных и придонных организмов. Как крупномасштабное экологическое явление заморы в северо-западной части Черного моря появились на рубеже 1960-х и 1970-х годов. Первый крупный замор был зафиксирован наблюдениями в июле 1970 г. в районе Одессы, когда к берегу подошла масса полуживых бычков и других рыб [167]. В августе—сентябре 1973 г. между устьем Днестровского лимана и Кишиневским рукавом р. Дунай зона замора охватила площадь около 3500 км², в толще вод она занимала интервал от 6... 8 до 20... 23 м. Погибли почти все организмы макрозообентоса, кроме полихет, а также многие донные и придонные рыбы — бычки, камбала, молодь осетровых, кефаль и др. [343]. С этого времени заморы происходят ежегодно, хотя и с разной интенсивностью, но с четко выраженной тенденцией расширения занимаемых ими площадей. В 1978 г. заморы распространились на акваторию в 10 тыс. км², включая область филлофорного поля Зернова, западную часть Каркинитского и Егорлыцкий заливы. В начале 1980-х годов заморы охватывали уже 30 тыс. км² [166]. За последнее десятилетие воздействие заморных явлений в северо-западной части Черного моря привело к деградации ряда существовавших здесь биоценозов макробентоса. Например, у трех типов донных биоценозов — мидии, мии и перенса — произошло обеднение фаунистического состава, причем в них наибольшее развитие получили эвритермные и эвригалинные виды [109].

Следует отметить, что самая мелководная часть прибрежной полосы на северо-западном шельфе моря (с глубинами не более 5 м) в гораздо меньшей степени подвержена заморам, поскольку волновое перемешивание препятствует стратификации вод и поддерживает в них высокое содержание растворенного кислорода.

Отметим, что ухудшение состояния популяций моллюсков (мидии, фазеолины) помимо перечисленных выше причин может быть связано с негативным воздействием драгирования и донного траления, при которых трансформируется субстрат и разрушаются колонии моллюсков. Так, основная причина деградации фазеолины — это донный промысел рыб в пределах ее биоценоза, приводящий к прямому уничтожению моллюска [109].

Когда воды с дефицитом кислорода под воздействием сгонного ветра приближаются к берегам, то у урза скапливаются полуживые рыбы, крабы, креветки, ощущается запах сероводорода, т. е. наблюдаются типичные проявления замора (как правило, непродолжительное время). С прекращением действия сгонного ветра или с началом нагонного бескислородная водная масса уходит на большие глубины, где обычно остается до сентября—октября. Затем начинает действовать плотностное перемешивание, которое формирует гомотермию вод и восстанавливает до нормы содержание кислорода в придонных слоях. В результате создаются условия для возобновления жизни в бентали, что происхо-

дит в основном за счет поступления личинок донных организмов из прибрежной зоны; процесс идет до следующего лета, когда вновь может возникнуть замор. Однако масштабы заморов становятся все более значительными и сокращение площадей, занимаемых тем или иным моллюском, фиксируется даже в начале августа следующего года, несмотря на пополнение популяции за счет размножения животных летом.

Упомянувшиеся уже колебания численности и биомассы бентоса в рассматриваемой прибрежной зоне обычно отсутствуют. Здесь наблюдаются высокие плотности донного населения, в том числе в старших возрастных группах, которые практически не встречаются там, где имеют место заморы. Тем не менее ухудшение качества морской среды не может не сказываться на сообществах и прибрежной зоны; известны случаи сокращения в ней видового состава водорослей, беспозвоночных, рыб, а также антропогенных сукцессий биоценозов [167].

С эвтрофированием также связано начавшееся заиление песчаных грунтов северо-западной части Черного моря. Намыв мелкозернистых песков для расширения пляжей ведет к изменению гранулометрического состава морского песка в сторону уменьшения зерен, что вызывает резкое обеднение интерстициальной фауны [108]. Создание берегоукрепительных сооружений (траверсов, волноломов и др.) из гладкостенных блоков приводит к снижению качественных и количественных показателей фауны прибрежной зоны [191].

Ихтиофауна северо-западной части Черного моря также испытала значительные изменения по сравнению с тем, что наблюдалось в 1950—1960-е годы. В этой акватории происходило формирование запасов массовых промысловых рыб (шпрот, хамса, ставрида), которое существенно зависело от пространственно-временной изменчивости океанологических параметров. С конца 1950-х к 1980-м гг. произошло примерно десятикратное снижение показателя средней концентрации икринок и личинок хамсы. Есть основания также считать, что за последнюю четверть века значение северо-западной части шельфа как нерестилища морских рыб снизилось примерно на порядок. В наибольшей степени обеднение ихтиопланктона и ихтионейстона проявилось в области к северу от условной линии м. Мидия — Тендровская коса, где сильнее всего ощущается влияние стока рек Дуная, Днестра и Днестра [167].

4.3. Глубоководная часть

Антропогенные факторы оказывают воздействие на режим не только северо-западной части, но и всего моря в целом. Это прежде всего может сказываться на трансформации термохалинной структуры его вод. При неизменном зеркале Черного моря зарегулирование и сокращение стока рек в принципе должно при-

водить к усилению притока через Босфор вод Мраморного моря, подъему основного пикноклина, осолонению вод деятельного слоя моря. Динамическим эффектом расходов воды в проливах Черного моря и местах впадения рек можно пренебречь. Учет этих расходов дает вклад в интегральную (по всей толще) циркуляцию около 6 % [349].

Действительно, изучение многолетних тенденций температуры и солености верхнего 200-метрового слоя глубоководной части моря позволило выявить в отдельных районах некоторое увеличение солености поверхностных вод с 1966 по 1973 гг. и одновременно понижение их температуры [61]. Более ярко выраженным оказалось при этом повышение температуры и солености в 1957—1973 гг. на горизонте 200 м в западной и средней частях глубоководной акватории, что, скорее всего, явилось следствием общего подъема характерных слоев термохалинной структуры вод (например, за тот же период на 20... 25 м уменьшилась глубина залегания минимума температуры — оси холодного промежуточного слоя (ХПС) [60]. Преобладает мнение, что основная причина перечисленных выше изменений — это прямое или косвенное воздействие уменьшения речного притока в Черное море [64]¹, что, однако, не подтверждается балансовыми расчетами [24]. Конечно, связи между межгодовой изменчивостью параметров термохалинной структуры вод с внешними факторами весьма запутанны и неоднозначны. Здесь отсутствуют статистически значимые линейные парные корреляционные зависимости [61].

Кумулятивный характер подобных изменений солености приводит к тому, что многолетние тенденции в колебаниях указанной характеристики не обязательно строго противоположны тенденциям пресного притока. Так, в 1946—1986 гг., когда пресный приток к морю в целом увеличивался на 3 км³/год, соленость его поверхностных слоев возрастала довольно устойчиво до начала 1960-х годов; вообще здесь выделяются два продолжительных периода однонаправленного изменения солености: увеличения примерно на 0,7 ‰ (с начала 1940-х до начала 1960-х годов — малопродуктивный период) и ее уменьшения примерно на 0,4 ‰ (с середины 1970-х до начала 1980-х годов — период повышенной водности), между которыми соленость имела относительно стабильные значения [282].

В то же время в работах Э. Н. Альтмана и его коллег [23—27], основанных, как считают авторы, на наиболее полных материалах экспедиционных исследований, выдвигаются и обосновываются следующие положения.

1. В настоящее время водный баланс Черного моря в целом можно считать установившимся, а солевой — близким к равно-

¹ В 1940-х годах, когда произошло увеличение расхода нижнебосфорского течения примерно на 150 км³/год. Однако период 1957—1973 гг., рассматриваемый в работе [61], характеризовался, скорее, некоторым уменьшением притока вод Мраморного моря в связи с общей тенденцией увеличения пресного притока в Черное море [282].

вешенному; не имеется четкой тенденции увеличения соледержания ни в северо-западной части моря, ни во всем море.

2. Зафиксированная наблюдениями трансформация термохалинной структуры моря в 1950—1982 гг. связана с увеличением стока рек бассейна моря под воздействием природных факторов. Многоводность периода оказала распределяющее влияние на прибрежную водную массу (соленость в среднем понизилась на 0,5‰ в год), что статистически достоверно подтверждается материалами стационарных наблюдений солености в районе Одессы. Отрицательная тенденция изменения солености зафиксирована также в поверхностном слое открытого моря (в среднем 0,005‰ в год).

3. Переоценка современных безвозвратных изъятий пресного стока в бассейне моря вызвала ошибочные заключения о положительной тенденции изменения солености в поверхностном слое моря. Фактическая тенденция этого процесса в силу высокой межгодовой изменчивости солености и коротких рядов эпизодических наблюдений не могла быть достоверно выявлена ранее.

4. За последние 30 лет в толще вод северо-западной части моря шли разнонаправленные процессы соленакопления. Воды, расположенные выше верхнего галоклина, распределились, а ниже его соленость вод увеличивалась. Несмотря на малое абсолютное значение распреденения поверхностных слоев воздействие сил гидростатической устойчивости в деятельном слое значительно возросло. Вследствие этого в структуре вод по вертикали происходит ряд изменений:

интенсифицируются верхний и постоянный галоклины, что приводит к уменьшению мощности синоптического и сезонного пограничных слоев, а также к уменьшению потоков массы и энергии через подстилающие слои скачка плотности. Этому процессу способствует синхронное ослабление ветровой деятельности;

увеличивается соледержание вод непосредственно под постоянным галоклином (на 0,03‰ в год);

температура вод возрастает под постоянным галоклином и понижается под сезонным (на 0,1 °C в год).

Сказанное в последнем пункте в корне противоречит уже упомянувшейся нами гипотезе (см., например, [61, 380, 388]) о механизме реакции поля солености Черного моря на изменение стока рек: наличие однозначной связи между стабильными многолетними тенденциями речного стока и изменениями солености по всей толще вод водоема. Другими словами, рост солености вод, расположенных под постоянным галоклином, уже не связывается напрямую с увеличением общего соледержания моря, а рассматривается как следствие трансформации сложившейся соленостной структуры его вод [27].

Исследования однородностей временных рядов речного стока, солености деятельного слоя моря и концентраций кислорода вблизи нижней границы аэрированного слоя также засвидетельствовали отсутствие преобладания влияния антропогенных факторов над

природными в их долгосрочных изменениях [215, 216]. Более того, здесь ставится под сомнение категоричность утверждений о том, что планируемое изъятие речного стока (даже до 120 км³/год — значения, более чем в 2 раза превышающего самые смелые современные оценки будущих изъятий) приведет к осолонению и увеличению мощности продуктивного слоя моря, его «медитеранизации». Подобный прогноз вызывает сомнения, хотя бы потому, что в нем, по-видимому, не учитывается фактор большой инерционности системы по отношению к изменениям пресного притока. Можно думать, что в дальнейшем (особенно при наступлении фазы пониженной водности) даже при сохранении на современном уровне антропогенной нагрузки на реки не исключено осолонение поверхностных вод моря [283].

При таком разбросе мнений о реакции поля солёности моря на антропогенные воздействия (основанных на анализе данных наблюдений) представляют интерес результаты моделирования изменений солёностной структуры и процессов вертикального обмена в условиях изъятия пресного стока [65, 66]. Моделирование выполнялось с помощью нелинейного уравнения диффузии при убывающем расходе верхнебосфорского потока. Численные расчеты показали, что существенные качественные изменения солёностной структуры (выравнивание солёности с глубиной, рост интенсивности вертикального обмена, заглубление постоянного галоклина) происходят в первые 20... 25 лет. Поскольку изменение солёности моря за такой короткий промежуток времени не может быть значимым, постольку основная роль в трансформации поля солёности должна принадлежать вертикальному обмену солями между глубинными и поверхностными слоями [66].

Было также проведено моделирование реакции термохалинной структуры вод Черного моря на альтернативные тенденции стока рек в рамках локальной дифференциально-параметрической модели с учетом сезонного хода и конвекции в явном виде [122]. Его результаты в целом подтвердили выводы работы [27]. При положительной многолетней тенденции стока рек увеличивается вертикальная устойчивость верхних слоев, уменьшается глубина конвективного перемешивания, происходит также медленный подъем и запираание постоянного галоклина, что сопровождается ростом солёности и концентрации сероводорода под ним. При отрицательной многолетней тенденции стока рек имеет место увеличение глубины конвективного перемешивания, заглубление и последующее разрушение постоянного галоклина. Расчеты показали, что рост сезонного распреснения поверхностного слоя приводит к быстрому уменьшению солёности выше постоянного галоклина и резкому ограничению вертикального обмена в его толще; ядро постоянного галоклина и глубина проникновения интенсивной конвекции смещаются к поверхности не более чем на 20 м. Запираание постоянного галоклина существенно снижает интенсивность проникающей конвекции, что обуславливает положительные тенденции изменений солёности (0,03‰ в год) и температу-

ры (0,04°С в год) вод, залегающих под постоянным галоклином, которые ранее были статистически достоверно выявлены по многолетним данным [61].

Колебания пресного стока непосредственно сказываются на пространственной изменчивости поля солености поверхностного слоя Черного моря, поскольку оно практически круглый год формируется под влиянием адвекции распресненных вод из сосредоточенных на северо-западе и юго-востоке источников (мест впадения крупных рек) в соответствии с общим переносом вод вдоль берегов моря. При этом в конце лета и осенью увеличивается вклад процессов горизонтальной турбулентности в распространение распреснения на центральные области моря и, следовательно, в выравнивание контрастов пространственного распределения солености.

Формирование другого важнейшего элемента структуры вод Черного моря — холодного промежуточного слоя (ХПС), который прослеживается по всей глубоководной акватории моря, также может зависеть от изменений речного стока. Считается [61, 392], что ХПС образуется в основном в северо-западной (включая материковый склон) и крайней западной частях моря. Формирующаяся здесь в результате зимнего выхолаживания и конвективного перемешивания вода накапливается в придонном слое и дает начало плотностному течению, распространяющемуся вниз к материковому склону. Понятно, что интенсивность развития всего процесса прямо пропорциональна степени распресненности морских вод речным стоком. В дальнейшем воды ХПС достаточно быстро и, как правило, в изопикническом режиме в струе Основного черноморского течения (ОЧТ) проникают вдоль южного побережья в центральную часть моря вплоть до Керченского пролива.

Однако существует мнение [293, 307], что очень холодные и малосоленые шельфовые воды не могут служить источником формирования ХПС в открытом море. Предполагается, что накапливающиеся на куполах пикноклина в двух основных циклонических круговоротах Черного моря аномально холодные поверхностные воды сползают по их склонам и растекаются концентрически по всему морю. Так происходит образование ХПС, воды которого постепенно накапливаются у материкового склона и вовлекаются ОЧТ в циклоническое движение вокруг Черного моря.

Поверхностные воды Черного моря отделены от основной толщи хорошо выраженным пикноклином (постоянным галоклином), залегающим по акватории неравномерно: в одних районах на глубинах 40... 50 м, в других на глубине от 150 до 200 м. Таким образом, воды глубоководной части моря практически лишены возможности обмена с верхними слоями, т. е. на большие глубины не происходит поступления каких-либо элементов, например растворенного кислорода. В то же время туда на протяжении тысячелетий непрерывно поступало и поступает органическое вещество, продуцируемое в верхнем аэробном слое. На глубинах,

в бескислородной среде под действием бактерий происходит разложение органики с выделением сероводорода, который здесь постепенно накапливается. В результате на глубинах Черноморского бассейна возникла сероводородная, анаэробная, безжизненная зона¹. Однако при турбулентном перемешивании вод небольшое количество кислорода все же проникает глубже пикноклина, а небольшая часть глубинного сероводорода поднимается вверх, окисляясь при этом. На определенной глубине, где сероводород окислен, устанавливается верхний предел распространения сероводородной зоны. Как правило, эта граница располагается на 20... 40 м ниже пикноклина. Слой, где одновременно в малых количествах присутствуют кислород и сероводород, носит название С-слоя.

Рассмотренная структура вод поддерживается прежде всего соотношением между пресным притоком к морю и поступлением соленых вод через Босфор. Понятно, что изменения в водном балансе моря не могут не отражаться на соотношении элементов структуры его вод. В естественных условиях речной приток к морю составлял, как известно, около 360, а приток вод из Босфора — примерно 200 км³/год. В настоящее время объем безвозвратных потерь пресной составляющей водного баланса Черного моря для хозяйственных нужд (с учетом пропускной способности каналов и потерь при орошении) составляет 16 км³ в год², а в перспективе может достигнуть 30 км³ в год. И в том и в другом случае это не превысит 18 % природной амплитуды колебаний годовых объемов речного стока и не может существенно отразиться на водном и солевом балансах Черного моря в нормальные по водности годы. Не следует, вероятно, отождествлять планируемые или используемые на хозяйственные нужды объемы речного стока с антропогенными потерями пресной составляющей водного баланса [216]. Игнорирование последнего обстоятельства уже привело к появлению в начале 1970-х гг. ряда не оправдавшихся на современном этапе прогнозов. Например, сокращения среднего за периоды 1971—1975, 1976—1980 гг. пресного стока в Днепровско-Бугский лиман соответственно до 30... 35 и 24... 30 [394]. Фактически же за указанные периоды сток Днестра в створе Каховской ГЭС возрос соответственно до 38,2 и 47,1 км³ в год [215].

Тем не менее нельзя полностью исключить возможность дальнейшего увеличения безвозвратного водопотребления в бассейне Черного моря. Не произойдет ли в такой ситуации резкая перестройка структуры вод моря, связанная прежде всего с осолонением его верхнего слоя. В уже упоминавшихся исследованиях Л. А. Ковальчука [215, 216] вроде бы дан отрицательный ответ

¹ Предположение о выходе в глубоководной части моря ювенильных вод, обогащенных абигенным сероводородом, нашло пока только косвенные подтверждения [154].

² Скорее всего, это соответствует водозабору только на территории Украины [216], для всего бассейна моря более реальной кажется цифра 30 км³/год (из уровня 1985 г.) [283].

на этот вопрос даже при заборе, превышающем 120 км^3 в год. С другой стороны, оценка с помощью интегральных моделей [252] эволюции вертикальной структуры моря при увеличении безвозвратных изъятий пресных вод в бассейне Черного моря методом статистических испытаний (с ансамблем столетних реализаций невозмущенных годовых значений речного притока к морю, осадков и испарения с его поверхности) показала, что при изъятиях $70 \text{ км}^3/\text{год}$ (с учетом сезонного цикла) появляется возможность хотя бы кратковременного нарушения гидростатической устойчивости и начала развития глубокой конвекции. При этом временные масштабы ослабления зимней стратификации моря до состояния, близкого к нейтральному при полном прекращении речного притока, составляет 30... 40 лет. Однако использованные здесь упрощенные модели турбулентного вовлечения, вероятно, не позволяют удовлетворительно описывать процессы глубокой конвекции. И поэтому время разрушения современной структуры вод Черного моря может не совпадать со сделанными оценками. Например, в Мертвом море, где в течение 20 лет происходило осолонение вод и медленное увеличение толщины (от 100 до 200 м) деятельного слоя, полное перемешивание вод до дна осуществилось в течение одной зимы [117].

Утвердительный ответ на поставленный выше вопрос означает, что вертикальная гидростатическая устойчивость вод моря будет постепенно уменьшаться и в конце концов возрастет вероятность развития в холодное время года глубокой конвекции. И тогда начнется интенсивное поступление сероводорода в верхние слои моря. Дальнейшее развитие такого процесса можно проиллюстрировать примером Мертвого моря. В начале 1980-х годов снимки американского спутника «Ландсат» принесли необычную информацию. Расположенное в Иордании Мертвое море за время одного оборота спутника изменило свой цвет с голубого на черный. Наземные исследования зафиксировали «опрокидывание» водоема — глубинные, соленые, насыщенные сероводородом воды вышли на поверхность. Таким образом, родственное по своей природе Черному, море стало мертвым в полном смысле этого слова, что явилось результатом исчезновения здесь поверхностного распресненного слоя по причине расходования 80 % стока р. Иордан на орошение полей. Однако не исключено, что под воздействием рассматриваемого гипотетического процесса Черное море сможет превратиться из сероводородного в нормальный (вентилируемый конвекцией по всей толще) водоем и это окажет благоприятное влияние на прилегающие к нему территории¹. Ведь мы и

¹ Один из примеров. Сравнительно небольшая толщина деятельного слоя Черного моря (около 200 м) снижает смягчающее влияние акватории на климат прибрежной полосы. Так, к югу от Крыма в столбе сечением 1 м^2 за лето накапливается 44 кал, которые зимой отдаются в атмосферу. В северной части Японского моря, лежащего примерно на той же широте, эта величина оказывается вдвое больше (89 кал). Не исключено, что разрушение постоянного пикноклина моря смягчит климат его побережий.

сегодня очень плохо представляем себе характер дальнейшего отклика природы Черного моря на антропогенный стресс.

За время действия антропогенных факторов на природу Черного моря не остались неизменными и параметры «вечного» замора, охватывающего 90 % вод моря и существующего постоянно последние 3 тыс. лет. Первые количественные определения сероводорода в Черном море, проведенные в 1891 г. А. А. Лебединцевым, показали, что анаэробная зона начинается в 183 м от поверхности моря. В дальнейшем была обнаружена пространственная и временная изменчивость ее параметров. Так, данные 1940-х годов [128] засвидетельствовали, что глубина залегания верхней границы С-слоя в среднем по морю (в зависимости от сезона) составляет 146, 154, 126 и 169 м соответственно для весны, лета, осени и зимы, а толщина С-слоя колеблется от 8 до 35 м. При этом форма рельефа верхней границы слоя, а именно куполообразная выпуклость в центре моря и заглублиение на периферии, остается постоянной в течение всего года. Считается [97], что в 1940—1960-х годах в разных районах моря глубина залегания верхней границы С-слоя колебалась от 125 до 170 м, нижней — от 135 до 205 м, а его мощность составляла 8... 36 м, причем в местах подъема вод (в циклонических круговоротах) она уменьшалась. Содержание кислорода на горизонте 50 м находилось в пределах от 1,8 до 4,8 мл/л, между 70 и 150 м глубины концентрация кислорода составляла уже менее 1 мл/л.

Наблюдения 1978, 1981 и 1984 гг. обнаружили концентрацию кислорода менее 1 мл/л уже на горизонте 50 м, а верхнюю границу С-слоя (в центрах циклонических круговоротов) — на 80... 90 весной и на 50... 60 м летом, его нижняя граница иногда заглублилась до 240 м (при среднем положении в 180... 200 м.)

В настоящее время можно, вероятно, полагать, что средняя глубина верхней границы сероводородной зоны независимо от времени года составляет 120... 130 м, правда, зимой она может подниматься до 100 м. При этом разброс колебаний положения границ распространения сероводорода достигает уже 60... 210 м (полвека назад он не превышал 110... 160 м). Средняя толщина С-слоя составляет 60... 70 м (при колебаниях от 30 до 120 м), что превышает данные пятидесятилетней давности для различных сезонов в среднем в 2... 10 раз. Вообще, присутствие сероводорода на горизонтах от 75 до 100 м становится нормой [6].

Следует подчеркнуть, что положение верхней границы С-слоя само по себе чрезвычайно изменчиво. «Купола» сероводорода могут возникать в любом районе моря, а не только в его центральной части. В отличие от прежних представлений границы С-слоя оказались сложными волнообразными поверхностями, рельеф которых определяется, скорее всего, характером циркуляции вод, в первую очередь присутствием в море вихревых образований, глубина которых достигает примерно 150... 200 м, а поперечные размеры колеблются от 60 до 120 км. В циклонических вихрях граница сероводородной зоны может подниматься до 60... 80 м,

а там, где происходит опускание вод (в пределах антициклонических круговоротов и на периферии моря), она заглубляется до 90... 240 м [6].

Верхняя граница сероводородной зоны постоянно меняет свою конфигурацию, но при этом глубина ее залегания всегда остается внутри изопикнического слоя 16,18—16,21 единиц условной плотности σ_t (при разбросе крайних значений от 15,95 до 16,30 σ_t) [102]. Вся эта подвижная система находится в зависимости от времени года (связь динамики пикноклина с колебаниями глубин залегания верхней границы С-слоя) и от изменений атмосферного давления: его резкие падения могут приводить к подъему пикноклина и, как следствие, к подъему границы залегания сероводородной зоны. Все изменения глубины залегания последней определяются смещениями пикноклина по вертикали и происходят только в расположенной под ним толще вод. Сероводород может проникнуть в поверхностные слои лишь при условии выхода на поверхность слоя пикноклина. В Черном море это означает либо исчезновение распресненных поверхностных вод, либо их осолонение не менее чем на 2,5‰ [103].

В прибрежных участках моря с крутым склоном дна (например у Южного берега Крыма) под влиянием сгонных ветров в течение суток может произойти подъем сероводородной зоны на 20... 30 м, и тогда она достигнет горизонтов 120... 140 м, в то время как согласно традиционным представлениям эта зона на периферии моря должна располагаться глубже 200 м. Сгонные ветры на участках с постепенным увеличением глубины моря (обширное мелководье северо-западного шельфа) создают условия для поступления сюда, в придонный слой до изобаты 40... 50 м глубинных, обедненных кислородом вод [6].

Изменение составляющих водного баланса моря также влияет на положение С-слоя [86]. Так, удвоение объема пресного стока ведет к незначительному (до 10 м) поднятию указанного слоя. Снижение объема пресного стока, наоборот, способствует заглублению С-слоя, когда такое снижение составляет не менее 30 % первоначального значения; аналогичный эффект может быть достигнут при полном перекрытии нижнебосфорского течения.

Конечно, выверяемые все чаще в последнее время недостатки методики массовых натуральных наблюдений, а также несовершенство измерительной аппаратуры в условиях большой пространственно-временной изменчивости положения верхней границы сероводородной зоны не позволяют с уверенностью говорить об устойчивом ее подъеме или, наоборот, опускании. К сожалению, выводы об угрожающих подъемах сероводородной зоны, как правило, основываются на данных, полученных в разные годы и на стандартных горизонтах, при разовых замерах и в отдельных точках (отметим, что ряд участков распространения анаэробной зоны моря из-за отсутствия достаточного количества инструментальных наблюдений вообще нельзя описать статистически значимыми закономерностями), тогда как приблизиться к пониманию реальной

картины в условиях мезомасштабной, синоптической и межсезонной изменчивости можно, лишь располагая многолетними рядами длительных наблюдений на больших пространствах¹. Нельзя также не принимать во внимание то обстоятельство, что сами методы наблюдений постоянно совершенствуются, а измерительная аппаратура становится все более чувствительной и точной. Сегодня новые приборы и методы позволяют, в частности, обнаружить сероводород там, где вчерашние средства и способы были беспильны.

Морской гидрофизический институт АН УССР по проекту «Черное море» провел долговременные и, пожалуй, самые крупномасштабные на сегодня съемки Черного моря, во время которых целенаправленно изучалась динамика параметров С-слоя. По мнению ученых этого института (см., например [46]), в настоящее время нет достаточно веских доказательств постоянного подъема верхней границы сероводородной зоны за последние 50... 60 лет, хотя нельзя утверждать, что ее положение остается неизменным (межгодовые вариации могут достигать 20 м для крупных районов и 50 для отдельных станций [50]). К аналогичному заключению пришли и участники экспедиции на борту НИС «Дмитрий Менделеев» летом 1989 г. [101].

Данные о среднем положении верхней границы С-слоя свидетельствуют о том, что в западной части Черного моря за последние годы она была практически постоянной: (120 ± 10) м [48].

Вывод о том, что за 60-летний период массовых исследований на Черном море не произошло каких-либо существенных изменений в распределении и среднем положении глубины залегания границы анаэробной зоны (при вполне возможной значительной изменчивости указанных параметров внутри рассматриваемого периода) со всей очевидностью подкрепляется результатами сравнения карт топографии границы сероводородной зоны Черного моря для 1980-х и 1920-х годов (рис. 38), построенных по данным современных и самых первых детальным и массовым наблюдениям [49]. В основу карт положены осредненные (квадрат 40×40 миль) данные. Они оказались весьма схожими как по значениям картированного параметра, так и по рисунку топогра-

¹ Исходя из предположения о связи положения границы анаэробной зоны со стационарными элементами гидрофизической структуры вод моря (в данном случае с холодным промежуточным слоем, который по вертикали околнуривает изотерма 8°C), был предложен метод приближенного ретроспективного расчета положения этой границы по наиболее многочисленным температурным данным [85]. Его применение позволило, во-первых, в какой-то мере грамотно сопоставить результаты прямых измерений H_2S в 1940—1960-х и 1980-х годах и, во-вторых, получить некие оценки скорости подъема границы H_2S за любой желаемый период. Оказалось, например, что граница анаэробной зоны поднялась к концу 1980-х годов примерно на 40 м и скорость ее подъема в 1955—1961 гг. составляла 6 м в год, но за последние 10 лет она не превышала 2 м в год. Интересно, что в официальном документе о состоянии природной среды в СССР [358] утверждается об увеличении за 1935—1985 гг. скорости подъема верхней границы H_2S -зоны в 67 раз — с 3 см до 2 м в год.

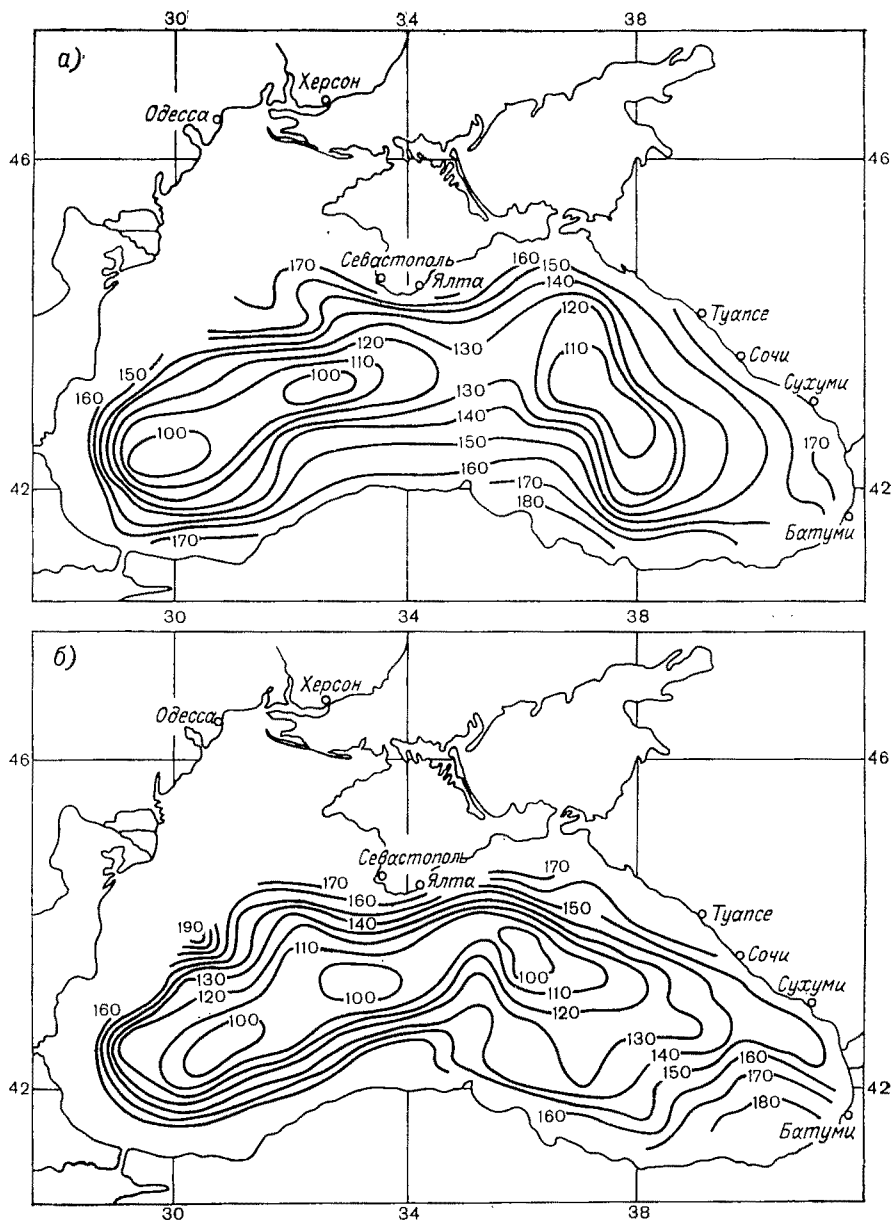


Рис. 38. Осредненная топография границы анаэробных вод для летнего сезона [49].

а — 1924—1927 гг.; б — 1984—1986 и 1989 гг.

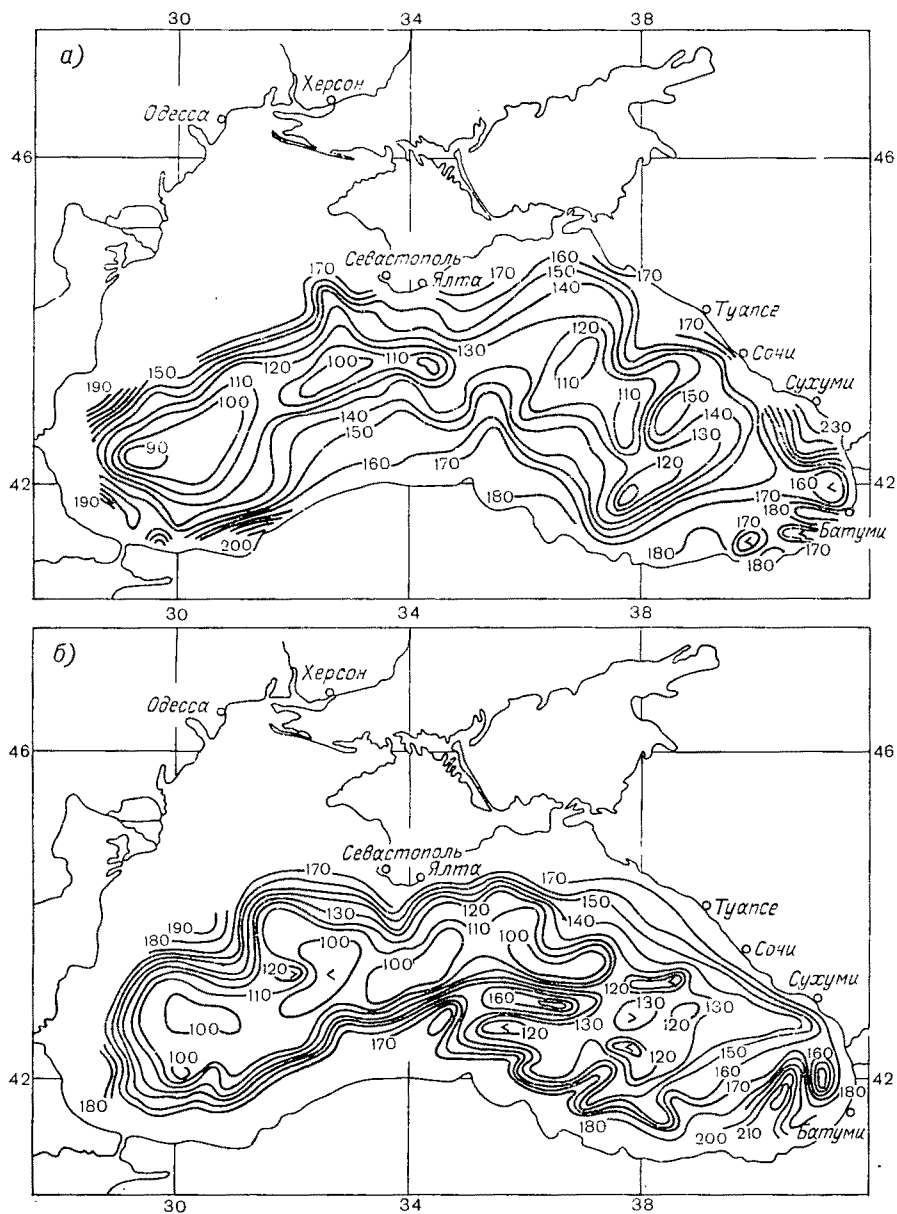


Рис. 39. Топография границы анаэробных вод для летнего сезона (построена с использованием всех точек наблюдений) [49].

а — 1924—1927 гг.; б — 1984—1986 и 1989 гг.

фии. Глубина залегания верхней границы сероводородной зоны на рассматриваемых картах достигает минимальных значений (95... 100 м) в пределах двух локальных циклонических круговоротов в западной части моря, максимальных (160... 180 м) — на его континентальном склоне. Карты, построенные с использованием всех имеющихся данных (рис. 39), также обладают сходными чертами. Согласно рис. 38, средние значения глубины залегания границы анаэробной зоны для всего моря, западной и во-

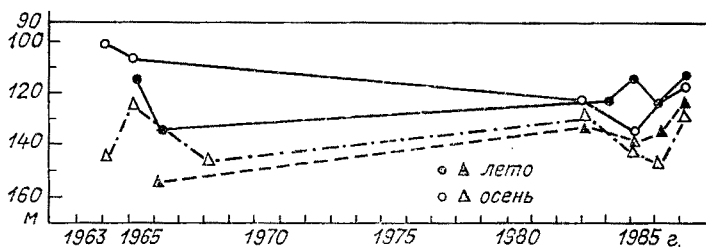


Рис. 40. Средняя глубина залегания верхней границы сероводородных вод в 1963—1987 гг. в западной (кружки) и восточной (треугольники) частях моря [99].

сточной его частей составили соответственно 134, 129 и 135 м для 20-х годов и 135, 129 и 139 м для 80-х. Те же величины, определенные по картам, где использованы данные всех наблюдений (см. рис. 39), оказались равными для 1920-х годов 139, 129 и 147 м, а для 1980-х годов 137, 128 и 142 м. Конечно, только наиболее надежные и систематические данные последнего десятилетия позволяют однозначно утверждать, что за этот период верхняя граница H_2S занимала практически постоянное положение (рис. 40), она несколько углублялась в 1984—1985 гг. и поднималась в 1983 г.

Такой вывод для предшествующего полувекового интервала не может звучать столь категорично из-за фрагментарности и возможной неточности данных наблюдений тех лет [50].

В мае—июне 1988 г. американское НИС «Кнорр», оснащенное современной прецизионной измерительной аппаратурой, провело работы в Черном море, основные результаты которых (в отношении взаимодействия аэробной и анаэробной зон моря) [433—435] могут быть сведены к следующим:

в западно-центральной части моря по вертикали с уверенностью могут быть выделены: зона кислорода (0... 70 м); зона, где сероводород отсутствует, а кислород присутствует в весьма незначительных количествах (70... 100 м); зона сероводорода (больше 100 м), т. е. С-слой как таковой не прослеживается, а над

верхней границей глубинной сероводородной зоны имеется слой дефицита кислорода мощностью 30... 35 м¹;

за последние 10... 20 лет верхняя граница сероводородной зоны в западно-центральной части моря поднялась примерно на 50 м: 150... 180 м в апреле—мае 1969 и 1975 гг. и 80... 100 м в мае 1988 г.

Эти выводы не находят полной поддержки в исследованиях советских океанологов. Последний из них, свидетельствующий о существенных изменениях океанологических условий в зоне O_2 — H_2S , основан на сравнении данных² лишь двух станций («Атлантис-II» — 1969 г. и «Кнорр» — 1988 г.), расположенных одна от другой на расстоянии 30 миль [435]. Указанные изменения, по мнению американских ученых, произошли за последние 10... 20 лет в результате адвективного переноса в зону O_2 — H_2S соленых и плотных вод, сформированных не без участия антропогенных факторов. Трудно согласиться с такими объяснениями, так как известно, что подобные изменения параметров анаэробной зоны в отдельной точке Черного моря происходят на значительно более коротких временных интервалах вследствие, например, межсезонной и синоптической изменчивости динамики вод, приводящей к смене интенсивности и направления вертикальных смещений элементов структуры вод [46, 51]. Измерения на станциях «Атлантис-II» и «Кнорр», скорее всего, отразили именно такой вид изменчивости, а не результат однонаправленного и длительного поступления соленых и плотных вод в слой 50... 200 м. Напомним, что к последнему приурочен максимум изменчивости океанологических характеристик: в его пределах залегают как галоклин с пикноклином, так и зона взаимодействия кислорода и сероводорода с большими градиентами гидрохимических параметров.

А вот вывод о возможном отсутствии слоя сосуществования кислорода и сероводорода (С-слоя) нашел подтверждение в ряде публикаций сотрудников МГИ АН УССР. Данные проведенных экспериментов по окислению сероводорода в естественных условиях поставили под сомнение реальность совместного существования кислорода и сероводорода в Черном море. Присутствие микроколичеств кислорода в анаэробной зоне могло быть результатом его проникновения в воду из атмосферы при традиционном мето-

¹ Этот почти безградиентный с пониженной концентрацией кислорода слой обнаруживался и ранее при измерениях, выполняемых по традиционной методике (толщина слоя от 20 до 40 м); концентрация кислорода в нем 0,3... 0,5 мл/л [46]. Измерения при новом методе отбора проб (под аргоном) дали для рассматриваемого слоя концентрации кислорода не более 0,2 мл/л, т. е. практически те же значения, что были получены в экспедиции «Кнорр» [51]. Другими словами, слой с концентрацией кислорода менее 0,2 мл/л над верхней границей глубинной сероводородной зоны не есть что-то новое, сформированное за последние годы. Скорее всего, этот слой существовал всегда, но не мог быть обнаружен имевшимися ранее методами измерения кислорода [51].

² Данные 1969 г. получены по старой традиционной методике, а данные 1988 г. получены новыми современными методами.

де отбора проб из батометров (с переливом). В таком случае определенные подометрическим способом концентрации кислорода оказываются завышенными, т. е. можно считать, что реальная толщина С-слоя не превышает нескольких метров, а содержание в нем кислорода вряд ли будет превышать 0,05 мл/л [47, 289]. К тому же опыт использования для отбора проб пластиковых батометров позволяет утверждать, что имеющиеся многочисленные данные о содержании в черноморской воде сероводорода, полученные с помощью металлических батометров, занижены на 17 % [288].

При отборе проб из батометров без доступа воздуха (в атмосфере аргона), как и при измерениях концентраций кислорода датчиками *in situ*, его содержание в зоне взаимодействия O_2 — H_2S оказывается меньшим, чем считалось ранее, а мощный стационарный слой сосуществования кислорода и водорода практически не прослеживается [47].

С другой стороны, в экспедиции на НИС «Дмитрий Менделеев» летом 1989 г. [106] надежно определяемые (также современными прецизионными методами) количества кислорода прослеживались до глубин 150... 170 м, где содержание сероводорода не превышало 1 мг/л. При этом верхняя граница глубинного слоя сероводорода четко фиксировалась от 115 до 140 м, а мощность С-слоя (в традиционном понимании) колебалась от станции к станции от 30 до 40... 45 м¹.

Применение в той же экспедиции очень точных аналитических методов регистрации сероводорода в водной толще позволило обнаружить его образование и присутствие (до 50 мкг/л) не только на больших глубинах, но и вблизи самых верхних горизонтов (нижняя часть оксиклина и лежащего под ним слоя дефицита кислорода), даже там, где содержание кислорода достигает 2... 3 мл/л. Другими словами, было зафиксировано неизвестное ранее для Черного моря явление. Можно думать, что обнаруженные в нижней части оксиклина и слое дефицита кислорода восстановленные соединения серы формируются на месте и здесь же вновь окисляются до сульфата, причем они не имеют никакого отношения к глубинному сероводороду и, естественно, не должны учитываться при анализе перемещений верхней границы основной анаэробной зоны моря [106].

В связи со сказанным выше может быть уже правомерно говорить не о верхней границе сероводородного слоя, а о нижней границе слоя с определенной концентрацией H_2S (обычно 0,01 мг/л). Тем более, что, как недавно выяснилось, «линзы» вод с содержанием сероводорода, превышающим 0,04 мг/л, могут отрываться от основной толщи сероводородной зоны и перемещать-

¹ Весной 1991 г. в 21-м рейсе НИС «Витязь» [295] вновь подтверждено наличие С-слоя. На его верхней границе в присутствии H_2S (больше 0,01 мг/л) концентрации O_2 достигают еще 0,3... 0,35 мг/л, на нижней — при нулевом содержании O_2 — концентрации H_2S могут достигать 1 мг/л.

ся над ней (но всегда ниже пикноклина). При отождествлении верхней границы указанных линз и верхней границы H_2S -зоны неизбежно создается иллюзия резкого подъема последней [103].

Таким образом, новейшая информация о параметрах и динамике С-слоя, полученная с использованием современных методов и высокочувствительной аппаратуры, не только не упрощает, но все более усложняет наши представления об этом явлении. Сейчас только можно сказать, что, скорее всего, поля кислорода и сероводорода в Черном море наряду с межгодовой, сезонной, синоптической обладают еще и мезомасштабной и мелкомасштабной пространственно-временной изменчивостью (тонкой структурой), изучение которых невозможно без накопления отсутствующего сегодня массива натуральных данных. И при оценке многолетних тенденций в изменениях положения границы H_2S -зоны возникают большие трудности, так как эти изменения захватывают интервал глубин, который значительно меньше того, который имеет место при сезонных, внутрисезонных, а тем более пространственных ее изменениях.

В настоящее время наиболее обоснованной считается следующая точка зрения [103]: сегодня нет статистически обоснованных свидетельств подъема верхней границы сероводородной зоны, хотя нельзя отрицать наличия слабовыраженной тенденции такого подъема; колебания глубины залегания верхней границы слоя сероводорода происходят ниже слоя пикноклина — основной гидрофизической и экосистемной границы пелагиали Черного моря [99].

Несмотря на явное преобладание свидетельств отсутствия за последние десятилетия тенденции подъема верхней границы глубинной сероводородной зоны, в средствах массовой информации и некоторых научно-популярных журналах все чаще звучат призывы предотвратить надвигающуюся катастрофу — взрыв моря¹. Так, А. А. Спиридонов на страницах «Литературной газеты» в 1989 г. [359] и журнала «Наука в СССР» в 1990 г. [360] приводит в обоснование таких призывов документальные свидетельства о гигантских всполохах огня, наблюдавшихся во время Крымского землетрясения 1927 г. Выдержки из недавно рассеченного рапорта начальнику Гидрографического управления Черноморского флота по данным наблюдений на м. Лукула (Севастополь) и в Евпатории [360]:

«... В море землетрясение сопровождалось появлением огня.

¹ При этом, кроме прочего, игнорируется то обстоятельство, что максимальное содержание сероводорода (10 мг/л, местами до 12 мг/л) в толще вод моря приурочено к глубинам более 1,5 км [389]. Если представить, что вода с этих глубин оказалась на поверхности и растворенный в ней сероводород не окислился (в нарушение физико-химических законов), а весь поступил в воздух, то и тогда в какой-то мере окислившись, он не смог бы создать в приводном слое опасные концентрации. Лечебные воды известного курорта Мацеста по содержанию сероводорода превосходят черноморские воды [103].

Пост Лукула, 0 ч 42 мин: столб пламени, продолжительность 5 с.

Евпатория, 2 ч 48 мин: на море вспышка огня белого цвета...

Севастополь, 3 ч 23 мин: по пеленгу 280 на расстоянии 20 км от берега на море вспышка огня высотой 60 м и шириной 0,25 морской мили...

Пост Лукула, 3 ч 17 мин: по пеленгу 260 огненная вспышка высотой 20 м, шириной 1,5 морской мили...

Севастополь, 3 ч 41 мин: по пеленгу 260 замечена огненная вспышка высотой около 500 м, шириной около 1 морской мили».

По мнению автора рассматриваемых публикаций, это горел, скорее всего, поднявшийся из глубин сероводород.

В том, что столбы огня на северо-западном мелководье Черного моря имели место во время Крымского землетрясения, сомневаться не приходится. Однако их появление не обязательно должно было быть связано с подъемом глубинного сероводорода. Известно, например, что в северо-западной части моря расположены небольшие вулканы, из которых постоянно просачивается метан. Вполне возможно, что во время землетрясения такой процесс активизировался, а присутствующие в метане фосфиды загорались при контакте с воздухом [101]. В пользу последнего предположения свидетельствует и значение концентрации сероводорода в черноморской воде, которая, по крайней мере до определенной глубины, составляет миллиграммы, а то и десятые доли миллиграмма на литр. Такие небольшие концентрации не дают каких-либо оснований считать, что огненные факелы на северо-западном шельфе Черного моря были связаны с возгоранием сероводорода. Для реальных условий Черного моря (при гипотетическом мгновенном выходе глубинных вод на поверхность) в приводном слое воздуха едва ли может быть достигнута даже предельно переносимая по запаху концентрация сероводорода — 2 мг/м³ [7].

В экспедициях 1989—1990 гг. [313] на дне Черного моря (в северо-западной части, у побережий Болгарии, Кавказа и Крыма) на глубинах от 60 до 650 м, т. е. в аэробной и анаэробной зонах, прямыми наблюдениями было обнаружено более 150 точек выхода газа — в основном метана с примесями кислорода и азота. Вблизи таких газовых источников зафиксированы большие количества окисляющих метан бактерий, что не может не оказывать существенного влияния на биологические процессы в море. Не исключено, что в этой связи придется откорректировать имеющиеся представления и о механизме формирования слоя сероводорода в толще черноморских вод. Кстати сказать, обнаруженные поля метановых источников имеют наибольшую концентрацию именно в том районе, где во время Крымского землетрясения 1927 г. фиксировались вспышки огня.

А. А. Спиридонов, безоговорочно утверждая, что глубинный сероводород вот-вот выйдет на поверхность моря, ставит вопросы: «А что будет, если, не дай бог, вновь землетрясение? Вновь

морские пожары? Или одна вспышка, один грандиозный факел? Подобное «самоочищение моря», по самым скромным подсчетам, приведет к трагедии под стать чернобыльской. Сероводород горюч и ядовит, впрочем, как и продукты его сгорания. После испепеляющего и отравляющего огненного смерча в небе окажутся миллионы тонн серной кислоты, и невозможно предсказать, куда по воле ветра они направятся, где прольются» [360]. И тут же рассказывается о проекте, призванном «спасти» Черное море от угрожающего наступления сероводорода с помощью удаления из глубин его «излишков» с одновременным извлечением ценнейшего сырья: серы, марганца, серебра и других металлов,— а также использования сероводорода в качестве топлива.

В последнем варианте указанного проекта (стоимостью 5 млрд руб.) предлагается приостановить подъем верхней границы сероводородной зоны путем откачки с глубины 1200 м по трубам диаметром 3 м такого количества морской воды, которое соизмеримо с ежегодным стоком Дуная. Такой же объем вод после переработки предполагается возвращать обратно в море, но это уже не будет прежняя морская вода. Следует обратить внимание на то, что, во-первых, основная масса черноморского сероводорода существует (в отличие от кислорода) не в растворенном виде, а содержится в гидросульфидных и сульфидных ионах. Для получения сероводорода методом дегазации морскую воду необходимо ощутимо подкислить, т. е. добавить кислоту (морская вода — щелочная среда). Во-вторых, возвращение в море огромного объема вод, которые после обработки на берегу (извлечения из них различных элементов) будут иметь пониженную по сравнению с морской водой плотность, не может не сказаться на сложившейся системе трехмерной циркуляции бассейна, что наверняка приведет к нежелательным последствиям.

Двух приведенных примеров, очевидно, достаточно, чтобы в очередной раз с горечью констатировать: с какой быстротой и простотой рождаются подобные проекты, полностью игнорирующие сегодняшнее и завтрашнее состояние природы Черного моря, прежде всего особенности динамики и структуры его вод.

Итак, со стороны основной сероводородной зоны опасность Черному морю не грозит. Природные процессы в нем находятся в определенном динамическом равновесии. Даже в случае начала устойчивого подъема верхней границы сероводорода препятствием является слой пикноклина. Для его разрыва необходимо, чтобы соленость поверхностных слоев моря возросла на 2... 3‰ [341], о чем в настоящее время, как мы видели, говорить не приходится.

Хочется верить, что начавшееся в 1984 г. стремительное продвижение проекта «спасения Черного моря» сегодня приостановлено [7], его авторы запрашивают уже не 5 млрд руб., а лишь 250... 300 тыс. руб. для решения «основополагающих вопросов технологии» с экономическим эффектом 84,9 млн руб. (по данным 1988 г.) [356].

Все возрастающее загрязнение вод Черного моря вследствие продолжающихся процессов индустриализации и сельскохозяйственного освоения побережья и водосборного бассейна моря, развития туризма и морского транспорта обусловило деградацию прибрежных экосистем и частично экосистем открытого моря, снижение рекреационной привлекательности пляжей и воды, а также вызвало вспышки инфекций и вирусных заболеваний среди прибрежного населения, туристов и отдыхающих.

Складывается убеждение, что в обозримом будущем антропогенное загрязнение вод моря может стать более опасным негативным фактором, чем его предполагаемое сероводородное заражение, если, конечно, не будут приняты экстренные и действенные меры хотя бы по существенному сокращению притока в водоем загрязняющих веществ (ЗВ).

Со сточными водами в Черное море в 1988 г. поступило (тыс. т): общего азота 2,8; аммонийного азота 1,5; нефтепродуктов 0,9; общего фосфора 0,7; меди 0,6; СПАВ 0,2; железа 0,09 [358], в 1989 г.: общего азота 2,4; аммонийного азота 2,0; нефтяных углеводородов (НУ) 1,0; общего фосфора 1,7; меди 0,005; СПАВ 0,3; железа 0,8; фенолов 0,003 [150]. Особенности процессов адвекции и диффузии в Черном море определяют пути распространения ЗВ по акватории, их аккумуляцию, или, наоборот, рассредоточение, продолжительность воздействия на экосистемы.

Все формы внешних воздействий на природу Черного моря (в том числе и ЗВ) не могут сказываться равномерно по всей его акватории. Их влияние концентрируется, как правило, в прибрежной зоне, а в открытом море они ощущаются слабее. Для Черного моря в этом отношении нельзя не указать еще на роль специфической водной массы — холодного промежуточного слоя (ХПС). Обладая, скорее всего, преимущественно адвективной природой, ХПС может вносить немалый вклад в динамику ЗВ в верхней, населенной сфере Черного моря. Вспомним, что, во-первых, воды ХПС могут формироваться на шельфе моря, включая его северо-западную часть, где загрязнение прибрежных вод происходит наиболее интенсивно, а, во-вторых, ХПС сверху и снизу ограничен слоями со значительной гидростатической устойчивостью, затрудняющими обмен свойствами по вертикали.

Попавшие в морскую среду ЗВ могут накапливаться в донных отложениях в процессе сорбции на взвешенных частицах, которые затем оседают на дно. С одной стороны, это приводит к очищению воды, а с другой — к формированию загрязненных донных отложений. И тогда под воздействием процессов вертикального перемешивания, приливных течений и ветрового волнения на мелководьях может происходить вторичное загрязнение вод.

Присутствие НУ и других загрязняющих органических веществ вызывает значительные изменения микрофлоры прибрежных районов моря, главным образом в бухтах и лиманах его северо-западной части и на акваториях крупных портов [357]. Токсическое

воздействие ЗВ на гидробионтов [371], в особенности на планктонных и донных фильтраторов, понижает способность прибрежных экосистем к самоочищению и ведет к усилению эффекта эвтрофирования.

Имеющаяся в открытой печати крайне скудная информация способна обрисовать лишь грубо осредненную, далекую от реальной картину загрязненности вод морей России (с временным интервалом в один год и средними по акватории показателями для всего моря, а иногда отдельно для прибрежных вод и открытой части моря). Данные, составляющие эту информацию, получены на сети станций общегосударственной службы наблюдения и контроля за загрязнением природной среды (ОГСН). Они не могут быть оценены статистическими методами, поскольку в каждом конкретном районе за год выполняется от 10 до 150 наблюдений (с учетом количества горизонтов отбора проб) [150, 151]. На Черном море действует около 300 станций ОГСН различных категорий, на которых, например, в 1989 г. было выполнено 1140 [150], а в 1990 г.— 1575 [151] наблюдений. В открытой части рассматриваемого моря по программе ОГСН Севастопольским отделением ГОИН ежегодно проводится более трех тысяч анализов данных наблюдений за содержанием нефтяных и хлорированных углеводородов, детергентов, ртути и фенолов, чего явно недостаточно для феноменологического описания динамики полей загрязнения по каждому параметру¹ и разработки соответствующих моделей. Программу ОГСН необходимо совершенствовать в первую очередь путем увеличения ежегодного массива наблюдений в соответствии с пространственно-временной изменчивостью характеристик изучаемых процессов, а также расширения номенклатуры показателей загрязнения.

Загрязнение морской поверхности нефтяной пленкой наиболее часто имеет место вдоль Кавказского побережья от Анапы до Батуми, где в 1989 г. максимальная площадь, покрытая нефтяной пленкой, составила 650 км², что более чем в 5,6 раза превысило уровень 1988 г. [292]. Имеющиеся сведения об изменчивости некоторых загрязняющих веществ в Черном море приведены в табл. 42.

Отмечено [319] присутствие полихлорированных бифенилов (ПХБ) во всех составляющих (воде, грунте, планктоне, моллюсках, рыбах, водорослях) экосистемы Черного моря. Наиболее высокие концентрации ПХБ обнаружены в водах прибрежных и устьевых районов, открытая же часть моря загрязнена ПХБ незначительно.

¹ На примере загрязнения моря НУ показано [264], что имеющаяся сеть станций ОГСН в состоянии отразить реальную картину лишь при наличии длительного ряда наблюдений. Единичные же наблюдения не дают правдивой информации, так как загрязнение вод НУ имеет не сплошной, а пятнистый характер. Горизонтальный масштаб «пятен» меньше расстояния между станциями ОГСН, вертикальный — меньше глубины станций наблюдений.

Таблица 42

Содержание загрязняющих веществ в Черном море [319]

Загрязняющее вещество	Слой, горизонт, м	Зима		Весна		Лето		Осень	
		экстремальные	средние	экстремальные	средние	экстремальные	средние	экстремальные	средние
Нефтяные углеводороды, мг/л	0—0,5	—	< 0,05—0,29	—	< 0,05—0,42	—	< 0,05—0,50	1,29	< 0,05—0,41
	10	—	< 0,05—0,25	—	< 0,05—0,13	—	< 0,05—0,38	—	< 0,05—0,30
	50	0,75	0,05—0,52	—	—	0,31	< 0,05—0,18	0,42	< 0,05—0,30
	100	—	0,05—0,49	—	< 0,05—0,11	—	—	—	< 0,05—0,24
	1500—2000	—	0,05—0,39	—	< 0,05—0,10	—	0,05—0,26	—	< 0,05—0,12
У-ГХЦГ, мг/л	0—0,5	—	7,2	1—28	7,3	1—40	8,2	2—23	6,4
	10	2—23	3,6—20	—	5,6	1—14	6,1—9,7	12	5,9
	50	9	4,2	1—10	5,4	1—10	5,1	10—15	—
Детергенты (1973—1977, 1985 гг.), мкг/л	0—0,5	0—500	—	0—320	—	0—83	—	0—166	—
	10	—	—	—	—	—	—	0—400	—
	50	—	180	—	760	—	46	—	67
Ароматические углеводороды, мкг/л	0—0,5	—	—	3—7,3	3,8	—	—	—	—

Черное море расположено довольно близко к аварийному реактору Чернобыльской АЭС. Оно приняло значительное количество прямых атмосферных выпадений из Чернобыля. Кроме того, чернобыльские радионуклиды поступали и продолжают поступать в море с речным стоком [292].

Наблюдения показывают [105], что к началу 1990 г. с водами Припяти и Днепра в каскад днепровских водохранилищ поступило около 4 тыс. Ки Cs (из них 1 тыс Ки с наносами) и 2,5 тыс. Ки ^{90}Sr . Почти 80 % цезия, поступившего с речным стоком в Киевское водохранилище, аккумуляировалось в донных отложениях всего каскада, тогда как большая часть стронция прошла транзитом через каскад и достигла Черного моря. Это, правда, не сказалось на его содержании в морской воде по сравнению с фоном, сформировавшимся в 1960-е годы при испытаниях ядерного оружия. Современные запасы ^{137}Cs во всех водохранилищах днепровского каскада оцениваются [105] в 4 тыс. Ки, ^{90}Sr не более 1 тыс. Ки.

Отметим, что вследствие седиментации и процессов адсорбции радионуклидов донными отложениями воды рассматриваемых водохранилищ заметно самоочищаются. Загрязненные участки дна перекрываются более чистыми осадками, местами мощность образовавшихся после аварии слоев достигает нескольких сантиметров, что не может не ограничивать обмен радиоактивными веществами на границе вода—дно.

В 1989 г. радиоактивность изотопов ^{137}Cs в воде изменялась от (1... 3) · 10⁻¹¹ Ки/л в устье Припяти до 0,5 · 10⁻¹² Ки/л у Херсона. Содержание ^{90}Sr более однородно: от Киева до Днепро-Бугского лимана — в пределах (5... 15) · 10⁻¹² Ки/л. В 1990 г. уровень загрязнения вод каскада снизился примерно в 2—14 раз [105].

Динамика средних значений концентраций ^{137}Cs в поверхностных водах Черного моря в 1959—1977 гг. и 1986—1989 гг. (рис. 41) показывает, что до аварии на ЧАЭС максимальные значения концентраций приходились на период между 1963 и 1966 гг., после чего наблюдалось их постепенное уменьшение. В результате аварии на ЧАЭС средние концентрации ^{137}Cs в поверхностных слоях моря увеличились в 10... 15 раз, а в районах наиболее интенсивного загрязнения — в 40... 50 раз [319].

В 1986 г. радионуклиды чернобыльского происхождения присутствовали лишь в верхнем перемешанном слое до глубин не более 50... 60 м. Под сезонным термоклином фиксировались практически фоновые значения, которые были характерны для доаварийного состояния. Однако в дальнейшем радиоцезий довольно активно проникал на глубину: летом 1987 г. его повышенное содержание отмечалось до глубин 100... 120 м, в 1988 г.— 200... 250 м [319].

Суммарный запас ^{137}Cs в верхнем 50-метровом слое в декабре 1986 г. был равен (1,1 ± 0,6) · 10⁵ Ки, что более чем в два раза превосходит значения, характерные для 1977 г. [91].

На основе анализа и обобщения данных о состоянии загрязнения вод Черного моря за 1988 г. был сделан ряд выводов [319]:

часть поверхности моря, покрытая пленкой НУ (рис. 42), по сравнению с 1987 г. увеличилась в 5... 15 раз, средневзвешенные концентрации НУ в слое 0—10 м не превышали 0,1 мг/л, средние годовые значения НУ в слое 0—100 м в 1978—1985 гг. также равнялись 0,1 мг/л;

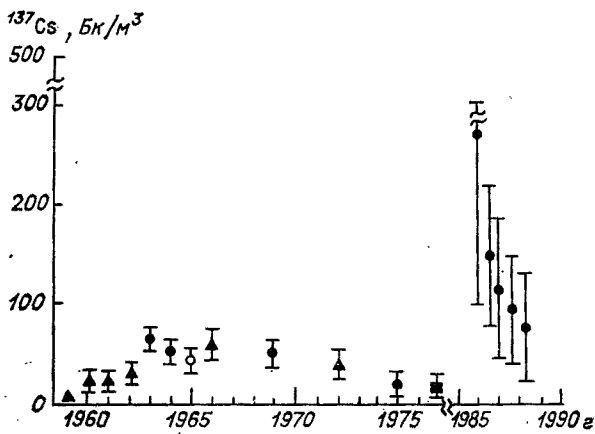


Рис. 41. Средние значения концентрации ^{137}Cs в поверхностных водах Черного моря в 1959—1977, 1986—1989 гг. [319].

средневзвешенное содержание СПАВ в водах моря составляло около 50 мкг/л, γ -ГХЦГ — 2... 4 нг/л, средневзвешенная концентрация ртути на поверхности весной 1988 г. была в 2 раза больше, чем в другие сезоны.

Высказывается мнение [150], что в целом химическое загрязнение поверхностного 100-метрового слоя открытой части моря за последние 10 лет стабилизировалось; содержание НУ — 1... 2 ПДК, СПАВ — менее 1 ПДК, ртути — менее 1 ПДК¹, фенолов — менее 3 ПДК, γ -ГХЦГ — 3... 5 нг/л [151]. Названные вещества в 1989 г. в наибольшей степени загрязняли северо-западную часть Черного моря (только в районе Ильичевского порта было зафиксировано восемь аварийных разливов нефтепродуктов), где за 5 лет (с 1983 по 1988 г.) даже средние концентрации НУ в поверхностных и придонных горизонтах превышали ПДК в 2... 14 раза, а средние концентрации по объему в 1989 г. были в 1,3... 2 раза выше, чем в предыдущий год. Высокие концентрации СПАВ (10... 32 ПДК) и фенолов (30... 52 ПДК) неоднократно отмечались в районах сброса сточных вод и выходов в море ливневых стоков Одессы и Очакова [358]. Можно счи-

¹ В то же время фоновое содержание ртути в центральной части моря повышалось в 1989 г. до 0,8 мкг/л (8 ПДК) [292].

тать, что в северо-западной части моря имеет место положительная тенденция в динамике средних значений концентрации НУ, СПАВ и фенолов.

Отметим, что одна из основных черноморских курортных зон — рекреационная часть Одесского залива — по степени антропогенного загрязнения находится в предкризисном состоянии. На протяжении многих лет здесь постоянно отмечается присутствие высокотоксичных ЗВ: хлорированных углеводов (ДДТ, его ме-

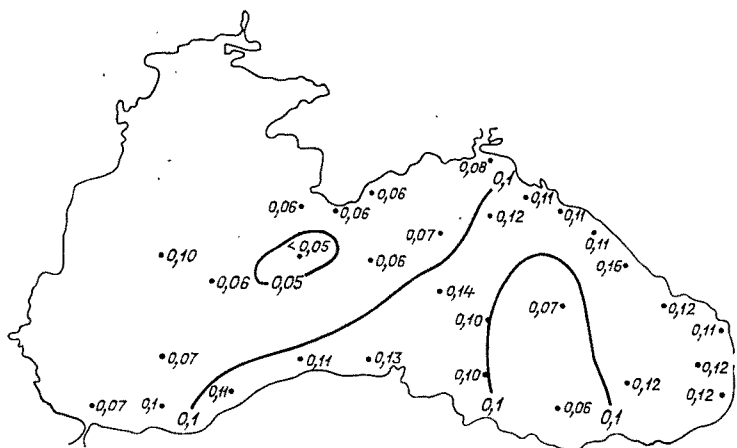


Рис. 42. Поля концентраций нефтяных углеводов в поверхностном слое (0—0,5 м) летом 1988 г.

таболиты, γ -ГХЦГ, ПХБ), ПАУ (3,4-бензпирен; 11,12-бензофлуорантен; пирен), — в концентрациях, как правило, превышающих допустимые. Значительное накопление ЗВ в донных отложениях создает здесь постоянную угрозу неоднократного вторичного загрязнения [319].

На Черном море постоянно создаются аварийные ситуации, фиксируются случаи экстремально высокого (ЭВЗ) и высокого загрязнения (ВЗ) морских вод [290]. Так, за период 1986—1988 гг. в среднем регистрировалось более пяти аварий в год, а в 1989 г. произошло четыре аварии (Туапсе, Батуми, Сочи, Одесса), которые были связаны либо со сбросом нефтепродуктов с иностранных судов, либо с разрушением мазутохранилища, либо с пожаром на нефтеперерабатывающем заводе (общий сброс нефтепродуктов более 100 т). Кроме того, отмечены три случая ВЗ, также вызванных сбросом нефтепродуктов.

В целом уровень загрязненности вод Черного моря в прибрежных районах значительно выше фонового. Особенно напряженная обстановка складывается в портовых акваториях, а также в районах затрудненного водообмена с морем (лиманы, заливы, бухты) и в зонах непосредственного влияния стока рек.

В частности, бактериальное загрязнение вод Черного моря стало причиной беспрецедентного запрета на купание летом 1988 г. в Одесском регионе и на Черноморском побережье Грузии. Локальные запреты по тем же причинам бывали и ранее, поэтому ни о каком катастрофическом ухудшении бактериального загрязнения курортных акваторий именно летом 1988 г. говорить не приходится. Просто этим летом наконец-то заработали имеющиеся нормативные документы Минздрава СССР и рекомендации республиканских санитарных органов, которые раньше по каким-то причинам игнорировались. Человек, приехавший отдохнуть на море, рискует сегодня заразиться холерой, брюшным тифом, паратифом, эшерихиозом, другими кишечными инфекциями, отитом, ларингитом, вирусными инфекциями. В подавляющем большинстве случаев этот вид загрязнения морских вод вызван сбросом неочищенных и необеззараженных сточных вод. Тут могут быть стоки городской канализации, как аварийные, так и запланированные. Опасны также смывы с территорий турбаз, пансионатов, санаториев, домов отдыха, которые зачастую захламлены, изобилуют выгребными санузлами, имеют кустарные системы очистных сооружений. В городах и поселках, как правило, отсутствует ливневая канализация; реки несут в море необеззараженные отходы животноводческих ферм, смывы с полей. Отсутствие элементарной санитарно-гигиенической культуры отдыхающих — один из основных источников бактериального загрязнения; в большой степени он обусловлен неустроенностью пляжей, а иногда и естественным раздражением людей на «забитых» пляжах, где по ГОСТу на каждого должно приходиться не менее 5 м². Непростая санитарно-эпидемиологическая обстановка на морских пляжах усугубляется практикой их разделения на коммунальные (общего пользования) и ведомственные. Первые из них, например в Ялте, перегружены приблизительно в 10 раз (на каждого посетителя приходится 0,5 м², в 1991 г. — 0,3 м²), на ведомственном пляже максимальная нагрузка составляет 0,8 м².

Во всем комплексе проблем очистки стоков процесс их обеззараживания, вероятно, единственный, для которого не найдено не только практического, но даже теоретического решения. Все надежды связываются лишь с бактерицидным действием морской воды. Отсюда возникает стремление сбрасывать сточные воды как можно дальше от берега. Для этого сооружаются глубоководные выпуски¹. К настоящему времени введен в эксплуатацию только один настоящий глубоководный выпуск. Он заканчивается на глубине 86 м на расстоянии 6,25 км от берега интуристовского пляжа Ялты. Строительство обошлось в 7 млн. руб., неизвестна, правда, сумма, которая уже затрачена на ремонт.

¹ Вероятно, по аналогии с ними в Туапсе и Новороссийске (экспортерах нефти) строятся глубоководные выпуски нефтесодержащих вод. Естественно, здесь ни о какой аналогии не может идти речи; такое решение — наверняка результат отсутствия экспертных оценок специалистов.

Сравнительно большая повторяемость сгонно-нагонных явлений в районе Ялты летом и отсутствие здесь стратификации вод зимой не исключают возможности выхода на поверхность сбрасываемых сточных вод и переноса их к берегу. Однако выпуск таких вод на глубине 86 м, как показали исследования [218], обеспечивает затопление поля сточных вод при сгонах различной интенсивности и сохраняет тем самым чистоту прибрежной полосы моря. При этом сточные воды, содержащие нестойкие органические вещества, подвергаются интенсивному начальному разбавлению, а достигая зоны Основного черноморского течения, постепенно минерализуются и не представляют в санитарном отношении опасности не только для Ялтинского залива, но и для всего моря.

Конечно, само население моря, постоянно идущие в нем физические и химические процессы в той или иной степени нейтрализуют загрязнение. Но самоочищение происходит все же до определенного предела, после чего морские экосистемы начинают разрушаться. Такой предел назван ассимиляционной емкостью экосистемы (АЕ). По разработанной концепции [183], АЕ представляет собой такое максимальное количество загрязняющих веществ в единице объема среды, которое может быть трансформировано, разрушено или выведено за пределы экосистемы. Уже рассчитаны значения АЕ для Одесского залива [319], которые показали, что в 1989 г. возможности АЕ на отдельных участках залива были превышены в 10 и более раз¹. Одна из главных причин возникновения подобных ситуаций связана с порочной практикой проектирования гражданского и промышленного строительства. В соответствии с действующими строительными нормами и правилами (СНиПами) сбросы сточных вод предусмотрены с допустимым количеством загрязняющих веществ на единицу объема сточных вод без учета суммарного количества сбрасываемых веществ и АЕ, тогда как в СНиПах необходимо предусматривать расчет возможностей водоема к переработке и выносу ЗВ без ущерба для качества воды, т. е. АЕ.

Однако следует иметь в виду, что АЕ является интегральным показателем состояния экосистемы всего водоема. Так, расчеты АЕ по отдельным ингредиентам могут дать для конкретного водоема обнадеживающие результаты: поток загрязняющих веществ меньше допустимого предела. Но ведь это в среднем, а в действительности какие-то участки водоема имеют сильное загрязнение, в других — его практически нет. Однако, если сброс в море даже в среднем равен АЕ, то по крайней мере на половине акватории он превышает АЕ, т. е. экосистема моря в опасности.

Сходящиеся в зоне прибрежной черноморской конвергенции воды различного происхождения делают ее своеобразным нако-

¹ При этом состояние экосистем Одесского залива и прилегающих акваторий, по крайней мере на участке от Сычевки до Ильичевска, существенно ухудшилось (в 1989 г. по сравнению с 1988 г.) и может рассматриваться как предкризисное [319].

пителем и утилизатором антропогенных загрязняющих веществ, поступающих как из прибрежной полосы, так и из открытой части моря. Некоторые вещества, находящиеся во взвешенном или растворенном состоянии, циркуляционными процессами вместе спускающимися водами распространяются до больших глубин. Здесь они могут заражать глубинные воды и в какой-то мере захораниваться в донных осадках у материкового склона¹. Все более увеличивающаяся концентрация загрязняющих веществ (другого в будущем ожидать трудно) в зоне конвергенции может в относительно короткий временной интервал обеспечить загрязнение всей глубинной водной массы моря. И тогда пополнение и обновление поверхностных вод в центрах основных циклонических круговоротов будет идти уже за счет загрязненных глубинных вод. В результате может замкнуться цикл загрязнения моря и наступит его полная экологическая катастрофа. Отсюда следует вывод [294], что именно загрязнение вод Черного моря, а не проблема их сероводородного заражения, представляет наибольшую опасность для экологии.

Заканчивая разговор о загрязнении вод Черного моря, обратим внимание на схему экологических последствий загрязнения (рис. 43), которые в полной мере относятся и к этому морю.

Уже отмечалось, что за последнее двадцатилетие абиотический фон, донное и пелагическое население северо-западного мелководья подвергались мощному антропогенному воздействию, приводящему к значительным изменениям, необратимости которых в ряде случаев можно считать очевидной (например, ситуация в Каркинитском заливе), к радикальным перестройкам в сообществах. Все это результат поступления со стоком рек огромного количества биогенов, пестицидов, взвешенной органики, а также возникновения продолжительных и обширных по площади заморозов и непосредственного сброса в море широкого спектра промышленных, сельскохозяйственных и бытовых загрязняющих веществ. Сходная картина имеет место и на некоторых участках шельфа восточной части моря². Перечисленные выше районы мелководий моря составляют зону повышенной экологической опасности.

Благодаря особенностям гидрофизического режима Черного моря (главным образом системе средних течений) неблагоприятные экологические изменения, происходящие в его открытой части, не

¹ Считается [346], что в зоне указанной конвергенции имеет место уплотнение при смешении вод, происходит заглубление всех изопикнических поверхностей вдоль материкового склона. Гравитационное оседание здесь взвеси и детрита наряду с распространением различных примесей вдоль изопики создает условия для поступления больших количеств взвеси и органического вещества в глубинные воды вдоль материкового склона.

² Во всей восточной части моря (по данным ИНБЮМ, устное сообщение С. М. Коновалова) после 1975 г. биомасса фитопланктона стала в среднем в 9 раз выше, чем в 1960—1969 гг., а биомасса зоопланктона повысилась в 1,7 раза (в основном за счет нескормового зоопланктона: ночесветки, гребневика-плеврабрахии).

столь очевидны. В Черном море общее содержание азота, а также особенности вертикального распределения его минеральных форм типичны для глубокого внутреннего моря с уровнем продуктивности, близким к мезотрофному [357].

Для кислородной зоны моря концентрация минеральных форм азота сильно изменяется в пределах эвтрофической зоны. На глубинах залегания сероводородной зоны их распределение иное,



Рис. 43. Экологические последствия загрязнения моря [184].

нежели в морских бассейнах нормального режима. В глубинных слоях Черного моря происходит аккумуляция аммонийного азота, его концентрация достигает здесь 1,2... 1,4 мг/л. Это почти на два порядка выше, чем в глубинах океана.

Содержание нитратов для той же кислородной зоны изменяется от 0 до 6 мкг-ат/л при средней их концентрации в верхних слоях моря 0,5... 1,5 мкг-ат/л, глубже (у нижней границы кислородной зоны и в переходной зоне) концентрация нитратов возрастает до 2... 3 мкг-ат/л. В сероводородной зоне нитраты полностью исчезают.

В Черном море нитриты можно встретить, как правило, только вблизи нижней границы кислородной зоны на глубине от 50 до 100 м; общий неорганический азот накапливается здесь в глубинных анаэробных слоях (до 80 мкг-ат/л), но в поверхностных горизонтах моря отмечается дефицит азота. Аналогично распределяются с глубиной и фосфаты. Сравнительно низкая концентрация фосфатов в эвтрофической зоне колеблется от 0,2 до

1,0 мкг-ат/л. Запас фосфатов под слоем термоклина у нижней границы эвтрофической зоны составляет от 1 до 1,3 мкг-ат/л (на глубине 50... 70 м), в глубинных слоях их концентрация возрастает до 7... 8 мкг-ат/л. В пределах эвтрофической зоны концентрации кремния достигают 0,8... 1,5 мг/л, в глубинных водах — 9 мг/л [357].

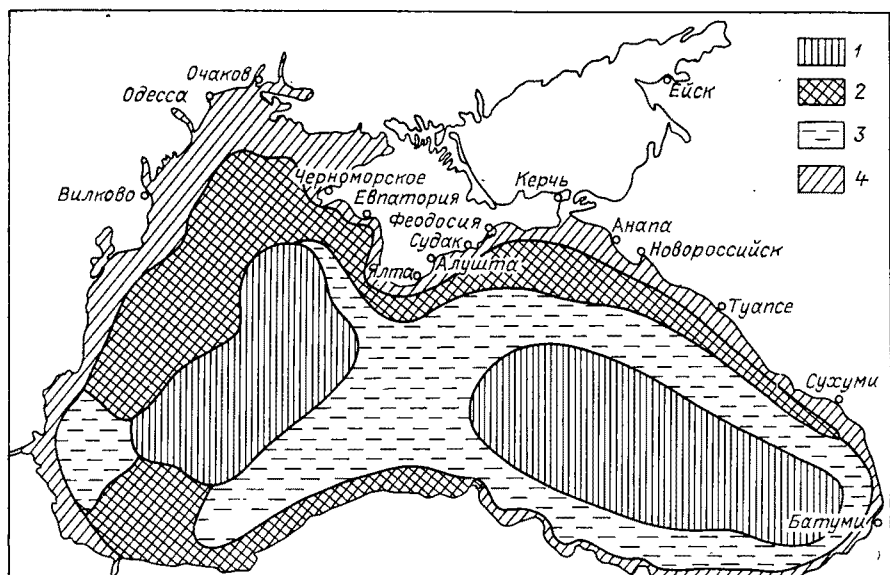


Рис. 44. Распределение суточных значений первичной продукции (г С/м^2) в различных участках Черного моря [357].

1) 0,15—0,25; 2) 0,3—1,0; 3) 0,25—0,50; 4) 1,0—2,0.

Представление о биологической продуктивности Черного моря дают карта распределения по его акватории суточных значений первичной продукции фитопланктона для августа—октября (рис. 44), а также рассчитанное по данным рис. 44 суммарное значение этой продукции (табл. 43). Данные табл. 43 показывают, что зона высокой продуктивности с интенсивностью фотосинтеза 0,7... 3,0 г С/м^2 в сутки дает около трети суммарной первичной продукции. Она занимает 15 % всей акватории и включает северо-западную часть, прибосфорский район, северо-восточную часть моря у Керченского пролива и значительные участки прибрежных вод. Среднесуточная продукция всего бассейна Черного моря равна 255 тыс. т углерода, т. е. годовая продукция составляет примерно 90 млн т углерода, или около 2 млрд т сырой биомассы. В среднем для всей акватории моря годовая первичная продукция достигает 220 г С/м^2 [357]. Для верхнего стометрового слоя моря валовая первичная продукция органического вещества (с учетом продукции макрофитов) равна 129 млн т в год или 300 $\text{г/(м}^2 \cdot \text{год)}$.

В экосистеме Черного моря идут изменения не только под влиянием все возрастающей антропогенной нагрузки. Она испытывает естественные долгопериодные колебания. Отсутствие мониторинга экосистемы моря как целостного объекта затрудняет выделение последствий антропогенного влияния на фоне естественных флуктуаций по всем компонентам экосистемы [97]. Сплошь и рядом это приводит к диаметрально противоположным

Таблица 43

Расчет суммарной первичной продукции фитопланктона в Черном море [357]:

Номер участка, согласно рис. 44	Площадь участка, тыс. км ² (%)	Первичная продукция участка		
		средняя в сутки, г С/м ²	10 ³ т С в сутки	10 ⁶ т С в год
1	117 (28)	0,25	29,3	10,7
2	147 (35)	0,45	66,1	24,1
3	94 (22)	0,80	75,2	27,4
4	65 (15)	1,30	84,5	30,9
Вся акватория	423 (100)	0,64	255,1	93,1

оценкам одних и тех же явлений (наиболее яркий пример — изменение глубины залегания верхней границы глубинной сероводородной зоны), одни специалисты провозглашают «экологическую катастрофу» черноморской экосистемы, другие считают, что большинство происходящих изменений параметров экосистемы вызвано естественными циклическими колебаниями и обвиняют первых в «экологической истерике».

Наверное, не стоит определять состояние черноморской экосистемы как катастрофическое. По мнению академика М. Е. Впногоградова [101], экосистема Черного моря в настоящее время переживает кризис; катастрофы нет, а кризис налицо.

Ситуация существенно осложняется тем, что к настоящему времени не сформировалось четкого представления о характере дальнейшего отклика как биотической, так и абиотической частей системы на усиливающийся антропогенный стресс. Действительно, до сих пор нет однозначного ответа на принципиальный вопрос, ухудшится или улучшится состояние черноморской экосистемы в результате уменьшения объема речного притока, хотя высказывается предположение [217], что наблюдаемые изменения параметров экосистемы Черного моря вызваны лишь антропогенным изменением качества вод, а гидрофизической структуре вод моря (абиотическому фону) свойственна внутривековая стабильность.

Несмотря на осложнение экологической обстановки общее количество видов животных и растений в Черном море, по всей вероятности, не сократилось. Даже полностью выпавшие из числа объектов промысла скумбрия и пелагида по-прежнему встречаются в виде отдельных экземпляров. Не исключено, что прекра-

тился лишь заход в Черное море из Мраморного тунца и меч-рыбы (наиболее вероятная причина — загрязнение вод Босфора стоками Стамбула). Нередки случаи обогащения фауны моря автоакклиматизантами (виды, попавшие в море в составе обрастаний судов и в балластных водах) — это моллюски рапана, мия, голубой краб, полихета двухстворка [169]. Сюда же следует отнести и гребневика-мнемюпсиса. Однако если по общему числу видов больших изменений в Черном море не произошло, то по их соотношению в фауне и флоре и их размещению по акватории имеются существенные сдвиги.

На состоянии всей пелагической экосистемы Черного моря сказалась вспышка численности медузы аурелии аурита, которая частично заняла нишу, принадлежавшую ранее рыбам-планктонофагам. В начале 1960-х годов общая биомасса этой медузы осенью (сезон ее максимального развития) достигала в море примерно 700 тыс. т. Прямыми наблюдениями было установлено, что за последнее десятилетие (до весны 1984 г.) биомасса аурелии в открытых водах составляла в среднем $0,6 \dots 1 \text{ кг/м}^2$ (по сырому веществу). Это с учетом ее концентраций на мелководье шельфа дает для всего моря значение в $300 \dots 500 \text{ млн т}$ [100]. За каждые сутки эти медузы выедают около $5 \dots 7 \%$ биомассы мезопланктона и примерно $50 \dots 70 \%$ его среднесуточной продукции [97].

Несколько лет назад, видимо, с балластными водами танкеров в Черное море был завезен гребневик-мнемюпсис — животное с желеобразным телом, напоминающее медузу, но гораздо более хищное [100]. Он потребляет не только планктон и разнообразную морскую мелочь, но даже личинки рыб. Его появление было отмечено летом 1987 г., а массовое развитие началось летом и осенью 1988 г., усилилось в 1989 г. (во всем море общая масса гребневика в августе — начале сентября достигала 800 млн т), что привело к заметным изменениям в структуре планктонных сообществ моря. В два-три раза уменьшилась биомасса кормового для рыб и гребневика зоопланктона. Концентрация отдельных видов, например сагитт, упала (по сравнению с ситуацией, имевшей место до вселения мнемюпсиса) в $20 \dots 30$ раз, резко сократились запасы планктоноядных рыб. Летом 1989 г. во время вспышки развития вселенца его биомасса в среднем по акватории моря составляла около $1,5 \text{ кг/м}^2$ в слое $0 \dots 20 \text{ м}$, а на северо-западном шельфе — 5 кг/м^2 . Весной 1990 г. биомасса гребневика в 30-мильной прибрежной зоне в районе Геленджика равнялась примерно $3,5 \text{ кг/м}^2$, а вблизи Анапы при облове слоя $0 \dots 50 \text{ м}$ зафиксирована максимальная за весь период наблюдений в Черном море биомасса вселенца — 16 кг/м^2 [428]¹.

¹ Весной 1991 г. биомасса гребневика упала в 5 раз по сравнению с апрелем 1990 г. и в 3,5 раза относительно марта 1989 г. Возможно, подошла к концу его массовая вспышка. Расширился биотоп мнемюпсиса, теперь он регулярно встречается до глубин $40 \dots 50$ и даже 70 м [295].

Основные скопления гребневика были приурочены к верхнему перемешанному слою под сезонным термоклином. Возможно, массовое развитие мнемнопсиса явилось причиной того, что биомасса медуз аурелиа упала в это время по сравнению с наблюдающейся в течение последних 10 лет больше чем в 20 раз [100].

Голожаберный моллюск *Doridella obscura vertill*, известный как эндемик атлантического побережья Северной Америки, впервые был обнаружен в Черном море, в бухте Ласпи (южный берег Крыма) на мидиевом коллекторе (глубина 15 м) [332].

По данным Л. А. Зенкевича, в конце 1930-х — начале 1940-х годов в весеннее время через Босфор в Черное море в громадном количестве входили хамса, скумбрия, пелагида, луфарь, ставрида, тунец, сардина и некоторые другие виды рыб, причем скумбрия, пелагида, тунец даже размножались в этом море. Черноморские рыбы из западной части водоема мигрировали на откорм в северо-западную, а из восточной — через Керченский пролив в Азовское море (хамса, сельдь, тюлька, кефаль, барабуля). Только дельфины выедали 1,5... 3 млн ц рыбы, что в два-три раза превышало количество добываемой рыбы. Соотношение пелагических и донных рыб составляло в уловах 7 : 1. В предвоенные годы вылавливали 860 тыс. ц рыбы, из которых на хамсу и шпрота приходилось 38 %, тарань, леща и сазана — 11 %, кефаль — 6 %, бычков — 5 %, лиманно-речную — 38 %, прибрежную — 45 %, открытого моря — 14 % (из них 90 % дельфины).

В последние десятилетия происходит существенное изменение состава ихтиофауны (и, следовательно, состава уловов) в Черном море, связанное в основном с антропогенными воздействиями [357]. Падают уловы скумбрии, осетровых, сельди, камбалы-калкана. Значительное уменьшение плотности нерестовых стад пелагида в Черном море привело к тому, что эта рыба с 1959 г. потеряла промысловое значение, та же самая судьба постигла (с 1966 г.) и крупную ставриду. Такие рыбы, как луфарь, крупная ставрида, кефаль¹, почти полностью исчезли. Основой рыболовства стало освоение запасов планктонофагов — хамсы и шпрота (табл. 44). Есть основания считать [286], что изменения в структуре вод и экосистеме Черного моря в целом еще не оказали негативного воздействия на состояние ресурсов хамсы, шпрота, мерланга, катрана. Перспективы промысла этих рыб на ближайшие годы оцениваются как хорошие. Перспективы же использования ресурсов моллюсков, водорослей и других нерыбных объектов во многом зависят от характера и степени развития негативных процессов в экосистеме Черного моря.

Стадо черноморских дельфинов насчитывало в предвоенные годы 2... 2,5 млн особей, встречались косяки по 5... 6 тыс. голов. К 1960-м годам их численность стала снижаться. Когда в 1966 г. число дельфинов упало до 500 тыс., их промысел в СССР был

¹ В Севастопольской и Балаклавской бухтах до 1976 г. ежегодно вылавливалось около 585 ц кефали [316].

прекращен. На следующий год аналогичные решения приняли Болгария и Румыния, еще позже — Турция. Однако численность дельфинов продолжала падать. К концу 1980-х гг. (по данным корабельных, самолетных и других съемок) она составила в лучшем случае 100 тыс. голов [101].

Большинство дельфинов страдает тяжелыми формами дерматозов, у многих в хвостовой части искривлен позвоночник. Это

Таблица 44

Динамика уловов четырех основных промысловых рыб причерноморскими странами в 37-м статистическом районе в 1971—1982 гг. (тыс. т) [286]

Год	Хамса	Старрида	Шпрот	Мерланг	Всего
1971	52/109,1	4,4/139	0,8/4,6	0/3,0	57,2/130,6
1972	52/110,5	22,1/30,8	0,9/6,2	0/3,0	75,0/150,5
1973	68/159,8	10,8/40,3	0,9/6,4	0/2,8	79,7/209,3
1974	84/273,3	3,0/19,6	0,5/6,2	0/5,0	87,5/304,1
1975	91/221,6	4,3/22,3	0,8/7,1	0/4,5	96,1/255,5
1976	131/213,7	18,3/41,8	1,6/10,4	0/0,8	150,9/266,7
1977	135/216,2	4,7/22,1	6,7/16,9	0/7,6	146,4/262,8
1978	138/256,6	0,6/44,2	22,8/34,7	0,5/23,7	161,9/359,2
1979	120/262,1	0,7/85,1	57,9/73,7	11,4/33,9	190,0/454,8
1980	110/368,5	0,6/62,5	66,9/84,5	2,7/10,4	180,2/525,9
1981	102/380,0	0,3/62,0	75,1/96,3	2,2/8,1	179,6/546,4
1982	149/428,6	1,9/60,8	56,3/75,8	1,5/6,9	208,7/572,1
1983	145/474,5	7,2/73,9	25,4/40,9	2,4/15,0	180,0/604,3
1984	165/502,5	5,3/85,4	24,1/41,9	4,7/18,3	199,1/648,1

Примечание. Числитель — вылов в СССР, знаменатель — все страны; использованы данные ФАО (1976, 1978, 1983, 1984 гг. и др.). В вылов хамсы по СССР включены данные об уловах собственно черноморского стада апноуса.

больные и гибнущие животные. Пока нет ясности в причинах массовых заболеваний дельфинов. Однако большинство ученых связывают эти причины не с вирусами и бактериями, а с воздействием токсических веществ. Пестициды, тяжелые металлы, радионуклиды, попадая в воду даже в незначительных количествах, концентрируются затем в тканях тел живых организмов. Степень концентрации увеличивается вверх по трофической цепи и оказывается наибольшей в ее концевых звеньях. Понятно, что токсичные вещества особенно влияют на долгоживущих животных, к каким и относятся дельфины. Негативные воздействия антропогенного воздействия свидетельствуют о необходимости учета пространственно-временной и экономико-экологической совместимости различных видов работ на береговой зоне [55].

4.4. Берега

Влияние многогранной хозяйственной деятельности человека в прибрежной зоне сказывается в первую очередь на процессах

переноса осадочного материала в пределах шельфа. Это антропогенное влияние обычно подразделяется на прямое и косвенное [5]. Первое выражается в пространственном перемещении осадочного материала при создании искусственных пляжей, террас, островов, добыче на дне полезных ископаемых, черпании грунта в портах и каналах и т. д. Косвенное влияние может быть следствием зарегулирования впадающих в море рек, изменения направления их русел, создания очагов аккумуляции вблизи огражденных сооружений портов, строительства берегозащитных сооружений, отчленения части морских акваторий.

Береговая зона любого моря — это место скопления громадного количества песчаных, гравийных и галечных наносов, которые обычно широко используются для строительных целей. Последствия прямого антропогенного влияния на режим переноса осадочного материала и его отложение в верхней части шельфа отчетливо видны в районах интенсивной добычи стройматериалов непосредственно на пляже или со дна (в зоне волнового воздействия). Активное хозяйственное освоение черноморского побережья Кавказа началось еще в прошлом столетии с прокладки железной и шоссейной дорог, когда даровой строительный материал брали прямо с пляжа. Массовый вывоз обломочного материала с пляжей и русел рек вызвал интенсификацию размыва берегов и усиление поставки осадков на шельф. В результате этого между Анапой и Туапсе за два-три десятилетия ширина пляжей уменьшилась в Сукко и Озерейке вдвое, в Дивноморском на 75 %, в Архипо-Осыпковке и бухте Песчаная на 50 %; в Агое на месте песчаного пляжа стали накапливаться валуны. Пополнения пляжей практически не происходило из-за отсутствия в прибрежной зоне потока наносов. Зависимости здесь простые: изъятие 1 млн м³ пляжевого материала эквивалентно уничтожению пляжа средней ширины на расстоянии 30 км [5].

В гораздо большей степени оказался нарушенным баланс обломочного материала в верхней части шельфа на участке берега от Туапсе до Адлера. Только за одно десятилетие (1945—1955 гг.) из карьеров, расположенных на пляжах, подводном береговом склоне и устьях впадающих в море рек было вывезено более 100 млн м³ гальки [4]. Более 5 млн м³ материала изъято с пляжа Адлеровского мыса, площадь которого сократилась на 35 тыс. м². В период 1914—1955 гг., несмотря на использование пассивных методов берегозащиты, ширина полосы пляжа на участке Туапсе—Адлер уменьшилась с 46 до 23 м. К началу 1950-х годов здесь отдельные участки берега оказались вовсе без пляжей [5].

С черноморского побережья Грузии за последнюю четверть века для нужд строительства изъято более 30 млн м³ песка и гравия. Длительное время здесь функционировали самые настоящие карьеры, на некоторых участках берега объем вывезенного материала в несколько раз превышал поступление речных наносов. Из 312 км береговой зоны Грузии на протяжении 220 км продолжается интенсивный размыв берегов, на 1... 3 м в год отступает

береговая линия в районах Пицунды, Гагры, Нового Афона. За последние 35 лет размывы прибрежные участки шириной 900 м в районе Потн, 350 м — в районе Очамчиры и 200 м — у села Адлия (вблизи Батуми), берега Колхидской низменности отступают со скоростью около 5 м в год [209].

Негативные последствия рассматриваемых процессов проявляются в основном там, где расположены уже существующие и будут находиться проектируемые курорты. На побережье Грузии полностью размывто около 25 км лечебных пляжей, а на протяжении 27 км они захламлены выброшенными на берег обломками берегоукрепительных сооружений и грудами бетонных массивов. Общие потери прибрежных территорий, связанные с наступлением моря, уже составили более 1000 га, в том числе в районе Гагры 60, Очамчиры — 80, Потн — 280; уничтожены целые селения, разрушены коммуникации, здания, сооружения (включая берегоукрепительные) на общую сумму в 40 млн руб. [209].

Образование подводных карьеров происходит при добыче на шельфе полезных ископаемых (россыпи, стройматериалы и т. д.). Эти ловушки для перемещающегося потока твердого вещества отрицательно сказываются на общем динамическом состоянии шельфа и берега. Например, вблизи Сакского озера-лимана со дна Черного моря для комбината бетонных конструкций было вывезено около 12 млн м³ обломочного материала. Образовавшиеся пустоты заполняются наносами с прилегающих участков шельфа и берега. В итоге берег здесь отступил на 200—300 м (со средней скоростью 11 м в год). Не менее 200 лет потребуются для восстановления прежней картины в условиях полного запрета на изъятие наносов со склона. Ширина пляжей вблизи Ялты сократилась на 30... 40 % из-за добычи стройматериалов (около 6 млн т) на шельфе этого курортного района [5].

Антропогенное перераспределение материала в пределах шельфа происходит также при создании искусственных пляжей. На Черном море это сделано в районах Одессы (годы строительства пляжа 1965—1966, уложено 1,1 млн м³ материала), Геленджика (годы строительства 1971, 1976, уложено 0,26 млн м³ материала), Планерского (пляж построен в 1968 г., уложено 0,018 млн м³ материала).

На Одесском побережье в карманы между траверсами за 15 лет засыпано около 1 млн м³ песка (в среднем 70 тыс. м³ в год), изъятая на Одесской банке. Чтобы собрать такое количество песка естественному вдольбереговому потоку наносов потребовалось бы 60 лет, т. е. здесь воздействие антропогенного фактора оказалось больше природного в 4 раза. Южнее укрепленного таким образом участка берега (в результате перегораживания потока наносов) пляжи расширились с 2... 12 до 10... 25 м [5].

В Грузии в прибрежную зону из приморских сухопутных карьеров за 1981—1986 гг. было доставлено примерно 8 млн м³ грунтовой массы, что позволило создать искусственные пляжи общей площадью около 60 га. Тем самым была сформирована полноцен-

ная рекреационная зона и решена проблема берегозащиты на протяжении 40 км [5].

Перераспределение осадков на шельфе имеет место и при транспортировке материала черпания из акваторий портов и каналов на большие глубины. Это необходимый и периодически осуществляемый вид работ в портах, особенно если они расположены на отмелях шельфах, сложенных песчаным материалом, например, в северо-западной части Черного моря. Здесь из портов Одессы, Ильичевска и Южного для поддержания судоходных глубин ежегодно вычерпывается соответственно 80, 90 и 200 тыс. м³ грунта; в Потти для этих же целей вынимается свыше 400 тыс. м³ грунта в год [267].

Среди антропогенных факторов, которые косвенно воздействуют на ход процессов переноса осадочного материала и его отложение на шельфе, одно из первых мест по своему значению занимает зарегулирование впадающих в море рек. Строительство плотин и создание мощных водохранилищ на реках Черноморского побережья Кавказа во много раз уменьшило объем поступающих на взморье пляжеобразующих наносов. В Западной Грузии к настоящему времени в разной степени зарегулированы реки Риони с притоками, Ингури и частично Гумиста. Небольшие ГЭС на других реках не оказывают существенного влияния на режим стока наносов. Динамика наносов претерпела наибольшие изменения на р. Ингури; здесь количество пляжеобразующих наносов сократилось на 92 %. В устье р. Риони годовое поступление таких наносов уменьшилось на 35 %, а на р. Гумиста — на 25 % [319]. После строительства Ингури ГЭС с 1987 г. началась перестройка дельты р. Ингури и ее размыв со скоростью 5 м в год [209].

В том же направлении действует и вмешательство человека в русловые процессы¹, связанные, как мы видели, прежде всего с созданием и эксплуатацией карьеров по добыче строительных материалов в руслах и устьях рек. Добыча из них гальки, гравия и песка, несмотря на введенный еще в 1961 г. запрет на хозяйственное использование береговых наносов [310], продолжается. Все эти действия отрицательно сказываются на состоянии берегов, особенно там, где не происходит быстрой компенсации забираемых наносов. Размыв берегов (как следствие нарушения баланса наносов) приобрел во многих местах необратимый характер и остановить его можно только искусственным путем.

Сильный размыв пляжей на отдельных участках кавказского побережья возник в результате строительства портов в городах

¹ Переноска части стока р. Риони в ее устьевой части по обводному каналу несколько уберегла город Потти от последствий частых наводнений, но в то же время вызвала интенсивный размыв городской территории и усилила заносность входного портового канала; зарегулирование в 1973—1977 гг. устьевой участка р. Бзыбь (основного источника питания пляжей мыса Пицунда) бетонными дамбами уменьшило поступление переносимого рекой материала в сторону Пицунды. В итоге всего за несколько лет была размыва полоса берега почти 100-метровой ширины к юго-востоку от устья р. Бзыбь.

Сочи, Гагра, Очамчира. Так, оградительные 300-метровые молы Сочинского порта, введенного в эксплуатацию в 1937 г., полностью перекрыли поток галечных и частично песчаных наносов. К 1938 г. ширина пляжа южнее построенного порта уменьшилась до 5 м, а в 1940 г. на участке берега протяженностью почти 2 км его просто не стало. Размыв стал стремительно распространяться в направлении г. Адлер. При этом происходило обнажение коренных глинисто-сланцевых пород, что в свою очередь способствовало разрушению берега. К концу Великой Отечественной войны весь берег Центрального Сочи представлял собой голые отвесные обрывы с глубинами моря у их основания от 2 до 3 м. С исчезновением пляжей резко активизировались оползневые явления. К морю сместились жилые постройки и даже здание городского театра. Пришлось срочно сооружать подпорные и волноотбойные стенки, буны и подводные волноломы на протяжении почти 30 км вниз по ходу потока наносов. На и сегодня нельзя сказать, что проблема защиты сочинского берега решена.

Важным косвенным фактором, влияющим на ход и интенсивность переноса обломочного материала в верхней части шельфа, могут стать сооружения для защиты берега от размыва волнами и течениями. Возводимые в этих целях, как правило, железобетонные конструкции в целом уменьшают поступление осадочного материала с суши на шельф, нарушают гидродинамику процесса и создают условия для донного размыва. Так, на пицундском аккумулятивном выступе, сформированном вдольбереговым потоком наносов р. Бзыбь, на закруглении мыса в 1967 г. было возведено очень близко к урезу семь многоэтажных пансионатов, причем при размещении двух корпусов была захвачена даже тыльная сторона пляжа. Перед корпусами возвели стенку вертикального профиля. В начале 1969 г. за время двух сильных юго-восточных штормов волны разбили часть этой стенки и повредили первые этажи зданий. Созданные для их защиты большие навалы бетонных массивов и тетраподов смогли в последующие годы противостоять сильным южным штормам. Всего же на Черном море пассивными методами укреплено 135 км берега и каждый год эта цифра возрастает на 15 км [5].

Долгое время укрепление берегов проводилось традиционными берегоукрепительными сооружениями (молы, буны, волноотбойные стены, волноломы, каменные наброски, бермы и т. д.), которые часто вместо пользы приносили вред. Они нарушали естественный режим побережья и провоцировали низовые размывы, причем их стоимость была высокой: на укрепление одного погонного км берега требовалось 2,5 млн руб. Альтернативой такому подходу стала попытка вернуть естественную структуру балансу наносов береговой зоны моря: с помощью искусственной подпитки пляжей максимально приблизить расходы вдольбереговых потоков наносов к их природному значению [319].

Внедрение подобной методики позволило стабилизировать берег на участке 50 км, а на протяжении 60 км побережья снизить ин-

тенсивность отступления суши. Средняя стоимость защиты 1 погонного километра берега составила здесь 1,11 млн руб. В результате отказа от гидротехнических средств защиты берегов было сэкономлено более 70 млн руб. Улучшился ландшафт береговой зоны, упраздняются гидротехнические сооружения, внешний вид которых был чужд природе. Побережье приобретает естественный облик, его стабильность даже при сильных штормах достигается восстановленным природным процессом — гашением волн мощными пляжными отложениями [319].

Несмотря на ежегодно проводимые мероприятия по охране морских берегов (например, за последние 15 лет в Грузии вложения на такого рода работы превысили 70 млн руб. [209]), состояние черноморских пляжей в районах существующих и намечаемых курортов все еще не улучшается [42]. Всего же в настоящее время на стабилизацию старых¹ и создание новых пляжей черноморского побережья бывшего СССР тратится около 40 млн рублей в год [42], а вообще для защиты берегов этого участка требуется около 2 млрд руб [367].

Еще в большей степени пострадали от изъятий наносов пляжи Южного берега Крыма. Крупных рек здесь нет, а малые выносят столь ничтожное количество аллювия, что его едва хватает для формирования узких полосок пляжей.

Печальную известность приобрел пляж в Коктебельской бухте. Все началось с того, что в начале 1960-х годов с пустынной восточной части этого пляжа было вывезено около 1,5 млн т отборного песка [42] и большое количество гальки для строительства внешних подвалов совхоза-завода «Коктебель» [310]. Образовавшийся дефицит наносов за несколько лет был восполнен за счет размыва пляжа западной стороны залива, где сосредоточены все здравницы курорта. В результате была практически уничтожена непреходящая природная ценность этих мест: пляж — гордость Коктебельской бухты — превратился к концу 1960-х годов в малопривлекательный оползневый обрывистый берег с узкой прерывистой полоской пляжа.

Был разработан проект срочного восстановления уникального пляжа. Следовало вернуть хотя бы частично морю то, что было у него забрано — вывезенные песок и гальку. Это обошлось в 1,8 млн руб. [232], но результат оказался плачевным. Причин тому несколько. Во-первых, неудачный выбор источника инертного материала: карьер с большим содержанием глины. В результате только треть сброшенного в море материала приходилась на песок и гальку, остальное — на глину, которая покрыла почти полтора метра слоем дно бухты. Теперь при малейшем волнении некогда чистая и прозрачная Коктебельская бухта превращается в мутный водоем. Во-вторых, проект не удалось реализовать до конца. Расширявшаяся сначала ниточка естественного пляжа не

¹ Для сохранения пляжей крымского побережья требуется ежегодно отсыпать 200 тыс. м³ щебня.

получила предусмотренной проектом ежегодной досыпки песка и гальки. Итог оказался неутешительным — к началу 1980-х годов пляжу вновь угрожало полное исчезновение.

В северо-западной части Черного моря (на участке побережья между мысом Аджиаск и Одесским заливом) исследовалось влияние антропогенного фактора на берега [427]. Было обнаружено, что за последние полвека под влиянием абразионных процессов прибрежная суша теряла в среднем от 4,5 до 5 га в год. В естественных условиях за 1966—1975 гг. эти потери составили 44 га (4,9 га/год). В период 1975—1985 гг., когда антропогенные факторы (влияние портовых и других сооружений) интенсифицировали процессы отступления берегов, потери возросли в 1,6 раза (7,9 га/год) по сравнению с предшествующим десятилетием. Несмотря на локальный характер этого исследования его результаты, как считает автор, могут быть использованы и для оценки ситуации в прибрежной полосе других районов северо-западной части Черного моря.

Большинство песчаных пляжей юго-западной части Черного моря, подпитывающихся речным аллювием, в последние десятилетия отступает. На болгарском участке берега имел место обширный размыв, явившийся результатом развертывания крупномасштабных берегозащитных работ. Однако последние после штормов 1976 и 1977 гг. были резко сокращены. Аналогичные процессы на южном побережье Румынии выражены несколько слабее [58].

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮЖНЫХ МОРЕЙ

Сегодня у нас часто просто нет возможности реально оценить происходящие изменения режима южных морей. Отсутствует соответствующая информация, нет действенной системы геоэкологического мониторинга. С уверенностью можно лишь констатировать, что на Аральском, Каспийском, Азовском и Черном морях сложилась проблемная (местами кризисная) геоэкологическая ситуация. Необходимы незамедлительные и эффективные природоохранные мероприятия¹, научное обоснование которых невозможно без надежно функционирующей системы геоэкологического мониторинга.

Вообще для разработки научных основ контроля состояния морской среды и их реализации с конечной целью сохранения ресурсообразующих функций морских геосистем необходимо, очевидно, создать новую геoinформационную систему, которая объединяла бы все известные ведомственные системы: гидрометеорологическую, геологическую, рыболовную, санитарно-эпидемиологическую и др.

У нас в стране функционирует общегосударственная система наблюдений состояния природной среды (ОГСН), которая рассматривается как часть глобальной системы мониторинга окружающей среды, созданной еще в 1974 г. Создание подобных систем в конечном счете должно было обеспечить новый уровень как исследований природных явлений, так и компетентности при принятии управленческих решений.

Опыт последних десятилетий свидетельствует о том, что на южных морях мониторинг в значительной мере представлял собой формальное накопление фактического материала. Сложившаяся ситуация во многом связана с тем, что предложенная еще в середине 1970-х годов Ю. А. Израэлем информационная система «наблюдения и анализа состояния природной среды, в первую очередь загрязнений и эффектов, вызванных ими в биосфере» [185], исходила из концепции мониторинга как регистратора фактов. Полученные в его рамках сведения были необходимы для регулирования состояния природной среды в основном посредством нормирования уровня загрязнения.

¹ В настоящее время компенсационные мероприятия на внутренних водоемах, по существу, сводятся к воздействию на следующие факторы: а) динамику и размеры материкового притока к водоему, перераспределение последнего по акватории с целью корректировки пространственно-временной изменчивости полей течений, температуры, солености, примесей и т. д.; б) водо- и солеобмен со смежными водоемами; в) испарение путем отчленения части акваторий.

Изучение экологических последствий хозяйственной деятельности человека на морях проводится сейчас по двум основным направлениям. Первое — это оценка уровня загрязнения морских вод, второе — анализ состояния экосистем в этих условиях. В связи с тем что концепция нормирования уровня загрязнения находит широкое применение и термин «ассимиляционная емкость» все чаще можно встретить в научной литературе и уже сделаны попытки подвести под него количественную основу [186], необходимо обратить внимание на три следующих обстоятельства.

1. Значение «ассимиляционной емкости» рассчитывается только как среднее для акватории водоема. И даже в случае, когда поток загрязняющих веществ, поступающих в водоем, оказывается в среднем меньше допустимого предела, весьма вероятно, что одни участки акватории будут сильно загрязнены, а другие окажутся относительно чистыми.

2. Пространственно-временная изменчивость параметров загрязнения на акватории морей не может быть реально оценена по данным существующей сети наблюдений. Станции ОГСН различной категории¹ расположены по акватории морей крайне неравномерно, они часто сгруппированы на отдельных участках прибрежной зоны. Получаемые данные не могут быть оценены статистическими методами: в каждом конкретном районе за год выполняется от 10 до 150 наблюдений (с учетом количества горизонтов отбора проб) [150, 151].

3. Обоснованность установленных норм часто не может не вызывать сомнений в силу того, что наши сведения о природе морей и их самоочищающих свойствах еще весьма ограничены и уже имеются факты непредсказуемых неблагоприятных последствий, вызванных весьма незначительными, согласно имеющимся нормам, концентрациями загрязняющих веществ.

За последние два десятилетия представления о задачах мониторинга окружающей среды уточнялись и дополнялись. Одним из самых последних и, вероятно, наиболее развернутых определений мониторинга можно считать приведенное в «Популярном биологическом словаре» [329]. Оно гласит: «...Мониторинг — слежение за какими-то объектами или явлениями, в том числе биологического характера; в наиболее полном виде — многоцелевая информационная система, основные задачи которой — наблюдение, оценка и прогноз состояния природной среды под влиянием антропогенного воздействия с целью предупреждения о создающихся критических ситуациях (повышение загазованности воздуха выше ПДК и т. п.), вредных или опасных для здоровья людей, благополучия других живых существ и их сообществ, абиотических природных и созданных человеком объектов, процессов и явлений...».

¹ Всего 521 станция (Аральское море — 16, Каспийское — 181, Азовское — 82, Черное — 242).

Отметим, что во всех существующих определениях мониторинга остается открытым вопрос, какова роль мониторинговой информации в механизме принятия управленческих решений. Имеется, правда, точка зрения [237], согласно которой система мониторинга рассматривается как часть народнохозяйственного комплекса, способствующая экономическому развитию. Что понималось до недавнего времени под термином «развитие экономики» — известно (в основном интенсивное наращивание промышленного потенциала). Данные мониторинга состояния и изменения окружающей среды существенно не влияли на решение производственных задач.

Система мониторинга природной среды, как правило, включает в себя три блока: 1) наблюдения за состоянием природной среды¹ и за факторами, воздействующими на нее; 2) оценки состояния природной среды в текущий период; 3) прогноза состояния природной среды. Иногда добавляется блок управления, как в случае мониторинга качества поверхностных вод [113], в состав которого входят подблоки: сбора репрезентативной первичной информации о состоянии водных объектов; обработки данных, направленной на «сжатие» информации о текущем состоянии водных объектов и моделирование его возможных изменений; управления качеством воды путем принятия и проведения решений по видам и интенсивности «управляющих воздействий».

Учитывая необходимость геоэкологического подхода к исследованиям морей [78], целесообразно рассмотреть «геосистемный», или «геоэкологический», мониторинг, предложенный И. П. Герасимовым [120]. Основную задачу этого вида мониторинга Герасимов видел в наблюдениях, во-первых, за изменениями в главных природных геосистемах, формирующих окружающую среду, и, во-вторых, за трансформацией данных геосистем в природно-технические системы. Такой мониторинг не только фиксирует естественные и антропогенные изменения в окружающей среде, но и помогает достигнуть экологического равновесия в условиях интенсивной хозяйственной деятельности.

Указанный подход в нашем случае означает геоэкологический мониторинг южных морей как целостных геосистем, находящихся во взаимодействии с другими смежными природными системами, а также последствий хозяйственного использования морских природных ресурсов и иной деятельности человека на морях. Предметом геоэкологического мониторинга южных морей можно считать их возобновимые природные ресурсы, используемые человеком в хозяйственной деятельности, и все те факторы, которые воздействуют на такое использование.

¹ Почти во всех отечественных публикациях по общим проблемам мониторинга природной среды почему-то молчаливо предполагается, что получаемые в рамках мониторинга данные наблюдений отвечают современному уровню развития науки. При этом высказываются лишь пожелания относительно совершенствования сети наблюдений и измерительной аппаратуры.

Сложность процессов, происходящих в конкретной природно-антропогенной обстановке, серьезные трудности в организации и проведении натурных наблюдений не позволили к настоящему времени разработать на должном уровне один из основных блоков мониторинга — научно обоснованную систему наблюдений. Она на сегодняшний день должна включать четкий перечень определяемых параметров, схему пространственного размещения точек наблюдений и время их проведения (пространственно-временное размещение сети), а также согласованные с этой сетью требования к точности измерений тех или иных параметров. Таким образом, при планировании и проведении натурных наблюдений нельзя упускать из виду два важнейших момента. Во-первых, то, что имеет место принципиальная ограниченность информации, определяемая конкретным пространственно-временным разрешением сети наблюдений, и, во-вторых, необходимость согласования с этой сетью погрешности, с которой должны проводиться такие наблюдения, т. е. обоснование выбора методики и приборов.

Основную цель геоэкологических исследований на рассматриваемых морях можно понимать как диагностику изменения их природных условий под воздействием естественных и антропогенных факторов, включая экологические прогнозы и соответствующие практические рекомендации. Эти исследования должны проводиться одновременно с исследованиями в бассейнах впадающих в моря рек, а также в контактных зонах (дельты, прибрежные участки, фронтальные разделы и т. д.) между континентальными и морскими звеньями такой единой системы.

Таким образом, программа геоэкологического мониторинга, например, региона Каспийского моря может включать два крупных раздела: «Дельты» и «Бессточный берег» [238], — в составе которых (в той или иной комбинации) отслеживаются взаимосвязанные комплексы: речной водосбор, дельта, авандельта, шельф, открытое море. Для этих комплексов имеет место специфический набор экологических проблем, которые по отдельности вообще не могут существовать.

Имеющаяся сеть стационарных наблюдений в том же Каспийском регионе не позволяет получать отвечающую современным требованиям информацию о пространственно-временной изменчивости характеристик происходящих здесь абиотических и биотических процессов, особенно параметров антропогенного загрязнения. На Каспийском море научно-исследовательские суда бывших Госкомгидромета и Минрыбхоза проводили и продолжают проводить регулярные (в основном в летний сезон) наблюдения на стандартных разрезах. Расстояние между станциями на разрезах часто превышает 50 км, разрезы же отстоят один от другого более чем на 100 км, в то время как характерные для Каспийского моря синоптические вихри имеют размеры от 15 до 20 км, т. е. существующая сеть станций не в состоянии «уловить» влияние таких вихревых образований (по существующим представлениям, весьма значительное) на формирование гидрофизических полей,

а также тесно связанных с этими полями параметров загрязняющих веществ и биопродуктивности.

В таких условиях разрабатываемая и уже частично используемая в нашей стране высокочувствительная аппаратура для контроля за состоянием водных объектов может не дать желаемого эффекта. Так, например, при исследованиях качества воды в настоящее время и в обозримом будущем отбираемые пробы (дискретные как по времени, так и по пространству) будут, скорее всего, основным источником информации. Если будет продолжена практика их отбора без учета пространственно-временной изменчивости изучаемых процессов и явлений, то это приведет к заведомо большим искажениям по сравнению с теми, которые возникают при последующих аналитических определениях. В этом случае значительные силы и средства, затрачиваемые на создание современных приборов и установок (при неизменности принципов измерений и количества пунктов наблюдений), могут оказаться выброшенными на ветер.

В Северном Прикаспии, например, несмотря на всю остроту сложившейся экологической обстановки, имеется лишь один биосферный заповедник в дельте Волги. Данные его наблюдений нельзя считать репрезентативными для северо-восточного и северо-западного участков побережья Северного Каспия. На последнем участке действует всего три гидрометпоста (без биохимических и биосферных наблюдений), а на первом — от дельты Урала до полуострова Бузачи — вовсе нет стационарных постов, где бы регистрировались уровень моря, метеобстановка и загрязнение вод.

Для южных морей не накоплено достаточного количества материалов натуральных наблюдений, а качество имеющихся, как правило, не удовлетворяет современным требованиям. Пополнение экспедиционных данных даже при самых благоприятных условиях (работа НИС всех ведомств по единой программе) вряд ли сможет в обозримом будущем создать основу для существенного пополнения существующих представлений о пространственно-временной изменчивости характеристик гидрофизических и других полей водоема. К тому же нет уверенности, что удастся быстро освободиться от недостатков используемых сегодня методик проведения экспедиционных работ. Однако новые экспериментальные данные крайне необходимы для указанных выше контактных зон, обладающих наибольшей пространственно-временной изменчивостью параметров режима. Эти зоны весьма чувствительны к воздействиям водохозяйственных мероприятий и их последствиям. Но для выполнения такой задачи нет соответствующих плавсредств, измерительной аппаратуры. Здесь может помочь широкое привлечение аэрокосмических методов изучения водоемов и прилегающих к ним территорий, а также применение полигонного подхода в морских исследованиях.

При общем дефиците достоверных и сравнимых между собой инструментальных наблюдений наибольшее их число приходится все же на гидрофизику моря, т. е. имеются наиболее благоприят-

ные предпосылки для изучения и прогнозирования гидрофизического режима моря. И, скорее всего, современное представление о структуре и динамике вод морей — это то единственное, что может быть положено в основу всего комплекса их геоэкологических исследований.

В таких условиях одной из первоочередных задач является проведение инвентаризации данных натуральных измерений характеристик морской среды, включая количество и состав биоты, а также свойств донных осадков особенно на мелководьях, где сосредоточены живые ресурсы, ведется их интенсивный промысел. При весьма незначительном объеме текущей информации существенно возрастает (все чаще становится определяющей) роль исторического мониторинга (банка данных), в первую очередь, для суждений о естественном ходе природных процессов. Однако для Каспийского моря, к примеру, все еще не создан единый, общедоступный, отвечающий современным требованиям банк данных. И, как следствие, для этого моря до сих пор нет надежной схемы даже средних течений, не говоря уже о сезонных.

Геоэкологические исследования и мониторинг южных морей, вероятно, следует совершенствовать путем развития и модернизации уже существующих служб наблюдений и традиционных подходов, для чего, в первую очередь, необходимо [237]:

провести обобщение и критический анализ (с единых методических позиций) всех имеющихся данных и материалов о природе морей, их природоресурсном потенциале;

выработать приоритеты хозяйственного освоения природоресурсного потенциала морей;

в соответствии с установленными приоритетами определить перечень фиксируемых наблюдениями параметров, входящих в состав геоэкологического мониторинга, причем в рамках мониторинга должны быть взаимоувязаны система наблюдений и вопросы их обработки и анализа с целью оценки и прогнозирования режима моря.

Другими словами, геоэкологический мониторинг морей помимо собственно системы наблюдений включает в себя «ячейки» оценки и прогнозирования. Отсюда система наблюдений должна предоставлять данные, которые подходят для решения задач оценки (как в чисто техническом плане — применение аппарата математической статистики, классификации информации по нуждам потребителей и т. п. — так и в смысле выяснения ряда трудноформализуемых вопросов, а именно: благополучное или неблагоприятное состояние экосистемы, наличие и мощность ассимиляционной емкости водоемов) и прогнозирования.

Выбор используемых для целей прогнозирования математических моделей в большой степени определяется сейчас практическими возможностями системы наблюдений и банка данных. Принятые модели согласуют экспериментальную информацию как по содержанию, так и по точности отдельных измерений. Проблемы геоэкологического мониторинга нельзя отрывать от проб-

лем проектирования системы математических моделей: это две стороны одной медали [237].

К примеру, имеющийся опыт математического моделирования гидрофизических процессов в морях и озерах (см., например, широко известные работы А. С. Саркисяна и его коллег) показывает, что в настоящее время основная трудность заключается не в создании и отладке новых моделей, а в концентрации сил и средств для быстреего применения имеющихся апробированных моделей при условии наличия в банке исходных данных необходимых сведений о пространственно-временной изменчивости параметров водоема.

Безусловно, что конечные цели системы геоэкологического мониторинга (обеспечение контроля состояния морской среды и рационального использования ее природно-ресурсного потенциала) связаны с решением социально-экономических задач и политикой государственных органов, осуществляющих эти задачи. Последние, в свою очередь, влияют на функционирование системы геоэкологического мониторинга.

Вместе с тем такое функционирование находится в непрерывной взаимосвязи с исследованиями, которые проводятся многочисленными организациями гидрометеорологического, геолого-геофизического, биологического и географического профиля. Хотя часть таких исследований может непосредственно и не входить в систему геоэкологического мониторинга, но обязательно должна существовать продуманная координация ученых и специалистов указанных организаций для компетентного выполнения задач мониторинга. При этом следует постоянно совершенствовать систему отбора проб, методику их анализа для получения достаточной и надежной информации о состоянии морской среды. Сравнение же результатов моделирования с данными наблюдений позволит, с одной стороны, судить об адекватности принятых моделей и, с другой наметить пути совершенствования и удешевления системы наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сегодня ни у кого не может вызывать возражений тот факт, что за последние десятилетия режим Аральского, Каспийского, Азовского и Черного морей претерпел существенные изменения. Не последнюю, а, может быть, главную роль сыграла здесь хозяйственная деятельность человека на акваториях морей и особенно в их бассейнах. Происшедшие неблагоприятные изменения в основном связаны с уменьшением притока речных вод, нарушением внутригодового хода их поступления в моря, загрязнением морских вод дренажными, сбросными и сточными водами. Одновременно происходит деградация водных экосистем, сопровождающаяся, как правило, заметным снижением биологической продуктивности, ухудшаются рекреационные и санитарные условия прибрежных зон. На прилегающих к морским водоемам территориях меняется климат, а в ряде случаев дело доходит до неблагоприятных социально-экономических последствий.

Зафиксированные наблюдениями сокращения речного притока к морям, даже если они целиком вызваны антропогенными воздействиями, составляют все же какую-то часть от его суммарной величины (включая, конечно, ситуацию на Аральском море). В таком случае трудно говорить о непосредственном влиянии потерь стока на основные параметры режима всего водоема, например, на средние течения. Этот вывод оказывается справедливым и для некоторых областей рассматриваемых морей, например, для обладающих известной автономностью северо-западной части Черного моря и северной части Каспия. В них средняя картина распределения свойств морской воды испытывает под влиянием колебаний объема материкового стока сравнительно слабые изменения во времени и пространстве, исключая районы непосредственного воздействия стока — лиманы и вплотную примыкающие к дельтам крупных рек участки морских акваторий. В любом случае обусловленное, например, антропогенными факторами уменьшение стока рек, а также сдвиги в сезонном ходе стока сказываются (как в мелководных, так и в глубоководных частях морей) прежде всего на особенностях распределения солености по глубине и пространству. Это явление — нарушение исторически сложившейся стратификации вод — является, скорее всего, основным результатом трансформации режима южных морей в условиях антропогенного стресса. Именно с ним связаны изменения в газовом режиме (развитие заморных явлений на шельфе и материковом склоне) и балансе питательных веществ. Хозяйственная деятельность приводит, как правило, к уменьшению объема речного сто-

ка и в то же время к увеличению поступления вместе с ним в моря все возрастающих количеств загрязняющих веществ.

Размеры «нежелательных изменений» в состоянии экосистем южных морей различны [236]. Например, исторически сложившаяся экосистема Аральского моря полностью деградировала, а экосистема Черного моря пока не слишком сильно затронута антропогенным воздействием. Сегодня еще нет возможности вести наблюдения (мониторинг) за экосистемой Черного моря как за целостным объектом, что вносит неопределенность при выделении последствий антропогенного влияния на фоне естественных флуктуаций экосистемы. Возможно, в этом главная причина встречающихся все чаще диаметрально противоположных оценок одних и тех же событий, когда одни специалисты провозглашают экологическую катастрофу черноморской экосистемы, а другие, уверенные, что большинство выявленных нарушений экосистемы связано с естественными колебаниями природных факторов, обвиняют первых в «экологической истерике». Как всегда, истина лежит где-то посередине: о катастрофе говорить рано, но состояние черноморской экосистемы тревожное [101].

Каспийское и Азовское моря в отношении антропогенных нарушений их экосистем занимают как бы промежуточное положение между Черным и Аральским морями. Колебания среднего уровня Каспия, осолонение его вод и интенсификация процессов обмена в толще вод глубоководной части моря, а также уменьшение притока питательных веществ с речными водами обусловили до 1980-х годов (в основном в Северном Каспии) падение биологической продуктивности на всех уровнях и ухудшение кормовой базы рыб. Однако отмеченные отклонения в процессах биологического продуцирования нельзя считать необратимыми. Можно думать, что и антропогенные нарушения экосистемы Азовского моря еще сравнительно невелики. Они могут быть скомпенсированы при благоприятной пространственно-временной изменчивости характеристик гидрофизического и гидрохимического режимов моря. Впрочем здесь, как и в Северном Каспии, следует помнить о практически не контролируемом сливе в водоемы ядовитых веществ с полей и особенно рисовых чеков, не говоря уже о «традиционном» наборе промышленных и бытовых отходов, информация о котором только начинает с большим трудом пробиваться в справочные и научные издания, а также в средства массовой информации. Теперь мы уже многое знаем об экологической катастрофе в районе Аральского моря. Последствия подобной катастрофы в районе Азовского моря могут быть ничуть не меньше. И даже масштабнее хотя бы по одной причине: на берегах Арала проживают десятки тысяч людей, а на берегах Азова — десятки миллионов.

Сегодня, по-видимому, нет смысла продолжать искать виноватых в том, что произошло на южных морях. Кто возьмется всерьез оспаривать необходимость постройки плотин, развития орошаемого земледелия и удобрения полей? Продолжающийся процесс за-

регулирования стока рек вряд ли удастся приостановить. Можно ли быть уверенным в том, что в ближайшем будущем произойдет снижение загрязнения морей вследствие более рационального использования, бережного хранения и транспортировки удобрений на суше, наладится очистка сточных вод? На все эти вопросы трудно ожидать скорых и положительных ответов. Вместе с тем уже давно следовало бы перейти от пассивной констатации к активному осуществлению мер по охране природы Аральского, Каспийского, Азовского и Черного морей. Успех подобных мероприятий во многом, если не полностью, определяется их научным обоснованием.

Однако в настоящее время количество и особенно качество накопленных данных наблюдений резко ограничивают возможности применения современных методов (в частности, математического моделирования) для оценки и прогноза реакции водоемов на возрастающее антропогенное давление. Такую задачу не позволяет в полной мере решить и та информация, которая поступает от действующей сети наблюдений. Все это необходимо учитывать при планировании исследований на южных морях, организации их мониторинга и особенно при выдаче научно обоснованных рекомендаций по минимизации негативных последствий как на самих морях, так и на окружающих их территориях.

Безусловно, любое вмешательство в жизнь морей следует основывать не только на знании особенностей их режима, но и на всестороннем понимании механизма, поддерживающего в равновесии такие сложные динамические системы. Накопленные почти за 100 лет знания о природе Черного моря вроде бы давали право на активное потребление его богатств (рыбных, рекреационных, водных, минеральных и т. д.). Итог, как известно, оказался плачевным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аббакумов В. П. Влияние дноуглубительных работ на экологию рыб Волго-Каспийского бассейна//Водные биоресурсы и экология гидробионтов. М., ВНИИПРХ. 1990. Вып. 59. 187 с.
2. Абрамов Б. Н. Многолетние колебания содержания кислорода и биогенных элементов в воде Среднего и Южного Каспия//Тр. ВНИРО. 1959. Т. 38, вып. 1. С. 117—133.
3. Аведикова Т. М., Баландина Л. Г., Дубровин И. Я. и др. Со стояние запасов промысловых рыб Азовского бассейна и прогноз их уловов на XII пятилетку//Тез. докл. областной научной конференции по итогам работы АзНИИПРХ в XI пятилетке (4—6 февраля 1986 г.). Ростов-на-Дону. 1986. С. 21—23.
4. Айбулатов Н. А., Буданов В. Н., Шуйский Ю. Д. Антропогенный фактор в развитии берегов морей//Водные ресурсы. 1979. № 3. С. 161—172.
5. Айбулатов Н. А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
6. Айзатуллин Т. А., Фашук Д. Я. Белые пятна Черного моря//Природа. 1989. № 1. С. 81—88.
7. Айзатуллин Т. А., Фашук Д. Я. Черное море: катастрофы мнимые и действительные//Природа. 1991. № 1. С. 69—74.
8. Азимов С. А., Керимов А. А., Штейнман Б. С. Процессы дельтообразования рек западного побережья Каспийского моря и вопросы рационального использования природных ресурсов устьевых областей. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 104 с.
9. Акрамов З. М., Рафиков А. А. Прошлое, настоящее и будущее Аральского моря. Ташкент: Мехнат, 1989. 144 с.
10. Аксенова Е. И. Влияние зарегулированного речного стока на фитопланктон Нижнего Дона//Гидробиол. журн. 1972. Т. 8. № 3. С. 34—38.
11. Аладин Н. В., Котов С. В. Естественное состояние Аральского моря и его изменение при антропогенном воздействии//Гидробиологические проблемы Аральского моря. (Тр. Зоол. ин-та АН СССР. Т. 199). Л. 1989. С. 4—25.
12. Алдакимова А. Я. Современное состояние кормовой базы рыб Азовского моря и предстоящие ее изменения в связи с водохозяйственными мероприятиями//Тр. АзНИИПРХ. 1972. Вып. 10. С. 52—67.
13. Алдакимова А. Я. О некоторых закономерностях внутригодовой динамики фитопланктона Азовского моря//Биологические ресурсы Азовского бассейна. Ростов-на-Дону, 1976. С. 71—75.
14. Алдакимова А. Я., Некрасова М. Я., Студенкина Е. И. Гидробиологический режим Азовского моря и его изменения в связи с преобразованием речного стока//Вопросы биогеографии Азовского моря и его бассейна Л., 1977. С. 90—103.
15. Алдакимова А. Я., Мирзоян И. А., Некрасова М. Я. и др. Продуктивность экосистемы Азовского моря и его биотический баланс//Тез. докл. IV съезда Всесоюз. гидробиол. общ. Ч. 1. Киев, 1981.
16. Александров С. В. Отпуск — на море?//Наука и жизнь. 1989. № 5. С. 8—12.

17. Александрова Н. Г., Гильман В. Л. К гидролого-гидрохимической характеристике некоторых участков дельты Днестра//Гидробиол. журн. 1989. Т. 25, № 2. С. 84—87.

18. Алиев Т. А., Басова Т. А. Комплексная оценка процессов опустынивания Приаралья//Освоенные пустыни и горных территорий Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1987. С. 17—21.

19. Алиев А. А., Клименко С. А., Мамедов Н. И. Влияние изменений уровня Каспийского моря на баланс наносов в дельте Куры//III Всесоюз. конф. Динамика и термика рек, водохранилищ и окранных морей. Тез. докл. Ч. 1. М., 1989. С. 316—318.

20. Аллаhverдова Т. С. Численное моделирование течений Северного Каспия//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (3—5 июня 1991 г., г. Гурьев), Гурьев, 1991, с. 82—84.

21. Алмазов А. М. Гидрохимия устьевых областей. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 253 с.

22. Алмазов А. М. Гидрохимический очерк//Биология северо-западной части Черного моря. Киев: Наукова думка, 1967. С. 32—43.

23. Альтман Э. Н., Лабунская Л. С., Агарков А. К. Современный баланс пресных вод северо-западного района Черного моря//Тр. ГОИН. 1978. Вып. 145. С. 3—15.

24. Альтман Э. Н. Водный баланс Черного моря и антропогенные изменения солености его северо-западной части//Матер. конф. «Экология и рациональное использование природных ресурсов Южного региона Украины» (27—28 апреля 1984 г.). Севастополь, МГИ АН УССР. 1984. С. 9—15. Деп. в ВИНТИ 08.10.84 г. № 6611—84.

25. Альтман Э. Н., Кумыш Н. И. Многолетняя и внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря//Тр. ГОИН. 1986. Вып. 176. С. 3—18.

26. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А., Касич Т. Г. Водный, солевой и тепловой балансы Черного моря//III съезд советских океанологов. Секция «Физика и химия океана. Полярная и региональная океанология». Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 20—21.

27. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева В. А. Многолетние тенденции солености и температуры вод Черного моря в связи с изменением стока рек (по данным натурных наблюдений)//Тр. ГОИН, 1988. Вып. 189. С. 39—53.

28. Андреева С. И. Макрозообитос Аральского моря в начальный период его осолонения//Гидробиологические проблемы Аральского моря. (Тр Зоол. ин-та АН СССР. Т. 199). Л., 1989, с. 53—82.

29. Андреев В. В., Якубов Ш. А., Кириллов В. Н. Эколого-генетический мониторинг загрязнений Нижней Волги и Северного Каспия//ДАН СССР, 1990. Т. 314, № 2. С. 505—508.

30. Арипов С. К. Закономерности внутригодовой эволюции взаимосвязанных полей элементов гидрологического режима Аральского моря. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., ЛГМИ, 1989. 14 с.

31. Артюхин Ю. В. Некоторые черты антропогенной эволюции береговых зон южных морей//Южные моря СССР. Географические проблемы исследования и освоения. Л., 1989. С. 103—110.

32. Артыкова Ф. Я., Трофимов Г. Н. Вековые колебания испарения с дельты Амударьи//Тез. докл. Всесоюз. конф. молодых ученых «Пути повышения эффективности использования водных ресурсов в условиях их нарастающего дефицита» (5—9 сентября 1988 г.). Ташкент, САРНИГМЦИ, 1988.

33. Афанасьева Н. А., Карьянов С. В. Состояние загрязненности вод Каспийского моря на современном этапе//Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991 г.). Гурьев. 1991. С. 31—36.

34. Ахмеджанов Х. А., Алиева С. Н. О влиянии Аральского моря на климат некоторых центральных и северных областей Казахстана//Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1987. Вып. 99. С. 29—37.

35. Бабаев А. Г. Основные направления научных исследований аридной зоны СССР//Пробл. освоен. пустынь. 1991. № 3—4. С. 5—15.

36. Бабенко Ю. А., Мусленко Б. А. Влияние возвратного стока оросительных систем на природные ресурсы заливов Черного и Азовского морей// Географические проблемы мелиорации земель Украинской ССР. Киев: Наукова думка, 1987. С. 155—161.

37. Бабушкин Л. Н. Особенности климата низовьев Амударьи//Материалы по производительным силам Узбекистана. Вып. 10. Природные условия и ресурсы низовьев Амударьи. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959.

38. Бадалов А. Б., Ржеплинский Д. Г. Синоптическая трехмерная циркуляция верхнего слоя Каспийского моря//Морской гидрофиз. журн. 1986. № 1. С. 24—28.

39. Байдин С. С. Сток и уровни дельты Волги. М.: Гидрометеонздат, 1962. 337 с.

40. Баклановская В. Ф., Блатов А. С., Перминов С. М., Чель И. И. Численное моделирование влияния изменчивости поля ветра, конфигурации береговой линии и стока Волги на циркуляцию вод Северного Каспия//Каспийское море. Структура и динамика вод. М.: Наука, 1990. С. 31—38.

41. Бардан С. И., Дружинин С. Н., Катунин Д. Н. Об особенностях гипоксии в Северном Каспии//Каспийское море. Структура и динамика вод. М.: Наука, 1990. С. 145—155.

42. Барков Л. К. Влияние антропогенных факторов на прибрежную зону моря//Вопросы экологии и охраны природы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. Вып. 3. С. 18—25.

43. Бахиев А. Б., Новикова Н. М., Шенкарева М. Е. Изменение хозяйственной значимости растительных ресурсов при сокращении обводняемости дельтовых равнин Каракалпакии//Водные ресурсы. 1987. № 2. С. 167—169.

44. Бахиев А. Б., Новикова Н. М., Мамутов Н. Пастбища и сенокосы низовьев Амударьи. Нукус. Каракалпакстан, 1989. 68 с.

45. Бахмалов Ф. Г. Расчет циркуляции вод для некоторых типов штормовых ветров на Северном Каспии//Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1968. № 1. С. 120—125.

46. Безбородов А. А. Гидрохимия зоны взаимодействия аэробных и анаэробных вод в Черном море//Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. Севастополь. 1988. С. 121—147.

47. Безбородов А. А. Тонкая геохимическая структура зоны взаимодействия аэробных и анаэробных вод в Черном море//Комплексные океанографические исследования Черного моря. Севастополь, 1989. С. 131—152.

48. Безбородов А. А., Гокчен С. Л., Еремеев В. Н. и др. Совместная советско-турецкая экспедиция в Черном море//Морской гидрофиз. журн. 1990. № 3. С. 52—55.

49. Безбородов А. А., Еремеев В. Н. Граница сероводорода в Черном море в 20-е и 80-е годы//Морской гидрофиз. журн. 1990. № 5. С. 62—65.

50. Безбородов А. А. Изменчивость положения границы анаэробных вод в Черном море по многолетним данным//Комплексные океанографические исследования Черного моря (гидрология, гидрофизика, гидрохимия). Севастополь. 1990. С. 76—113.

51. Безбородов А. А., Еремеев В. Н. Изменчивость структуры зоны O_2-H_2S в Черном море: «драматическая» или синоптическая?//Морской гидрофиз. журн. 1991. № 1. С. 49—54.

52. Беклемишев К. В., Жирмунский А. В., Зайцев Ю. П. и др. Биология континентального шельфа: использование, охрана и воспроизводство живых ресурсов//Гидробиол. журн. 1982. Т. 18, № 5. С. 3—14.

53. Белов В. П., Филиппов Ю. Г. Расчет изменений динамических характеристик Аральского моря под влиянием падения его уровня//Тр. ГОИН, 1985. Вып. 163. С. 6—19.
54. Бельгнбасв М. Е. Пылесолемер — прибор для улавливания пыли и солей в воздушном потоке//Пробл. освоения пустынь. 1984. № 1. С. 72—74.
55. Беляев В. И. Теоретические проблемы инженерной экологии//Вестник АН УССР. 1978. Т. 4. С. 87—91.
56. Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии//Известия Туркест. отд. Русск. географ. общ. 1908, т. 5, вып. 9. — 580 с.
57. Березовская В. И., Цуникова Е. П., Тевяшева Л. Е. и др. Пути рационального использования Кубанских лиманов//Воспроизводство рыбных запасов Каспийского и Азовского морей. М., ВНИРО. 1984. С. 133—142.
58. Бёрд Э. И. Ф. Изменение береговой линии (глобальный обзор). Л.: Гидрометеонздат, 1990. 255 с.
59. Бирштейн Я. А. Вероятные изменения гидробиологического режима Каспийского моря//Тр. Всесоюз. гидробиол. общ. 1953. Т. 5. С. 3—12.
60. Блатов А. С., Косарев А. Н., Тужилкин В. С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами//Водные ресурсы. 1980. № 6. С. 71—82.
61. Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеонздат, 1984. 239 с.
62. Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Л.: Гидрометеонздат, 1956. 252 с.
63. Блинов Л. К. Некоторые задачи гидрохимии морских устьевых областей//Тр. ГОИН. 1960. Вып. 52. С. 5—26.
64. Богданова А. К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор//Биология моря. Киев: Наукова думка, 1972. Вып. 27. С. 25—32.
65. Богуславский С. Г., Березовский А. А. Математические модели изменений гидрологического режима Черного моря с учетом природных и антропогенных факторов//Комплексные исследования Черного моря. Севастополь. 1984. С. 11—19.
66. Богуславский С. Г., Котовщиков Б. Б. Формирование современного поля солёности Черного моря//Океанология. 1984. Т. 24, № 3. С. 410—416.
67. Богучарсков В. Т., Иванов А. А. Дельта Кубани. Ростов-на-Дону, Изд-во Гос. ун-та, 1979. 108 с.
68. Большаков В. С. Трансформация речных вод в Черном море. Киев, 1970. 86 с.
69. Большов А. А. Изменения гидрохимического режима приустьевых вод моря р. Урал в период подъема уровня Каспийского моря (1977—1990 гг.)//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (3—5 июня 1991 г., г. Гурьев). Гурьев. 1991. С. 66—67.
70. Боровский В. М. Усыхание Аральского моря и его последствия//Изв. АН СССР. Сер. географ., 1978, № 5. С. 35—44.
71. Боровский В. М., Волков А. Н., Некрасова Т. Ф. Соленакопление и прогноз изменения структуры почвенного покрова в условиях аридизации//Антропогенное опустынивание почв Приаралья. Алма-Ата: Наука, 1984.
72. Бордовский О. К. Перемены в гидрохимическом режиме Каспия//Природа. 1986. № 4. С. 16—19.
73. Бордовский О. К. Эволюция гидрохимических условий в Каспийском море//ДАН СССР, 1987. Т. 294, № 2. С. 441—444.
74. Бортник В. Н. Изменение плотности и вертикальной устойчивости Аральского моря//Тр. ГОИН. 1979. № 143. С. 18—25.
75. Бортник В. Н. Современные и прогнозируемые изменения гидрологических, гидрохимических и гидробиологических условий Аральского моря//Водные ресурсы. 1983. № 5. С. 3—16.

76. Бортник В. Н., Друмсва Л. Б. Метаморфизация солевого состава вод Аральского моря при их концентрировании в естественных условиях//Тр. ГОИН. 1986. Вып. 168. С. 53—62.

77. Бортник В. Н., Лучков В. П. Изменение состояния залива Кара-Богаз-Гол в условиях ограниченной подачи морских вод//Метеорол. и гидрол., 1988. № 9. С. 113—119.

78. Бортник В. Н., Кукса В. И. Современное геоэкологическое состояние Аральского моря и возможности регулирования его режима//Материалы к IX съезду ГО СССР. Л.: Изд-во ГО СССР, 1990. С. 104—105.

79. Бортник В. Н. Водный баланс залива Кара-Богаз-Гол в естественных и регулируемых условиях//Тр. ГОИН. 1991. Вып. 183. С. 3—18.

80. Бортник В. Н., Кукса В. И., Цыцарин А. Г. Современное состояние и возможное будущее Аральского моря//Изв. АН СССР. Сер. географ. 1991. № 4. С. 62—68.

81. Бронфман А. М., Дубинина В. Г., Макарова Г. Д. Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря. М.: Пищевая промышленность, 1979. 288 с.

82. Бронфман А. М., Хлебников Е. П. Азовское море. Основы реконструкции. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. — 271 с.

83. Бруевич С. В. Гидрохимические черты Каспийского моря//Природа. 1938. № 4. С. 16.

84. Брянцев В. А., Фащук Д. Я., Себах Л. К. Причины интенсификации и перспективы развития черноморских заморов//Антропогенное эвтрофирование природных вод: Тез. докл. на III Всесоюз. симпоз. (Москва, сентябрь 1983 г.). Черноголовка, 1983. С. 14—16.

85. Брянцев В. А., Новоселов А. А., Фащук Д. Я. О структуре верхней границы сероводородного слоя Черного моря//Океанология. 1988. № 3. С. 405—410.

86. Булгаков Н. П., Голубев Ю. Н., Куфтарков А. Ю. Реакция вертикальных профилей кислорода и сероводорода на изменение составляющих водного баланса Черного моря//Морской гидрофиз. журн. 1990. № 6. С. 59—64.

87. Бурлакова З. П., Еремеева Л. В., Крупаткина Д. К. и др. Распределение и элементный состав взвешанного вещества в западной и северо-западной частях Черного моря//Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. Севастополь. 1988. С. 162—172.

88. Бухарини П. И. Трудная нефть Каспия//Человек и стихия (научно-популярный гидрометеорологический сборник на 1989 г.). Л.: Гидрометеоиздат, 1988. С. 105—107.

89. Бухарини П. И. Характеристика качества вод низовьев Волги и Северного Каспия//Водные ресурсы. В печати.

90. Быстрицкая Т. Л. и др. Почвы и первичная биологическая продуктивность степей Приазовья. М., 1975.

91. Вакуловский С. М. и др. Пространственное распределение и баланс ^3H и ^{137}Cs в Черном море в 1977 г.//Атомная энергия. 1980. Т. 49, № 2. С. 105—108.

92. Величко Е. Б. Судьба Правобережья Кубани//Актуальные вопросы экологии и природы Азовского моря и Восточного Приазовья//Тез. докл. науч.-практич. конф. Краснодар. 1990. Ч. 2. С. 200—201.

93. Винецкая Н. И. Первичная продукция Северного Каспия//Тр. КаспНИРХ, 1965. Т. 18. С. 21—34.

94. Винецкая Н. И. Фосфатный фосфор и первичная продукция северной части Каспийского моря//Химические процессы в морях и океанах. М., 1966. С. 145—151.

95. Виноградова Е. Г. Гидрохимический режим Азовского моря в 1951—1953 гг.//Тр. ВНИРО. 1955. Т. 31, вып. 1, с. 62—79.

96. Виноградов Л. Г. Количественные связи между развитием северокаспийского бентоса и элементами гидрологического режима//Тр. океанограф. комиссии АН СССР, 1960. Т. 10, № 4. С. 31—32.

97. Виноградов М. Е. Современные тенденции изменения экосистемы Черного моря//Вестник АН СССР. 1987. № 10. С. 56—67.

98. Виноградов М. Е. Вертикальная зональность экосистемы пелагиали Черного моря//ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 3. С. 717—721.

99. Виноградов М. Е., Симонов А. И. Изменение экосистемы Черного моря//III съезд советских океанологов. Пленарные доклады. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 61—75.

100. Виноградов М. Е., Шущкина Э. А., Мусаева Э. И., Сорокин П. Ю. Новый вселенец в Черное море — гребневик *Mnemiopsis leidyi* (A. Agassiz) (*Ctenophora lobata*)//Океанология. 1989. Т. 29, вып. 2. С. 293—299.

101. Виноградов М. Е. Взорвется ли Черное море?//Наука и жизнь. 1990. № 3. С. 59—64.

102. Виноградов М. Е., Налбандов Ю. Р. Влияние изменений плотности воды на распределение физических, химических и биологических характеристик экосистемы Черного моря//Океанология. 1990. Т. 30, № 5. С. 769—777.

103. Виноградов М. Е. Верхняя граница сероводородных вод и тенденции изменения глубины ее залегания в Черном море//Океанология. 1991. Т. 31, № 3. С. 414—420.

104. Вишневецкий С. Л., Ткаченко Ю. Ю., Коновалов С. Н., Милан Н. С. Влияние некоторых факторов на продуктивность прибрежных вод восточной части Черного моря//Современные проблемы промысловой океанологии. Тез. докл. VIII Всесоюз. науч. конф. (Ленинград, 15—19 октября 1990 г.) Л., 1990. С. 55—56.

105. Войцехович О. В. Радиоактивное загрязнение бассейна Диепра//Природа. 1991. № 5. С. 52—56.

106. Волков И. И., Виноградов М. Е., Лукашев Ю. Ф. О слое сосуществования кислорода и сероводорода в глубоководной части Черного моря//ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 2. С. 475—479.

107. Воловик С. П. Продуктивность и проблемы управления экосистемой Азовского моря. Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1985. 50 с.

108. Воробьева Л. В. Изучение интерстициальной мейофауны//Биология моря. 1977. № 43. С. 64—68.

109. Воробьева Л. В., Синегуб П. А. Макро- и мейобентос биоценозов опресненных районов северо-западной части Черного моря. Ин-т биологии южных морей АН УССР, Одесс. филиал. — Одесса, 1990, 19 с. Деп. в ВИНТИ 09.02.90, № 739—В90.

110. Воропаев Г. В., Косарев А. Н. Современные проблемы Каспийского моря//Природа, 1981. № 1. С. 61—68.

111. Воропаев Г. В., Благоверов Б. Г., Исмаилов Г. Х. Экономико-географические аспекты формирования территориальных единиц в водном хозяйстве страны. М.: Наука, 1986. 293 с.

112. Вухрер В. В. Первичное зарастание обсыхающего побережья Арала//Пробл. освоен. пустынь. 1979. № 2. С. 66—70.

113. Гаврилов И. Т. Теоретические основы и экспериментальные исследования качества природных вод//Географическое прогнозирование и охрана природы. М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 22—34.

114. Гальперин Р. И. Об изменении ледового режима нижнего течения Сырдарьи в связи с изъятием стока//Тр. КазНИГМИ. 1988. Вып. 102. С. 71—79.

115. Гарькавая Г. П., Буланая З. Т., Богатова Ю. И. Роль речного стока в антропогенном эвтрофировании шельфовой области Черного моря//Антропогенное эвтрофирование природных вод: Тез. докл. на третьем Всесоюз. симпозиуме. (Москва, сентябрь 1983 г.). Черноголовка. 1983. С. 235—236.

116. Гарькавая Г. П., Богатова Ю. И. Современный гидрохимический режим северо-западной части Черного моря//Тез. докл. IV Всесоюз. конф. по промышленным беспозвоночным. М., 1986. С. 4—5.

117. Гат Д. Р., Штейхорн И. Мертвое море//В мире науки. 1983. № 12. С. 48—57.

118. Геллер С. Ю. Некоторые аспекты проблемы Аральского моря//Проблема Аральского моря. М.: Наука, 1969. С. 5—25.

119. Гельдыева Г., Будникова Т. Ландшафты казахстанской части Приаралья//Арал: сегодня и завтра. Алма-Ата: Кайнар, 1990. С. 144—182.

120. Герасимов И. П. Геосистемный мониторинг//Актуальные проблемы охраны окружающей природной среды в Советском Союзе и Федеративной Республике Германия. Науч. симпозиум. Мюнхен, 1981. С. 774—782.

121. Герасимов И. П., Кузнецов Н. Т., Кесь А. С., Городецкая М. Е. Проблема Аральского моря и антропогенного опустынивания Приаралья//Пробл. освоен. пустынь. 1983. № 6. С. 22—33.

122. Гертман И. Ф., Голубева З. А. Моделирование реакции термодинамической структуры вод Черного моря на альтернативные тенденции стока рек//Тр. ГОИН. 1988. Вып. 189. С. 54—65.

123. Герштанский Н. Д. Сгонно-нагонные изменения уровня и затопление берега в восточной части Северного Каспия//Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991 г.), Гурьев, 1991, с. 77—78.

124. Гидрометеорологические проблемы Приаралья/Под ред. Г. Н. Чичасова. Л.: Гидрометеоздат, 1990.—277 с.

125. Глушко Т. А. Влияние колебаний уровня Каспийского моря на формирование ландшафтов северо-восточного побережья//Пробл. освоен. пустынь. 1989. № 5. С. 25—32.

126. Глушко Т. А., Молчанова Л. В. Формирование природных комплексов побережий Южного Каспия//География и природные ресурсы. 1991. № 3. С. 170—176.

127. Голлицын Г. С., Панин Г. Н. Еще раз об изменениях уровня Каспийского моря//Вестник АН СССР. 1989, № 9. С. 59—63.

128. Гололобов Я. К. О мощности кислородно-сероводородного слоя в Черном море//Гидрохимические материалы. 1953. Т. 21. С. 3—9.

129. Гоптарев Н. П., Бортник В. Н., Шереметьевская О. И. О методе долгосрочного прогноза среднегодовой солёности Аральского моря//Тр. ГОИН. 1985. Вып. 163. С. 4—9.

130. Городецкая М. Е., Кесь А. С. Влияние снижения уровня Аральского моря на природную среду равнин Приаралья (хроника)//Изв. АН СССР. Сер. географ. 1978. № 5. С. 156—160.

131. Грезе В. Н., Поликарпов Г. Г., Романенко В. Д. и др. Природа Украинской ССР. Киев: Наукова думка, 1987. 224 с.

132. Григорьев Б. Ф., Гильман Е. В., Гильман В. Л. и др. Итоги гидробиологических исследований устьевых областей южных рек Украины//Самочищение, биопродуктивность и охрана водоемов и водотоков Украины: Тез. докл. III республ. конф. Украинск. фил. Всесоюз. гидробиол. общ. (Черновцы, 20—23 мая, 1975 г.). Киев, 1976. С. 39—42.

133. Григорьев Ал. А., Липатов В. Б. Пылевые бури в Приаралье по данным космической съемки//Развитие и преобразование природной среды Л., 1979.

134. Григорьев Ал. А., Липатов В. Б. Распространение пылевого загрязнения в Приаралье по наблюдениям из космоса//Изв. АН СССР. Сер. географ. 1983. № 4. С. 73—77.

135. Григорьев Ал. А. Крупномасштабные изменения природы Приаралья по наблюдениям из космоса//Пробл. освоен. пустынь. 1987. № 1. С. 16—22.

136. Грязнова Т. Н. Развитие рельефа на обсохшем дне Аральского моря и становление единой Кызыл-Аральско-Каракумской пустыни//Научно-технический прогресс в пустыне. Тез. докл. V Всесоюз. науч. конф. (Ашхабад, 14—16 октября 1986 г.). Ашхабад: Ылым, 1986. С. 13—14.
137. Губина Г. С. Влияние изменения некоторых абиотических факторов на фитопланктон Азовского моря//Тез. докл. симпози. по химическим основам биологической продуктивности Мирового океана и морей СССР. М. 1976. С. 54—56.
138. Губина Г. С., Копец В. А. Влияние солености воды на планктон Тагарского залива//Тез. докл. науч. конф. по итогам работы АЗНИИРХ в X пятилетке. Ростов-на-Дону, 1981.
139. Дацко В. Г., Гуссейнов М. М. О содержании биогенных элементов и органического вещества в водах нижнего течения р. Дон по наблюдениям за 1956—1957 гг.//Гидрохим. материалы. 1959. Т. 29. С. 54—67.
140. Демсева Л. А. Флора и растительность побережий и осушенного дна Аральского моря. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Алма-Ата. 1990. 27 с.
141. Денисова А. И. Образование и методика прогноза гидрохимического режима дисперсных водохранилищ. Киев: Наукова думка, 1979. 280 с.
142. Днепровско-Бугская эстуарная экосистема/В. Н. Жукинский, Л. А. Журавлева, А. И. Иванов и др.//Под ред. Ю. П. Зайцева. Ин-т гидробиологии АН УССР. Киев: Наукова думка. 1989. 240 с.
143. Доброродная З. А., Ходжаян Г. П. Загрязнение вод Каспия фенолами и нефтепродуктами//Рекреационные ресурсы Каспийского моря (проблемы использования и охраны). М.: Наука. 1989. С. 65—67.
144. Дружинин С. Н., Косарев А. Н., Кузьмичева В. И., Перминов С. М. Комплексные экспедиционные исследования Каспийского моря//Водные ресурсы. 1988. № 5. С. 171—179.
145. Друмева Л. Б. Особенности солевых составов и соотношения между хлорностью, соленостью и электропроводностью вод замкнутых и полужамкнутых морей. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1983. 21 с.
146. Друмева Л. Б., Цыцарин А. Г. Современный солевой состав Азовского и Аральского морей//Метеорол. и гидрол. 1984. № 3. С. 112—115.
147. Дубинина В. Г. Сбереечь воду для потомков//Рыбное хозяйство. 1990. № 6. С. 50—52.
148. Духовенко Г. С., Хомулю А. П. Пестицидное загрязнение Ахтарского и Курганского лиманов//Актуальные вопросы экологии и природы Азовского моря и Восточного Приазовья. Сб. тез. науч.-практич. конф. Краснодар. 1990. Ч. 2. С. 236—238.
149. Духовный В. А., Разаков Р. М., Рузнев И. Б., Косназаров К. А. Проблема Аральского моря и природоохранные мероприятия//Пробл. освоения пустынь. 1984. № 6. С. 3—15.
150. Ежегодник качества морских вод по гидрохимическим показателям за 1989 г. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1990. 279 с.
151. Ежегодник качества морских вод по гидрохимическим показателям за 1990 г. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1991. 277 с.
152. Елецкий Б. Д., Кулий О. Л. Формирование гидрохимического режима водотоков и водоемов дельты Кубани в условиях усиленного антропогенного влияния, соответствие его требованиям рыбного хозяйства//Тез. докл. обл. науч. конф. по итогам работы АЗНИИРХ в XI пятилетке (Ростов-на-Дону, 4—6 февраля 1986 г.). С. 102—104.
153. Елецкий Б. Д. Эвтрофирование кубанских лиманов под влиянием антропогенных воздействий//Антропогенные воздействия на прибрежно-морские экосистемы. М. 1986. С. 96—108.
154. Емельянова О. В., Безбородов А. А. К вопросу об источниках сероводорода в Черном море//Комплексные океанографические исследования Черного моря (гидрология, гидрофизика, гидрохимия). Севастополь, МГИ АН УССР, 1990. С. 128—137.

155. Еременко В. Я. Вещества, сбрасываемые водой р. Дон в Азовское море//Гидрохимические материалы. 1949. Т. 15. С. 80—133.

156. Живогляд А. Ф., Русаков Г. В. Влияние изменений гидрологического режима на экосистемы авандельты р. Волга//Влияние гидрологического режима на экосистемы авандельты р. Волга. Тез. докл. Сыктывкар. 1987. Ч. 2. С. 40—41.

157. Журавлева Л. А. Влияние атмосферной циркуляции на внутригодовое распределение солености вод в Днепровско-Бугском лимане//Гидробиол. журн. 1970. Т. 9, № 1. С. 23—30.

158. Журавлева Л. А., Симонов А. И., Беляев И. П. Возможные изменения солености воды в Днепровско-Бугском лимане в связи с предстоящим сокращением речного стока//Гидрохимические материалы. 1972. Т. 53. С. 33—38.

159. Журавлева Л. А., Жукинский В. Н., Иванов А. И. Воздействие гидротехнического строительства на гидробиологию и качество вод устья Днепра//Тр. IV Всесоюз. гидробиол. съезда. Л.: Гидрометеониздат, 1976. С. 146—152.

160. Журавлева Л. А. Изменение гидрохимического режима устьевой области Днепра под влиянием зарегулирования его стока//Гидробиол. журн. 1981. Т. 17, № 2. С. 119—120.

161. Журавлева Л. А. Гидрохимия устьевой области Днепра и Южного Буга в условиях зарегулированного речного стока. Киев: Наукова думка, 1988. 176 с.

162. Журавлева Л. А., Линник П. М. Факторы формирования экстремальных ситуаций в гидрохимическом режиме Днепровско-Бугского лимана//Гидробиол. журн. 1989. Т. 25, № 3. С. 60—73.

163. Журавлева Л. А. Закономерности формирования гидрохимического режима некоторых типов контактирующих с морем водоемов и его изменений под влиянием гидротехнического строительства. Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Ростов-на-Дону, 1990. 46 с.

164. Журавлева Л. А., Самойленко В. П. Исследование динамики потока кислорода из устьевой области Днепра в Черное море//ДАН УССР. Сер. Б. 1990. № 4. С. 12—15.

165. Зайднер Ю. И., Попова Л. В., Ульшина И. Н. Статистические показатели условий азовских рыб в 1976—1984 гг.//Тез. докл. обл. науч. конф. по итогам работы АзНИИРХ в XI пятилетке (Ростов-на-Дону, 4—6 февраля 1986 г.). С. 111—113.

166. Зайцев Ю. П. Влияние водохозяйственного комплекса Дунай — Днепр на гидробиологический режим и биопродуктивность северо-западной части Черного моря//Экологические проблемы межбассейновых перебросок стока на примере водохозяйственного комплекса Дунай — Днепр. Киев: Наукова думка, 1984. С. 62—66.

167. Зайцев Ю. П., Гарькавая Г. П., Нестерова Д. А. и др. Современное состояние экосистемы северо-западной части Черного моря//Современное состояние экосистемы Черного моря. М.: Наука, 1987. С. 216—230.

168. Зайцев Ю. П., Гарькавая Г. П., Нестерова Д. А. и др. Дунай — основной источник евтрофирования Черного моря//Гидробиол. журн. 1989. Т. 25, № 4. С. 21—23.

169. Зайцев Ю. П. Состояние и тенденции развития экосистемы Черного моря//Южные моря СССР: географические проблемы использования и освоения. Л.: Изд-во ГО СССР, 1989. С. 59—71.

170. Закутский В. П., Алдакимова А. Я., Толоконникова Л. И. и др. Воздействие хозяйственной деятельности человека на кормовые ресурсы Азовского моря//Матер. конф. «Проблемы комплексного изучения, использования и охраны природных богатств Ростовской области». Ростов-на-Дону, 1977.

171. Закутский В. П., Луц Г. И., Шишкин В. М. Численность и биомасса медузы в Азовском море//Рыбное хозяйство, 1983. № 8. С. 33—34.

172. Закутский В. П., Куропаткин А. П., Гаргопа Ю. М. Перспективная оценка численности и биомассы медузы в Азовском море по уровню его осолонения//Гидробиол. журн. 1988. Т. 24, № 1. С. 18—22.

173. Залетаев В. С., Кукса В. И., Новикова Н. М. Некоторые экологические аспекты аральской проблемы//Водные ресурсы. 1991. № 5. С. 143—154.

174. Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. М.: Мысль, 1969.

175. Залуми С. Г. Современный состав и некоторые закономерности формирования иктофауны низовьев Днепра в условиях зарегулирования и сокращения речного стока//Вопросы иктологии. 1970. Т. 10, вып. 5. С. 183—198.

176. Зиядуллаев С. Аральское море и Приаралье: возможный путь к перелому//Плановое хозяйство. 1988. № 9. С. 116—119.

177. Иванов А. И. Фитопланктон//Биология северо-западной части Черного моря. Киев: Наукова думка, 1967. С. 59—75.

178. Иванова Н. В., Катунин Д. Н., Курапов А. А., Радованов Г. В. Особенности гидролого-гидрохимического режима дельты р. Волга в условиях антропогенного воздействия//Современные проблемы промысловой океанологии. Тез. докл. VIII Всесоюз. науч. конф. (Ленинград, 15—19 октября 1990 г.) Л., ЛГМИ. 1990. С. 256—257.

179. Игнатов Е. И., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. Проблемы изучения берегов Каспийского моря в связи с современным подъемом его уровня//Проблемы и методы исследования динамики береговой зоны внутренних водоемов. Фрунзе, 1987. С. 4—5.

180. Игнатов Е. И., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. Современное состояние берегов Каспийского моря//Рекреационные ресурсы Каспийского моря (проблемы использования и охраны). М.: Наука, 1989. С. 13—18.

181. Игнатов Е. И., Соловьева Г. Д. Оценка рекреационных ресурсов береговой зоны Дагестана//Каспийское море (вопросы геологии и геоморфологии). М.: Наука, 1990. С. 77—87.

182. Игнатов Е. И., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. Динамическая реакция береговой зоны Каспийского моря и повышение его уровня//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991 г.). Гурьев. 1991. С. 75—77.

183. Израэль Ю. А., Цыбань А. В. Об ассимиляционной емкости Мирового океана//ДАН СССР, 1983. Т. 272, № 3. С. 702—704.

184. Израэль Ю. А., Цыбань А. В. Экология и проблемы комплексного глобального мониторинга Мирового океана//Комплексный глобальный мониторинг Мирового океана. Тр. I Междунар. симпоз. Т. 1. Л.: Гидрометеониздат, 1985. С. 19—48.

185. Израэль Ю. А. Роль мониторинга в управлении экономикой: экологическое нормирование//Комплексный глобальный мониторинг состояния биосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1988, т. 1, с. 31—39.

186. Израэль Ю. А., Цыбань А. В. Научное обоснование экологического мониторинга антропогенного воздействия на морскую экосистему (на примере Балтийского моря)//Океанология. 1988. Т. 2, № 2. С. 293—299.

187. Кабулов С. К. Экологическая роль Аральского моря в водном режиме пустынных растений//Изв. АН СССР. Сер. географ. 1978. № 3. С. 48—56.

188. Кабулов С. К. Гидротермический режим Приаралья в связи с проблемой Аральского моря//Изв. АН СССР. Сер. географ. 1985. № 2. С. 95—101.

189. Камалов С. К. Арал посылает «SOS»//Природа и человек. 1987. № 10. С. 30—33.

190. Камбала в Арале размножается//Рыбное хозяйство. 1989. № 9. С. 37—38.

191. Каминская Л. Д., Алексеев Р. П., Иванова Е. В. и др. Донная фауна прибрежной зоны Одесского залива и прилегающих районов в условиях гидростроительства//Биология моря. 1977. № 43. С. 54—64.

192. Карпевич А. Ф. Состояние кормовой базы южных морей после регулирования стока их рек//Тр. Всесоюз. конф. по вопросам рыбного хозяйства. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 1. С. 124—150.

193. Карпевич А. Ф. Тенденции изменений режима, состава биоты и биопродуктивности Аральского и Каспийского морей//Антропогенные воздействия на прибрежно-морские экосистемы. М., ВНИРО. 1986. С. 12—37.

194. Карпевич А. Ф., Крылова А. Г., Цуникова Е. П. и др. Основные биологические состояния развития кубанских лиманов и перспективы их рыбохозяйственного использования//Всесоюз. гидробиол. общ. 5-й съезд (г. Тольятти, 1986 г.). Куйбышев. 1986. Ч. 1. С. 92—93.

195. Карпевич А. Ф., Топченко В. А. Арал должен жить//Рыбное хозяйство. 1989. № 9. С. 34—37.

196. Касимов Д. Д., Нурмагомедов Г. И. Содержание тяжелых металлов в гидробионтах Каспийского бассейна//Тез. докл. III съезда Всесоюз. гидробиол. об-ва. Рига, 1976. Т. 2. С. 121—122.

197. Каспийское море. М., МГУ. 1969. 264 с.

198. Каспийское море. Фауна и биологическая продуктивность. М.: Наука, 1985. 277 с.

199. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. 262 с.

200. Касымов А. Г. Каспийское море. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 152 с.

201. Касымов А. Г. Животный мир Каспийского моря. Баку: Элм, 1987. 156 с.

202. Катунин Д. Н. Формирование режима солености вод Северного Каспия в современных условиях и его возможные изменения в перспективе. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук Краснодар, Кубанский гос. ун-т, 1975. 21 с.

203. Катунин Д. Н., Хрипунов И. А., Беспарточный Н. П. и др. Формирование биологической продуктивности Каспийского моря в современных условиях//Тез. докл. VII Всесоюз. конф. по промысловой океанологии. М. 1987. С. 59—60.

204. Катунин Д. Н., Ардабьева А. Г., Дубовская Л. Н., Иванова Н. В. Первичные продукционные процессы в Северном Каспии в условиях антропогенного воздействия//Современные проблемы промысловой океанологии. Тез. докл. VIII Всесоюз. науч. конф. (Ленинград, 15—19 октября 1990 г.). Л. ЛГМИ. 1990. С. 254—256.

205. Катунин Д. Н., Беспарточный Н. Н., Панин А. Г. и др. Формирование биогеологического режима Каспийского моря под воздействием климатических и антропогенных факторов на современном этапе//Современные проблемы промысловой океанологии. Тез. докл. VIII Всесоюз. науч. конф. (Ленинград, 15—19 октября 1990 г.). Л. ЛГМИ. 1990. С. 83—85.

206. Катунин Д. Н., Хрипунов И. А., Зайцева А. Н. Требования рыбного хозяйства к водному режиму р. Волга//Современные проблемы промысловой океанологии. Тез. докл. VIII Всесоюз. науч. конф. (Ленинград 15—19 октября 1990 г.). Л. ЛГМИ. 1990. С. 257—258.

207. Кесь А. С. Причины изменений уровня Арала в голоцене//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 1. С. 8—16.

208. Кесь А. С. Изучение процесса дефляции и переноса солей и пыли//Пробл. освоения пустынь. 1983. № 1. С. 3—15.

209. Кикнадзе А. Г. О службе охраны морских берегов//Береговая зона моря. М., 1981. С. 83—90.

210. Клинге Р. К. Некоторые изменения водообмена южных морей Европы//Водные ресурсы. 1976. № 6. С. 67—77.

211. Кноков В. М., Дьяченко Т. Н., Козин С. Я. и др. Изменения в растительном покрове лимана Сасык в связи с его опреснением//Гидробиол. журн. 1989. Т. 25. № 5. С. 6—10.

212. Кнорре А. Г. Некоторые особенности современной метеорологической обстановки в приаральской дельте Амударьи//Тр. Гидропроекта. 1990. Вып. 139. С. 110—114.

213. Ковалев В. Звезда Востока, 1986, № 12, с. 3.

214. Ковалев А. В. Структура зоопланктонных сообществ и ее изменения в открытой Атлантики и Средиземноморском бассейне. Авторсф. дис. ... д-ра биол. наук. Севастополь, ИНБОМ АН УССР. 1988. 39 с.

215. Ковальчук Л. А. Статистический анализ долгосрочных изменений солёности поверхностного слоя Черного моря//Метеорол. и гидрол. 1985. № 6. С. 118—121.

216. Ковальчук Л. А. К вопросу о заморных явлениях северо-западной части Черного моря//Метеорол. и гидрол., 1986. № 3. С. 73—80.

217. Ковальчук Л. А., Маштакова Г. П., Троценко Б. Г., Янкаускас В. Ю. Анализ состояния и прогнозирование характеристик экосистемы Черного моря для промысловых целей в условиях хозяйственной деятельности//Съезд советских океанологов, 3-й. Секция биологии океана. Ч. 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 63—65.

218. Ковригина Н. П. Влияние сточно-нагонных явлений на динамику полей сточных вод в Ялтинском заливе//Океанографические аспекты охраны морей и океанов от химического загрязнения. М.: Гидрометеоиздат, 1990. С. 220—222.

219. Козлов В. И. Положение — катастрофическое//Рыбное хозяйство. 1990. № 6. С. 60—63.

220. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 266 с.

221. Кондратьев К. Я., Григорьев Ал. А., Жвалев В. Ф., Мелентьев В. В. Комплексные исследования пыльных бурь в Приаралье//Метеорол. и гидрол., 1985, № 4. С. 32—38.

222. Конюшко В. С. Оценка роли фосфора в биопродуктивности Северного Каспия//Гидрофизика Северного Каспия. М.: Наука, 1985. С. 71—79.

223. Копец В. А. О некоторых изменениях зоопланктона при современном осолонении Азовского моря//Тр. ВНИРО, 1978. Т. 131.

224. Косарев А. Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд-во МГУ, 1975. 272 с.

225. Косарев А. Н. Природно-хозяйственные проблемы южных морей//Южные моря. М.: Знание, 1984. С. 5—46.

226. Косарев А. Н., Макарова Р. А. Об изменениях уровня Каспийского моря и возможности их прогнозирования//Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1988. № 1. С. 21—26.

227. Котляков В. М. География и современность//Природа. 1991. № 8. С. 3—9.

228. Красножон Г. Ф., Мазавина С. С. Гидрологический режим устья Урала//Комплексные исследования Северного Каспия. М.: Наука, 1988. С. 3—41.

229. Красножон Г. Ф. Динамика береговой зоны внутренних водосмов и устьевых областей рек. Дис. в форме научного доклада на соискание уч. степени д-ра геогр. наук. М., ИВП АН СССР, 1991. 88 с.

230. Красножон Г. Ф. Картографический мониторинг устьевых областей Волги, Урала и береговой зоны Северного Каспия при колебаниях уровня воды Каспийского моря//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (г. Гурьев. 3—5 июня 1991 г.). Гурьев, 1991. С. 84—85.

231. Кувшинова К. В. Термический режим Приаралья в связи с антропогенным опустыниванием//Материалы метеорологических исследований. Климат и микроклимат различных регионов и их изменения под влиянием антропогенных факторов (проблемы геосистемной климатологии). М., 1982. № 5.

232. Кузнецов Ф. И. Вновь о судьбе Коктебеля//Литературная газета. 1982. 13 октября.

233. Кузнецова Л. П. Атмосферный влагооборот над территорией СССР. М.: Наука, 1983. 172 с.

234. Кукса В. И., Раткович Д. Я. Проблемы южных морей СССР// Съезд советских океанологов, 3-й. Секция физика и химия океана. Полярная и региональная океанология. Л.: Гидрометеонздат, 1987. С. 88—89.

235. Кукса В. И. Современные изменения режима Каспийского моря//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991 г.). Гурьев, 1991. С. 67—70.

236. Кукса В. И. Антропогенные воздействия и режим южных морей//Человек и стихия (научно-популярный гидрометеорологический сборник на 1992 г.). СПб.: Гидрометеонздат, 1991, с. 10—15.

237. Кукса В. И. Геоэкологический мониторинг Каспийского моря и современные изменения его режима//Водные ресурсы. 1994. № 1.

238. Курбатова И. Е. Разработка методики картографирования морских побережий с использованием космической информации (на примере Северного Каспия). Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М. 1990. 24 с.

239. Курочкина Л. Я. Ботанические исследования в бассейне Аральского моря//Пробл. освоен. пустынь. 1979. № 3. С. 9—17.

240. Лапкин К. И., Рахимов Э. Д. Опыт социально-экономической оценки исследований усыхания Аральского моря//Пробл. освоен. пустынь. 1979. № 2. С. 84—90.

241. Лейн И. Правда Востока. 1987, 17 ноября.

242. Леонтьев О. К. Проблемы Аральского моря//Вестник МГУ. Сер. 5, География. 1986. № 5. С. 46—52.

243. Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. и др. Современный разрыв аккумулятивных берегов Каспийского моря//Природные основы берегозащиты. М.: Наука, 1987. С. 91—99.

244. Леонтьев О. К. Проблемы уровня Каспия и устойчивости каспийских берегов//Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1988. № 1. С. 14—20.

245. Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения. Л.: Наука, 1988. 304 с.

246. Линейкин П. С., Фельзенбаум А. И. Теория и расчет ветровых течений Северного Каспия//Тр. ГОИН. 1953. С. 454—471.

247. Лисовенко Н. Купаться в Мариуполе не будут//Известия. 1992 г. 3 февраля.

248. Лукьяненко В. И., Наточин Ю. В., Романенко В. Д. и др. Физиологические и биохимические основы искусственного воспроизводства и рационального использования промысловых рыб/Гидробиол. журн. 1983. Т. 19, № 3. С. 1—11.

249. Лукьяненко В. И. Кризисная токсикологическая обстановка в водоемах//Рыбное хозяйство. 1990. № 6. С. 45—49.

250. Луц Г. И., Михман А. С., Рогов С. Ф. и др. Питание азовских пелагических рыб — тюльки и хамсы//Гидробиол. журн., 1981, т. 17, № 4. С. 26—31.

251. Луц Г. И. Экология и промысел азовской тюльки. Ростов-на-Дону, 1986. 87 с.

252. Мадерич В. С., Эфроимсон В. О. Интегральные модели моря с проливом//Съезд советских океанологов, 3-й. Секция физика и химия океана. Полярная и региональная океанология. Л.: Гидрометеонздат, 1987. С. 94—95.

253. Макарова Г. Д., Закутский В. П., Шишкин В. М. и др. Гидролого-гидрохимическая характеристика и состояние кормовой базы рыб Азовского моря в 1976—1980 гг.//Тез. докл. науч. конф. по итогам работы АзНИИРХ в X пятилетке. Ростов-на-Дону, 1981.

254. Макарова Т. А., Украинцева Е. В. Сток воды в море крупных рек ЕТС СССР и методика его расчета//Тр. ГОИН. 1985. Вып. 163. С. 33—42.

255. Макаров Ю. Н., Кирилюк М. М., Бородин С. К. Перспективы освоения биологических ресурсов некоторых заливов Черного моря//Съезд со-

ветских океанологов, 3-й. Секция биологии океана. Ч. 2. Л.: Гидрометсонздат, 1987. С. 118—120.

256. Максимова М. П., Катунин Д. Н. Баланс биогенных элементов Каспийского моря в период зарегулирования речного стока//Океанология. 1978. Т. 29, № 3. С. 454—458.

257. Максимова М. П., Бронфман А. М., Катунин Д. Н. и др. Баланс биогенных элементов внутриматериковых морей СССР//Водные ресурсы. 1979. № 1. С. 23—34.

258. Максимова М. П., Катунин Д. Н. О проблеме повышения продуктивности Северного Каспия методом внесения удобрений//Рыбное хозяйство. 1981. № 8. С. 37—38.

259. Максимова М. П., Метревели М. П. Органическое вещество в водах дельты и устьевого взморья Волги//Тр. ВНИРО. 1982. 121 с.

260. Мамыкина В. А., Черноусов С. Я., Артюхин Ю. В. Роль биогенного и антропогенного факторов в динамике аккумулятивных форм Азовского моря (на примере косы Долгой)//Тез. докл. 1-го съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977. Вып. 3. С. 202—203.

261. Мамыкина В. А., Артюхин Ю. В. Природные аспекты охраны и защиты берегов Азовского моря//Литодинамические процессы береговой зоны южных морей и ее антропогенное преобразование. Л. 1982. С. 60—72.

262. Мамыкина В. А., Хрусталев Ю. П. Проблемы изучения береговой зоны Азовского моря//Южные моря СССР: географические проблемы исследования и освоения. Л.: Изд-во ГО СССР. 1989. С. 125—132.

263. Маслова О. В., Шебунина Н. А., Комаровский Ф. Я. и др. Кумуляция и распределение стойких пестицидов в экосистемах Килийского рукава Дуная и Днепровско-Бугского лимана//Гидробиол. журн. 1990. Т. 26, № 4. С. 62—66.

264. Мачитадзе Г. Ш. Особенности нефтяного загрязнения юго-восточной прибрежной части Черного моря. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М. ГОИН. 1990. 20 с.

265. Местечкин В. Б. К вопросу о влиянии Аральского моря на режим орошения в Приаралье//Водные ресурсы. 1978. № 2. С. 183—185.

266. Метревели М. П. Дельта Волги — мать и мачеха//Человек и стихия (научно-популярный гидрометеорологический сборник на 1988 г.). Л.: Гидрометсонздат, 1987. С. 96—98.

267. Мирошниченко В. Г. Эксплуатация морских каналов. М.: Транспорт, 1982. 136 с.

268. Мирошниченко Ю. М. Формирование биогеноценозов при изменении уровня Каспия//Влияние гидрологического режима на экосистемы аван-дельты р. Волга. Тез. докл. Сыктывкар, 1987. Ч. 2. С. 43—44.

269. Михайленко А. С., Фтомов А. С. Санитарно-микробиологическая характеристика водоемов западного Причерноморья//Гидробиол. журн. 1979. Т. 15, № 3. С. 18—24.

270. Михайлов В. Н. Задачи исследования устьевых областей рек//Тр. ГОИН. 1978. Вып. 142. С. 126—129.

271. Михайлов В. Н., Вагин Н. Ф., Морозов В. Н. Основные закономерности гидрологического режима дельты Дуная и его антропогенных изменений//Водные ресурсы. 1981. № 6. С. 22—44.

272. Михайлов В. Н., Михайлова М. В., Сидорчук А. Ю. Формирование новой дельты Терека под воздействием речных и морских факторов//Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1989. № 1. С. 68—75.

273. Михайлов В. Н., Михайлова М. В. Закономерности формирования дельт выдвигения на открытом морском побережье//Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1991. № 5. С. 36—44.

274. Можайцева Н. М., Некрасова Т. Ф. Метод подсчета ветрового выноса солей с обсохшего дна Аральского моря//Пробл. освоения пустынь. 1984. № 6. С. 15—21.

275. Молоснова Т. И., Субботина О. И., Чанышева С. Г. Климатические последствия хозяйственной деятельности в зоне Аральского моря. М.: Гидрометеоздат, 1987. 119 с.

276. Мороз Т. Г. Влияние стока Днепра на развитие донной фауны//Проблемы рационального использования и охраны водных ресурсов бассейнов Нижнего Днепра. Материалы региональной научно-практической конференции. Ч. 1 (Днепропетровск, 2—3 октября 1990 г.). Днепропетровск, 1990. С. 9—10.

277. Национальный доклад о состоянии природной среды в СССР//Свет. Природа и человек. 1990. № 12. С. 21.

278. Некрасова М. Я. Изменения зоопланктона Азовского моря под влиянием ослонения//Зоол. журн. 1977. Т. 56, вып. 7.

279. Нестерова Д. А. Изменение структуры и динамики развития фитопланктона северо-западной части Черного моря в условиях влияния антропогенных факторов//Тез. докл. II Всесоюз. конф. по биологии шельфа (Севастополь, 1978). Киев: Наукова думка, 1978. Ч. 1. С. 70—71.

280. Нижегородова Л. Е., Теплинская Л. Е., Ковалева Н. В. Новые данные о микробном населении Черного моря//Биология моря. 1980. № 6.

281. Никифоров Л. Г., Рычагов Г. И. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня//Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1988. № 2. С. 47—51.

282. Николенко А. В. Возможные изменения гидрологического режима Черного моря под влиянием хозяйственной деятельности в его бассейне. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., ИВП АН СССР. 1991. 23 с.

283. Николенко А. В., Решетников В. И. Исследование многолетней изменчивости баланса пресных вод Черного моря//Водные ресурсы. 1991. № 1. 20—28 с.

284. Никонова Р. Е. Многолетняя изменчивость составляющих водного баланса Каспийского моря и ее роль в колебаниях уровня//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991). Гурьев. 1991. С. 26—30.

285. Новикова Н. М. Динамика растительности дельтовых равнин аридных районов вследствие антропогенного преобразования речного стока//Биогеографические аспекты опустынивания. М.: Наука, 1985. С. 31—40.

286. Новиков Н. П., Серобаба И. П. Современное состояние и перспективы использования биоресурсов Черного моря в условиях антропогенного воздействия//Южные моря СССР: географические проблемы использования и освоения. Л.: Изд-во ГО СССР, 1989. С. 80—89.

287. Новиков Б. И., Чижданкова Н. А. Особенности формирования донных отложений в Сасыкском водохранилище и состоянии их минерализации. Киев. 1989. 10 с. Деп. в ВИНТИИ 17.01.90. № 300—В90.

288. Новоселов А. А., Романов А. С. Современное состояние анаэробной зоны Черного моря//Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. Севастополь. МГИ АН УССР. 1988. С. 148—157.

289. Новоселов А. А. Вопросы методики определения границ аэробной и анаэробной зон в Черном море//Комплексные океанографические исследования Черного моря. Севастополь. МГИ АН УССР. 1989. С. 131—152.

290. Обзор состояния окружающей природной среды в СССР (по материалам наблюдений 1988—1989 гг.). М.: Гидрометеоздат, 1990. 114 с.

291. Обзор фонового состояния окружающей природной среды в СССР за 1988 г. М.: Гидрометеоздат, 1989. 102 с.

292. Обзор фонового состояния окружающей природной среды в СССР за 1989 г. М.: Гидрометеоздат, 1990. 97 с.

293. Овчинников И. М., Попов Ю. И. К вопросу о формировании промежуточного слоя в Черном море//ДАН СССР. 1984. Т. 279, № 4. С. 986—989.

294. Овчинников И. М., Титов В. Б. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря//ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 5. С. 1236—1239.

295. Овчинников И. М., Виноградов М. Е. Зимние исследования экосистемы Черного моря (21-й рейс научно-исследовательского судна «Витязь». 9 февраля—8 апреля 1991 г.)//Океанология. 1991. Т. 31, № 6. С. 1081—1085.

296. Окснюк О. П., Полищук В. С., Тимченко В. М. и др. Гидрохимическая характеристика пойменных водоемов устьевой области Днепра. Киев. 1990. 156 с. Деп. в ВИНТИ 17.01.90. № 301-В90.

297. Олейникова Ф. А., Закутский В. П., Луц Г. И. Запасы некоторых беспозвоночных (попотогаммарус, мнзида) в Азовском море и их изъятие для нужд народного хозяйства//Тез. докл. науч. конф. по итогам работы АЗНИИРХ в X пятилетке. Ростов-на-Дону, 1981.

298. Опустынивание в Узбекистане и борьба с ним. Ташкент: Фан, 1988. 156 с.

299. Орешкин Д. Арал: беда воды, беда людей//Химия и жизнь, 1989. № 8. С. 2—7.

300. Основные положения концепции сохранения и восстановления Аральского региона, нормализации экологической, санитарно-гигиенической, медико-биологической и социально-экономической ситуации в Приаралье//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 4. С. 8—21.

301. Павленко И. А., Нагалецкий Ю. Я. Коса Долгая как памятник природы//Актуальные вопросы экологии и природы Азовского моря и Восточного Приазовья. Сб. тез. науч.-практич. конф. Краснодар. 1990. Ч. 2. С. 265—267.

302. Папенко И. Н., Епатко А. Ф., Чугаев П. П. Экологические проблемы водного стока в дельте реки Кубань//Актуальные вопросы экологии и природы Азовского моря и Восточного Приазовья. Сб. тез. науч.-практич. конф. Краснодар. 1990. Ч. 2. С. 203—204.

303. Палагина Л. Л. О статистической структуре заморозков в Приаралье//Тр. КазНИГМИ. 1986. Вып. 101. С. 35—38.

304. Палагина Л. Л. Об оценке изменения ветрового режима Приаралья//Тр. КазНИГМИ. 1990. Вып. 106. С. 22—34.

305. Палваниязов М. Влияние пыльных бурь на местообитания некоторых млекопитающих приморской зоны Аральского моря//Пробл. освоен. пустынь. 1989. № 1. С. 55—59.

306. Панин Г. Н., Диваков И. В. Оценка затопления прибрежных районов Северного Каспия и связанных с ним возможных изменений в испарении//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991). Гурьев. 1991. С. 72—73.

307. Парамонов А. Н., Захарова О. Б., Чернованов С. И. Один из возможных источников формирования холодного промежуточного слоя Черного моря//Морской гидрофиз. журн. 1988. № 5. С. 61—64.

308. Пахомова А. С., Затучная Б. М. Гидрохимия Каспийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 343 с.

309. Перминов С. М., Чечель И. И. Исследование течений горизонтальной циркуляции и водообмена между восточной и западной частями Северного Каспия//Гидрофизика Северного Каспия. М.: Наука. 1985. С. 25—50.

310. Пешков М. Там, где грохочет прибой. Новое в жизни, науке и технике. Сер. «Науки о Земле». № 2. М.: Знание, 1989. 48 с.

311. Пилипенко В. Н. Динамика растительности засоленных почв восточной части дельты Волги в условиях искусственного регулирования гидрологического режима//Влияние гидрологического режима на экосистемы авандельты р. Волга. Тез. докл. Сыктывкар. 1987. Ч. 2. С. 38—39.

312. Подземный водный и солевой сток в бассейне Аральского моря: состояние и прогноз/Под ред. Ж. С. Садыкова. Алма-Ата: Наука, 1983. 160 с.

313. Поликарпов Г., Егоров В., Гулин М., Гулин С. Газовые ключи в Черном море//Наука и жизнь. 1991. № 8. С. 28—31.

314. Полищук В. С. Проблемы экологии Днепровско-Бугской устьевой области//Проблемы рационального использования и охраны водных ресурсов бассейнов Нижнего Днепра. Матер. регион. науч.-практич. конф. Часть I (Днепропетровск, 2—3 октября 1990). Днепропетровск, 1990. С. 6—7.

315. Полонский В. Ф., Гранич П. С. Особенности гидролого-морфологических процессов в дельте р. Урал в условиях колебания фонового уровня Каспийского моря//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991). Гурьев. 1991. С. 24—26.

316. Правда, 1988. 12 ноября.

317. Правоторов Б. И. Современное состояние рыбного хозяйства и пути повышения рыбопродуктивности низовьев Днепра//Проблемы рационального использования и охраны водных ресурсов бассейнов Нижнего Днепра. Матер. регион. науч.-практич. конф. Ч. I (Днепропетровск, 2—3 октября 1990). Днепропетровск. 1990. С. 31—32.

318. Природные условия и естественные ресурсы. — Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1986. 368 с.

319. Практическая экология морских регионов. Черное море/Под ред. В. П. Кеонджяна, А. М. Кудина, Ю. В. Терехина. Киев: Наукова думка, 1990. 252 с.

320. Прогноз формирования почвенного покрова обсыхающего дна Аральского моря/М. Е. Бельгибаев, Т. Ф. Некрасова, Р. Х. Киевская, Н. Ф. Можайцева//Природопользование Северного Казахстана. Алма-Ата. 1983. С. 63—86.

321. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 7. Аральское море. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 196 с.

322. Прохоров И. И. Возможные изменения отдельных климатических характеристик в связи с изменениями площади Аральского моря//Тр. КазНИГМИ. 1972. Вып. 44. С. 25—31.

323. Разаков Р. М., Косназаров К. А. Эоловый вынос и выпадение солесылевых частиц в Приаралье//Тр. НПО «САНИРИ». Проблема Арала и природоохранные мероприятия. Ташкент, 1988.

324. Разаков Р. М. Экологические мероприятия в Приаралье: исследования и программа действий//Мелиорация и водное хозяйство. 1990. № 1. С. 6—8.

325. Раткович Д. Я., Кукса В. И., Иванов Л. В. Проблемы крупных внутренних водоемов зоны недостаточного увлажнения//Водные ресурсы. 1987. № 6. С. 38—53.

326. Рафиков А. А. Природные условия осушающегося южного побережья Аральского моря. Ташкент: Фан, 1982. 148 с.

327. Ревина С. К., Бакум Т. А., Заклинский А. Б. Основные черты распределения солёности Аральского моря по материкам 1952—1966 гг.//Тр. ГОИН. 1970. Вып. 101. С. 80—86.

328. Ревина Н. И., Воловик С. П., Фильчагин Н. К. Состояние запасов азовских морских рыб (бычков, хамсы, тюльки) и возможных изменений их при различных водохозяйственных мероприятиях//Тр. АзНИИРХ. 1972. Вып. 10. С. 67—82.

329. Реймерс Н. Ф. Популярный биологический словарь. М.: Наука, 1990. 544 с.

330. Решение объединенного пленума Научного консультативного совета по комплексному использованию водных ресурсов и охране водных экосистем, Научного консультативного совета по биологическим основам рыбного хозяйства на пресных водоемах совместно с сырьевой секцией НТС Минрыбхоза СССР (Москва, 5—6 сентября 1989) М.: Ихтиологическая комиссия МРХ СССР. 1989. 16 с.

331. Ржеплинский Г. В. Опыт применения теории для расчета горизонтальной циркуляции в море или водохранилище//Метеорол. и гидрол. 1953. № 8. С. 42—46.

332. Рогинская И. С., Гринцов В. А. Голожаберный моллюск *Doridella obscura vertill* — новый вселенец в Черное море//Океанология. 1990. Т. 30, № 5. С. 885—887.
333. Родионов Н. А. Гидрология устьевой области Дона. М.: Гидрометеониздат, 1958. 98 с.
334. Родионов С. Н. Основные этапы в ходе уровня Каспийского моря и их связь с изменениями климата за последнее тысячелетие//Тр. ГОИН. 1991. Вып. 183. С. 24—36.
335. Розенгурт М. Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов. Киев: Наукова думка, 1974. 224 с.
336. Романенко В. Д., Даубнер И. Лимнологические проблемы Дуная и их международное решение//Гидробиол. журн. 1989. Т. 25, № 2. С. 3—8.
337. Рубанов И. В. Геологические и исторические свидетели колебания уровня Арала//Колебание Арало-Каспийского региона в голоцене. М. 1981.
338. Рубанов И. В., Богданова Н. М. Количественная оценка солевой дефляции на осушающемся дне Аральского моря//Пробл. освоен. пустынь. 1987. № 3. С. 9—16.
339. Руденко Б. Солесные пески Аралкума//Наука и жизнь. 1989. № 10. С. 44—47.
340. Садыков Ж. С., Шапиро С. М. Перспективы комплексного использования подземных вод бассейнов Аральского моря и озера Балхаш для улучшения их экологического состояния//Проблемы гидрогеологии и охраны геологической среды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1990. С. 29—39.
341. Саломатина Э. Проект спасения, или путь к гибели?//Знание — сила. 1991. № 1. С. 37—42.
342. Салыков К. С. Правда Востока, 12 октября 1988 г.
343. Сальский В. А. О массовых заморах индий в северо-западной части Черного моря//Биология моря. 1977. № 43. С. 33—38.
344. Самойлов И. В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952. — 526 с.
345. Самышев Э. З., Рубинштейн Н. Г., Золотарев П. Н. и др. Изменчивость в структуре бентоса Черного моря в условиях антропогенного воздействия//Антропогенные воздействия на прибрежно-морские экосистемы. М. ВНИРО. 1986. С. 52—71.
346. Сапожников В. В. Биогидрохимический барьер на границе шельфовых вод Черного моря//Океанология. 1991. Т. 31. № 4. С. 577—584.
347. Свиридова И. В. Особенности исследования балансов биогенных веществ во внутриматериковых морях Советского Союза//Химия и биология морей. М.: Гидрометеониздат, 1987. С. 57—67.
348. Свиридова И. В., Непоменко Л. Ф. Режим и баланс биогенных веществ в Каспийском и Аральском морях в современный период//Съезд советских океанологов, 3-й. Секция физика и химия океана. Гидрохимия и проблемы загрязнения океанов и морей. Л.: Гидрометеониздат, 1987. С. 190—192.
349. Сеидов Д. Г., Горбунов А. Е. Вихреразрешающая модель циркуляции Черного моря//Модели океанских процессов. М.: Наука, 1989. С. 117—129.
350. Семенов О. Е. Оценка ветрового выноса песка и солей с осушенной части дна Аральского моря//Тр. КазНИГМИ. 1988. Вып. 102. С. 39—54.
351. Семенов О. Е., Тулина Л. П., Чичасов Г. Н. Арал: трагедия продолжается//Человек и стихия (научно-популярный гидрометеорологический сборник на 1990 г.). Л.: Гидрометеониздат, 1989. С. 102—105.
352. Симов В. Г. Гидрология устьев рек Азовского моря. М.: Гидрометеониздат, 1989. 327 с.
353. Симонов А. И. Гидрология устьевой области Кубани. М.: Гидрометеониздат, 1958. 140 с.
354. Скриптунов Н. А. Многолетние изменения течений в западной части Северного Каспия//Тр. ГОИН. 1986. Вып. 168. С. 34—49.

355. Скриптунов Н. А. Гидролого-морфологические процессы на побережье Северного Каспия в условиях подъема уровня моря//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991 г.). Гурьев, 1991. С. 22—23.
356. Слава Севастополя, 1990, № 63.
357. Сорокин Ю. И. Черное море. Природа, ресурсы. М.: Наука, 1982. 217 с.
358. Состояние природной среды СССР в 1988 г. Межведомственный доклад/Под ред. В. Г. Соколовского. М.: Лесная промышленность, 1990. 176 с.
359. Спиридонов А. А. Когда взорвется Черное море?//Литературная газета, 14 апреля 1989 г.
360. Спиридонов А. А. Черное море в опасности//Наука в СССР, 1990, № 5. С. 51—59.
361. Спичак М. К. Современный и будущий режим и продуктивность Азовского моря. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Ростов-на-Дону, Ростовский ун-т. 1964. 20 с.
362. Справочник по водным ресурсам/Под ред. Б. И. Стрельца. Киев: Урожай, 1987. 304 с.
363. Справочник по климату СССР, Казахская ССР. Л.: Гидрометеоздат, 1968. Вып. 18. Ч. 4. 548 с.
364. Стасюк Н. В., Федоров К. Н., Быкова Е. П. Антропогенная динамика экосистемы дельты Терека//Экология. 1990. № 2. С. 9—15.
365. Степанов В. Н., Андреев В. Н. Черное море. Ресурсы и проблемы. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 157 с.
366. Степанов В. Н., Харачков С. К., Уемов А. И. и др. Экономика и организация природопользования в приморском районе. Киев: Наукова думка. 1987. 143 с.
367. Степанов В. Н., Золотов В. И. Некоторые проблемы развития берегов морей и океанов//II Всесоюз. съезд океанологов. Тез. докл. Вып. 8. Севастополь. 1982. С. 32—33.
368. Стриженок Г. С., Плотников Г. К. Азовское море. Краснодар: Книжн. изд-во, 1990. 160 с.
369. Студеникина Е. И. Пищевые взаимоотношения и продукция гетеротрофных уровней Азовского моря. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Севастополь, 1976.
370. Студеникина Е. И., Воловик С. П., Мирзоян Н. А., Луц Г. И. Гребневик *Mnemiopsis leidyi* в Азовском море//Океанология. 1991. Т. 31, № 6. С. 981—985.
371. Танеева А. И. О токсичности некоторых тяжелых металлов для гидробионтов//Матер. Всесоюз. симпоз. по изученности Черного и Средиземного морей и охране их ресурсов. Киев: Наукова думка, 1973. Т. 4. С. 114—116.
372. Тарасов М. Н., Бесчетнова Э. И. Гидрохимия Нижней Волги при регулировании стока (1935—1980 гг.)//Гидрохим. материалы. 1987. Т. 51. С. 1—10.
373. Татарский Ф. На тихом берегу//Химия и жизнь. 1991. № 7. С. 10—14.
374. Тевяшева Л. Е., Карпенко Г. С., Нефедьев Г. М. и др. Влияние высшей водной растительности на самоочищение кубанских лиманов в условиях их антропогенного эвтрофирования//Тез. докл. обл. науч.-конф. по итогам работы АзНИИРХ в XI пятилетке (Ростов-на-Дону, 4—6 февраля 1986 г.). Ростов-на-Дону. 1986. С. 141—142.
375. Терзнев Ф. С., Гоптарев Н. П., Бортник В. Н. Проблемы залива Кара-Богаз-Гол//Водные ресурсы, 1986, № 2. С. 64—76.
376. Терзнев Ф. С., Бортник В. Н. Некоторые итоги исследований и проблемы Каспийского моря в проекте «Моря СССР»//Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991 г.). Гурьев. 1991. С. 19—22.

377. Тильба А. П., Нагалеvский В. Я. Растительный мир экосистемы Восточного Приазовья. Охрана и рациональное использование//Актуальные вопросы экологии и природы Азовского моря и Восточного Приазовья. Сб. тез. науч.-практич. конф. Ч. 1. Краснодар, 1990. С. 62.
378. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Л.: Гидрометеониздат, 1963. 211 с.
379. Тимофеев Н. А. О влиянии абиотических условий на ежегодные и многолетние изменения биомассы бентоса Северного Каспия. М., ВНИРО. 1973. 29 с.
380. Тимошук В. И. Зарегулирование речного стока как фактор экологического равновесия Черного моря//Биология моря. Киев, 1977. Вып. 41. С. 36—39.
381. Тимченко В. М. Гидрологические факторы формирования гидробиологического режима Дуная и лиманов Северо-Западного Причерноморья//Гидробиология Дуная и лиманов Северо-Западного Причерноморья. Киев: Наукова думка, 1986. С. 3—19.
382. Тимченко В. М., Шерешевский А. И. Оценка водообмена на нижнем Днепре в современных условиях//Тр. УкрНИИ Госкомгидромета. 1986. Вып. 220. С. 87—101.
383. Тимченко В. М., Ярошевич А. Е., Колесник М. П. и др. Внешний водообмен пойменных водоемов устьевого участка Днепра//Гидробиол. журн. 1989. Т. 25, № 5. С. 62—65.
384. Тимченко В. М., Вишневский В. И. Физическое моделирование динамики водных масс Днестровского лимана//Гидробиол. журн. 1989. Т. 25, № 3. С. 64—68.
385. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. Киев: Наукова думка, 1990. 240 с.
386. Тлеубергенов С. Т. Экологические проблемы Прикаспийского региона. Алма-Ата, КазНИИНТИ, 1990. 71 с.
387. Тулина Л. П. К оценке влияния понижения уровня Аральского моря на влажность воздуха в Северном и Восточном Приаралье//Тр. КазНИГМИ. 1988. Вып. 102. С. 3—8.
388. Фащук Д. Я. Гидрологические предпосылки заморных явлений в Тендровском заливе (Черное море)//Эколого-физиологические основы аквакультуры на Черноморье. М., ВНИРО. 1981. С. 120—125.
389. Фащук Д. Я., Айзатулин Т. А., Себах Л. К. Особенности современного состояния слоя сосуществования кислорода с сероводородом в Черном море//Современное состояние экосистемы Черного моря. М.: Наука, 1987. С. 29—41.
390. Фащук Д. Я. Новорожденный феномен Черного моря//Природа. 1988. № 6. С. 19—23.
391. Фесенко Н. Г., Рогожкин В. И. Аккумуляция соединений азота и фосфора Цимлянским водохранилищем за 1954—1957 гг. и изменение их в створе гидроузла//Гидрохим. материалы. 1960. Т. 30. С. 10—31.
392. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря. М.: Наука, 1968. 136 с.
393. Филиппов Ю. Г. О моделировании ветровых нагонов на восточном побережье Северного Каспия и возможности регулирования уровня моря//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991 г.). Гурьев, 1991. С. 41—43.
394. Филь С. А. О сокращении водного стока Днепра после создания каскада водохранилищ//Перспективы развития рыбного хозяйства в Черном море. Тез. докл. Всесоюз. ихтиологической конф. (Одесса, 13—17 сентября 1971 г.). Одесса, 1971.
395. Хабибулаев П. Арал — неоплаченный долг//Наука и жизнь. 1987. № 11. С. 77—81.

396. Харченко Т. А., Тимченко В. М., Иванов А. И. и др. Биопродуктивность и качество воды Сасыкского водохранилища в условиях его опреснения. Киев: Наукова думка, 1990. 276 с.

397. Хилобоченко К. С., Сергиенко А. И., Чернявская А. П. Формирование кислородного режима опресняемого Сасыкского водохранилища// Состояние и перспективы развития методологических основ химического и биологического мониторинга поверхностных вод суши. Тез. докл. XXIX Всесоюз. гидрохимического совещания (Ростов-на-Дону, 28—30 ноября 1987 г.). Ч. 1. Ростов-на-Дону, 1987. С. 312.

398. Хорецкая А. С. Потери стока в дельте Кубани и их изменения под влиянием хозяйственной деятельности//Тр. ГГИ. 1977. Вып. 239. С. 78—99.

399. Хрусталеv Ю. П. Влияние геологических процессов на изменение глубины и морфологии дна Северного Каспия//Водные ресурсы, 1976. № 1. С. 129—133.

400. Хрусталеv Ю. П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов-на-Дону, РГУ. 1978. 208 с.

401. Хрусталеv Ю. П. и др. Закономерности распределения и динамика марганца, ванадия, меди и никеля в водной толще Азовского моря//Географические аспекты изучения гидрогеологии и гидрохимии Азовского бассейна. Л., 1981.

402. Хрусталеv Ю. П., Ковалев В. В., Мартыненко Б. Г. Закономерности накопления и распределения тяжелых металлов в водной толще Каспийского моря//Первая Всесоюз. конф. по рыбохозяйственной технологии. Тез. докл. Ч. 2. Рига, Ин-т биологии АН ЛатвССР. 1989. С. 175.

403. Цуникова Е. П., Василенко И. Н. Рыбопромысловая характеристика кубанских лиманов и их рыбопродуктивность//Тез. докл. обл. науч. конф. по итогам работы АзНИИРХ в XI пятилетке (Ростов-на-Дону, 4—6 февраля 1986 г.). Ростов-на-Дону. С. 149—150.

404. Цуникова Е. П., Попова Т. М., Василенко И. Н. Влияние антропогенного воздействия на воспроизводительную способность полупроходных рыб в Азово-Кубанском районе//Современные проблемы промысловой океанологии. Тез. докл. VIII Всесоюз. науч. конф. (Ленинград, 15—19 октября 1990 г.). Л., ЛГМИ. 1990. С. 270—272.

405. Цыцарин А. Г. К вопросу о ветровом выносе солей с поверхности льда Аральского моря//Тр. ГОИН. 1986. Вып. 168. С. 62—69.

406. Цыцарин А. Г. Современное состояние элементов гидрологического режима Аральского моря//Тр. ГОИН. 1991. Вып. 183. С. 72—92.

407. Чебанов М. С. Системный анализ водного и теплового режима дельтовых озер. Л.: Гидрометеониздат, 1989. 159 с.

408. Чередниченко И. М. Особенности распределения радноэха облаков над северо-восточными районами Приаралья//Тр. КазНИГМИ. 1988. Вып. 102. С. 28—39.

409. Черненко И. М. Вопросы управления водно-солевым режимом Аральского моря//Пробл. освоен. пустынь. 1986. № 1. С. 3—11.

410. Чистяева С. П. Особенности ледового режима Аральского моря и возможные его изменения//Гидродинамические методы моделирования процессов на морях СССР. М., ГОИН. 1987. С. 145—149.

411. Чистяева С. П., Щеголева Н. Н. Об исследованиях сезонно-нагонных колебаний уровня воды в восточной части Северного Каспия//Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря (Гурьев, 3—5 июня 1991). Гурьев. 1991. С. 38—39.

412. Чичасов Г. Н. О пространственно-временной структуре крупных аномалий термического режима в Казахстане//Тр. КазНИГМИ. 1987. Вып. 96. С. 47—63.

413. Чичасов Г. Н. Об оценке влияния усыхания Аральского моря на режим увлажнения Казахстана//Тр. КазНИГМИ. 1988. Вып. 102. С. 19—28.

414. Шапоренко С. И. Каково же будущее Арала?//Химия и жизнь. 1989. № 8. С. 7.
415. Шеломов И. К., Алдакимова А. Я. О продуцировании органического вещества в Азовском море//Тр. АЗНИИРХ. 1963. Вып. 6. С. 181—193.
416. Шерешевский А. И. Водные ресурсы водохозяйственной системы Дунай—Днепр. Оценка их изменений с учетом современного уровня хозяйственной деятельности//Тр. УкрНИГМИ. 1974. Вып. 183. С. 3—14.
417. Шеховцев А. А. Экологическая обстановка в Азовском море. — Метеорол. и гидрол. 1990. № 11. С. 115—117.
418. Шеховцев А. А., Бортник В. Н. Современное геоэкологическое состояние низовьев Сырдарьи и Амударьи и Аральского моря//Метеорол. и гидрол. 1991. № 10. С. 112—116.
419. Шикломанов И. А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 78 с.
420. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 302 с.
421. Шиленко Ю. В., Гершунна В. Я., Шиленко Н. В. К оценке токсикологической обстановки в бассейне Азовского моря//Актуальные вопросы экологии и природы Азовского моря и Восточного Приазовья. Сб. тез. науч.-практич. конф. Ч. 2. Краснодар. 1990. С. 220—224.
422. Шило Н. А., Кривошей М. И. Связь колебаний уровня Каспийского моря с напряжениями в земной коре//Вестник АН СССР. 1989. № 6. С. 83—90.
423. Шишкин В. М. Опресненные зоны устьевого взморья Кубани в условиях изменяющегося стока рек//Изв. Сев.-Кав. науч. центра высш. школы. Сер. Естественные науки. 1973. № 1. С. 76—81.
424. Шихлинский Э. М. О климатическом значении Каспийского моря//Тез. докл. Объед. науч. сес., посвящ. исслед. Каспия, берегов океанов и морей. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1963. С. 47—49.
425. Шкудова Г. Я. Расчет стационарных течений Северного Каспия//Тр. ГОИН. 1972. Вып. 115. С. 26—40.
426. Шорыгин А. А. Питание и пищевые взаимоотношения рыб Каспийского моря. М.: Пищепромиздат. 1952. 267 с.
427. Шуйский Ю. Д. О влиянии антропогенного фактора на берега Черного моря между мысом Аджияск и Одесским заливом//География и природные ресурсы. 1988. № 1. С. 75—85.
428. Шушкина Э. А., Мусаева Э. И. Количество гребневика мнемнопсиса — вселенца в Черном море продолжает увеличиваться (экспедиция на научно-исследовательских судах «Акванавт» и «Гидробиолог» в апреле 1990 г.)//Океанология. 1990. Т. 30, № 4. С. 702—703.
429. Юровицкий Ю. Г. Симпозиум «Современная экологическая обстановка Волго-Каспийского бассейна и ее влияние на осетровых рыб». Волгоград, 3—7 апреля 1989 г. Хроника//Общая биология. 1990. Т. 51, № 3. С. 427—430.
430. Яблонская Е. А., Осадчих В. Ф. Изменение кормовой базы бентосоядных рыб Северного Каспия//Тр. ВНИРО. 1973. Т. 80. С. 48—73.
431. Яблонская Е. А., Зайцев А. И. Современное состояние и проблемы повышения биологической продуктивности Каспийского моря//Водные ресурсы. 1979. № 1. С. 41—50.
432. Якубов Ш. А., Андреев В. В., Суворова Т. Ф. Современная экологическая обстановка Волго-Каспийского бассейна и ее влияние на осетровых рыб. Матер. Всесоюз. симпоз. Волгоград, 1989. С. 48—52.
433. Jaunasch H. W. Microbial processes in the oxic-anoxic interface of the Black sea water colum. Results of r/v „Knorr“, 1988//EOS. 1988. Vol. 69, N 44. P. 1230.

434. Luther G. W., Church T. M. Sulfur speciation and possible sulfide oxidation in the water column of the Black sea. Results of r/v „Knorr“, 1988// EOS. 1988. Vol. 69, N 44. P. 1242.

435. Murray J. W., Jaunasch H. W., Honjo S. et al. Unexpected changes in the oxic/anoxic interface in the Black sea//Nature. 1989. Vol. 338, N 62114. P. 411—413.

436. Tolmasin D. Changing coastal oceanography of the Black sea. I. Northwestern shelf//Progr. Oceanograph., 1985. Vol. 15, N 4. P. 217—276.