

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ
НАУК УКРАИНЫ
ОДЕССКИЙ ФИЛИАЛ ИНСТИТУТА БИОЛОГИИ
ЮЖНЫХ МОРЕЙ им. А.О. КОВАЛЕВСКОГО

СЕВЕРО-
ЗАПАДНАЯ
ЧАСТЬ
ЧЕРНОГО
МОРЯ:
БИОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

*ПРОЕКТ
«НЛУКОВА КНИГА»*

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 2006

Монография представляет собой продолжение издания «Биология северо-западной части Черного моря» (под ред. К.А. Виноградова, изд-во «Наукова думка», 1967). Обобщены материалы исследований экосистемы северо-западной части Черного моря, проведенных в период 1967—2003 гг. Рассмотрены результаты изучения абиотической составляющей экосистемы, современное состояние и тенденции изменения биологической структуры. Приведены итоги исследований по новым научным направлениям - популяционной экологии гидробионтов, биотестированию, гидробиологической мелиорации, моделированию динамики качества вод и технологии переработки гидробионтов.

Для гидробиологов, экологов, альгологов, зоологов, ихтиологов, гидрологов, гидрохимиков, преподавателей и студентов высших учебных заведений, работников рыбного хозяйства.

Монография є продовженням видання «Биология северо-западной части Черного моря» (за ред. К.О. Виноградова, вид-во «Наукова думка», 1967). Узагальнено матеріали досліджень екосистеми швнЧНО-захщно! частини Чорного моря, проведених у период 1967-2003 рр. Розглянуто результати вивчення абиотично! складов! екосистеми, сучасний стан і тенденци змши бюлопчно! структури. Наведено результати дослщжень нових наукових напрямш — популящноТ екологп гшробюнтлв, бютестування, гшробюлопчноТ мелюрацп, моделювання динамиси якоеп вод і технологи переробки пдробюнтпв.

Для гшробюлопв, еколопв, альголопв, зоолопв, їхтiвiонпв, пдролопв, пдрохш!Кiв, викладчiв і студентпв вищих закладiв освгги, робiтнiюв рибного господарства.

Ответственные редакторы

Ю.П. ЗАЙЦЕВ, Б.Г. АЛЕКСАНДРОВ, Г.Г. МИНИЧЕВА

Рецензенты: д-р биол. наук *О.Г. Миронов*, д-р геогр. наук *ИЛ Лоева*

*Рекомендовано к печати ученым советом
Одесского филиала Института биологии
^, •, у ип*, 1, ш АО Ковалевского НАН Украины*

*Видання здiснене за державним контрактом
на випуск науковоУдруковано'х продукци*

Редакция медико-биологической, химической
и геологической литературы

Редакторы *О.И. Калашникова, Ж.В. Загоруйко*

© В.В. Адобовский, Б.Г. Александров, Л.В. Анцупова, Е.И. Бабич, Н.А. Берлинский, А.А. Биркун, Ю.И. Богатова, Л.И. Бойко, В.Н. Большаков, С.Г. Бушуев, А.К. Виноградов, Е.Г. Воля, Л.В. Воробьева, Г.П. Гаркавая, Л.А. Гарлицкая, М.В. Гельмбольдт, И.А. Говорин, В.К. Головенко, А.Ю. Гончаров, М.М. Данилова, Г.Н. Девярых, С.А. Доценко, С.Е. Дятлов, Т.Н. Еременко, Ю.П. Зайцев, В.Н. Золотарев, А.Б. Зотов, Г.В. Иванович, О.С. Изаак, Р.П. Кандюк, Ю.В. Квач, Н.В. Ковалева, Т.И. Коновалова, Н.И. Копытина, А.Н. Косарев, М.Н. Косенко, А.В. Кошелев, И.И. Кулакова, А.В. Курилов, В.И. Лисовская, Г.В. Досовская, Ю.Н. Макаров, Д.В. Микулич, Г.Г. Миничева, Ю.Р. Налбандов, Е.В. Настенко, Д.А. Нестерова, С.Е. Никонова, В.В. Никулин, Л.П. Павлютина, А.Г. Петросян, Н.Ф. Подплетная, Л.Н. Полищук, Е.М. Руснак, В.Е. Рыжко, Н.И. Ясинцева, П.Т. Савин, О.Ю. Сапко, С.Ю. Секундяк, И.А. Синегуб, И.А. Скрипник, С.В. Стадниченко, Н.Г. Теплинская, Л.М. Теренько, Г.В. Теренько, О.А. Торгонская, В.С. Тужилкин, Ю.С. Тучковенко, Е.В. Холодковская, С.А. Хуторной, А.Г. Цокур, Н.С. Чиликина, П.В. Шекк, Н.М. Шурова, 2006

1903040100 - 001

^ z 006

ISBN 966-00-0159-2

*Если мы постигнем тайну капли воды,
мы постигнем тайну воды
всей Вселенной.*
Ошо

Предисловие

Выход в свет коллективной монографии «Биология северо-западной части Черного моря» (1967) стал заметной вехой в более чем вековой истории изучения самого обширного шельфа моря. В книге излагались основные результаты судовых экспедиций и береговых исследований специалистов Одесской биологической станции (ОБС) АН УССР в 1954-1962 гг. и совместных работ с учеными других учреждений. По содержанию это была наиболее полная для того периода сводка знаний по биологии представителей всех таксономических уровней морской биоты — от микроорганизмов до рыб и млекопитающих, и по наиболее характерным биотопам морской среды.

Наряду с традиционными подходами к изучению жизни Черного моря в монографии были представлены также результаты новых направлений научного поиска, возникших и сформировавшихся в коллективе ОБС, исследований морского нейстона и обитателей других контактных (краевых, контурных) зон моря, определения биохимических характеристик планктона, бентоса и рыб.

Позднее стало очевидным, что наибольшая научная ценность монографии заключается в том, что в ней описано завершение длительного периода «экологической нормы» экосистемы северо-западной части Черного моря (СЗЧМ). Действительно, с античных времен, когда по обилию рыбы Геродот уподоблял Борисфен (Днепр) «плодородному Нилу», и до середины XX в. условия жизни в Черном море мало в чем изменились. Основные уровни трофической структуры оставались прежними, а вершины экологических пирамид в бентали и пелагиали во все времена венчали крупные рыбы — осетровые, пелагида, тунец и морские млекопитающие, составлявшие основу промысла.

Однако уже в конце 1960-х годов, и особенно в 1970-е годы, в биологии и экологии СЗЧМ начали проявляться разного рода отклонения от того, что было зафиксировано в монографии 1967 г. Ее авторы и не догадывались, что через несколько лет в толще воды и на дне произойдут глубокие перемены, которые коренным образом изменят облик «главной житницы» Черного моря, как называли тогда его северо-западную часть. Первыми изменения обнаружили авторы указанной монографии и их коллеги, приступившие к всестороннему изучению новых явлений и экологических процессов. С тех пор в Черном море сформировался иной экологический режим, иногда воспринимаемый как «норма нашего времени». Новые экологические события, например «красные приливы», гипоксия, заморы, настолько прочно вошли в общественное сознание, что сегодня мало кто помнит, когда и почему они проявились, кто первым их открыл и изучил.

В настоящей монографии описано современное состояние среды главного шельфа Черного моря, его потери и приобретения, развитие экологических процессов в новых условиях отношений человека и моря.

В монографии «Биология северо-западной части Черного моря» (1967) северо-западная часть была определена как наиболее обширная мелководная зона Черного моря, лежащая к западу от линии, которая соединяет Тарханкутский полуостров (Украина) с м. Калиакра (Болгария). При этом район исследований ОБС Института гидробиологии АН СССР — ныне Одесский филиал Института биологии южных морей им. А.О. Ковалевского НАН Украины (ОФ ИнБЮМ), в 1954-1962 гг. охватывал район СЗЧМ, расположенный к северу от линии, соединяющей м. Тарханкут с о-вом Змеиный, т. е. практически по параллели 45° с. ш. на площади $48\,600\text{ км}^2$ при объеме вод 1150 км^3 и средней глубине $23,7\text{ м}$. Анализ морских карт позволил уточнить основные характеристики района исследований, результаты которых представлены в настоящей монографии: находится к северу от $44^{\circ} 40'$; общая площадь 49900 км^2 ; объем вод 2700 км^3 ; средняя глубина $54,1\text{ м}$.

Активная и плодотворная работа немногочисленного коллектива ОБС, насчитывавшего в первые годы своего существования всего пять человек, способствовала его развитию. К 50-летию юбилею со дня основания (27 декабря 2003 г.) ОФ ИнБЮМ НАН Украины насчитывал 111 чел. В структуре филиала четыре отдела: гидробиологии активных зон моря; популяционной экологии беспозвоночных; проблем качества водной среды; экологических основ морского природопользования.

За 37 лет, прошедших с момента опубликования первой книги, посвященной биологии СЗЧМ, наши представления о самом продуктивном районе Черного моря существенно расширились. Среди наиболее значимых достижений можно отметить следующие:

- регистрацию первого в Черном море случая массового замора бентоса вследствие гипоксии на площади около $3,5\text{ тыс. км}^2$ (начало антропогенного эвтрофирования) и описание антропогенных изменений в экосистеме СЗЧМ, в том числе явления «красных приливов», вселение опасных экзо-

тических видов, изменение численности популяций водорослей, беспозвоночных и рыб;

- первое обнаружение живых многоклеточных организмов в Черном море на глубине до 800 м в зоне сероводорода и отсутствия кислорода;
- количественное описание закономерностей формирования и изменчивости популяционной структуры мидий и разработку методов их культивирования;
- разработку принципов и методов биологической мелиорации моря, в том числе обоснование создания первых искусственных рифов Черного моря;
- разработку национальной концепции нормативной базы морского природопользования для регламентации различных видов хозяйственной деятельности, охраны и воспроизводства биологических ресурсов моря;
- создание первой сводки о состоянии биологического разнообразия СЗЧМ и Азовского моря в пределах Украины;
- создание раздела Международной географической информационной системы Черного моря по СЗЧМ;
- определение влияния биогенного стока Дуная, Днепра и Буга на развитие экологических процессов в СЗЧМ;
- количественную оценку интенсивности самоочищения вод СЗЧМ методами математического и экспериментального моделирования;
- разработку вариантов переработки мидий и водорослей Черного моря в ценную продукцию лечебно-профилактического назначения;
- участие экологического отряда в первой Украинской антарктической экспедиции (1996—1997);
- осуществление первой комплексной экологической экспедиции на о-ве Змеиный (1997);
- анализ экологических последствий вселения в Черное море новых видов гидробионтов;
- создание первой ландшафтной карты СЗЧМ;
- создание коллекции живых тест-объектов для биотестирования пресных и морских вод Черного моря;
- разработку на основе параметров поверхности макрофитов прогностической модели изменений флористического состава и продукционных показателей фитобентоса под влиянием эвтрофирования;
- первое описание для Черного моря тенденций развития мейобентоса под воздействием различных форм антропогенного воздействия.

Коллектив ОФ ИнБЮМ участвовал в разработке государственных документов в области охраны природы, в том числе: Национальной программы защиты биологического разнообразия (1998—2015); Государственной программы защиты и восстановления природной среды Черного и Азовского морей; замечаний и предложений по Протоколу 1996 года к Конвенции по предотвращению загрязнения моря сбросами отходов и других материалов от 1972 года, Конвенции по рыболовству и сохранению живых ресурсов Черного моря; Правил охраны внутренних морских вод и территориального моря

*

Украины от загрязнения и замусоривания; ряда нормативных документов Украины и России по биотестированию вод и донных отложений.

Научные результаты были обобщены в *монографиях*: А.М. Бронфман, Е.П. Хлебников «Азовское море. Основы реконструкции» (1985); А.К. Виноградов «Токсичность высокоминерализованных стоков для морских гидробионтов» (1986), В.Н. Золотарев «Склерохронология морских двустворчатых моллюсков» (1989); Л.В. Воробьева и соавт. «Интерстициальная мейофауна песчаных пляжей Черного моря» (1992); *Ю.П. Зайцев, В.О. Мамаев «Биологическое разнообразие в Черном море: изучение изменений и усадка» — на англ. языке (1997); Ю.П. Зайцев «Самое синее в мире» (1998); Л.В. Воробьева «Мейобентос украинского шельфа Черного и Азовского морей» (1999); Б.Г. Александров и соавт. «Оценка риска биологического загрязнения с балластными водами для порта Одесса, Украина» (2003) — на англ. языке; *коллективных монографиях*: «Экосистема взморья украинской дельты Дуная» (1998); «Красная книга Черного моря» (1998) — на англ. языке; «Бюрознамштств Дунайського бюсферного заповшника, збереження та управлшня» (1999); «Экзотические виды Эгейского, Мраморного, Черного, Азовского и Каспийского морей» (2001) — на англ. языке; «Водные инвазивные виды Европы: распределение, воздействие и управление» (2002) — на англ. языке; *монографических сборниках*: «Практическая экология морских регионов. Черное море» (1990); «Мониторинг и поддержание биологического разнообразия в водно-болотных угодьях Украины» (1995); «Внутренние моря и озера Восточной Европы и Средней Азии» — на англ. языке (1995); «Поверхность моря и глобальные изменения» — на англ. языке (1997); серия монографий Черноморской экологической программы: «Библиография Черного моря (1974—1994)» (1995); «Трансграничный диагностический анализ экосистемы Черного моря» — на англ. языке (1997); «Биологическое разнообразие Черного моря. Украина» — на англ. языке (1998); *статьях*: в «Бюллетене Украинской антарктической экспедиции» (1998) и других изданиях.

После образования независимого государства Украина существенной составляющей научных исследований ОФ ИнБЮМ стали программы и проекты при поддержке международных фондов. Одной из наиболее крупных и продолжительных программ, начавшейся в 1994 г. и действующей ныне, является Международная черноморская экологическая программа (BSEP, под эгидой GEF/World Bank/UNDP, при поддержке INTAS). При этом ОФ ИнБЮМ был утвержден в качестве украинского национального центра активности по биологическому разнообразию. В рамках выполнения программы специалисты ОФ ИнБЮМ стали соавторами шести монографий, в том числе первого сводного отчета Украины о состоянии биологического разнообразия водных экосистем в границах территориальных вод Черного и Азовского морей (Black Sea Biodiversity..., 1998); первого обобщения о состоянии биологического разнообразия Черного моря (Zaitsev, Mamaev, 1997); первой в мире региональной Красной книги Черного моря (Black Sea Red Data Book, 1998).

Результатом работы в проекте «Современное состояние биоразнообразия украинской части дельты Дуная» (GEF, World Bank, 1996—1998) стало обоснование создания Дунайского биосферного заповедника.

В тот же период специалисты филиала участвовали в программе Совета Европы «Влияние Дуная на Черное море» (проекты «EROS-2000» «EROS-21»).

Одним из наиболее крупных проектов, выполнявшихся в последние годы, является программа «ГлоБалласт», или «Снятие барьеров на пути эффективного контроля и управления балластными водами в развивающихся странах» (ГЭФ, ПРООН, ИМО) — 2001—2004, в ходе которой проведены базовые биологические исследования в акватории Одесского порта, разработана компьютеризованная система оценки риска биологического загрязнения Черного моря балластными водами судов, оценена эффективность обработки балластных вод методом гидродинамического кавитационного обеззараживания.

Всего за период 1994—2004 гг. специалисты ОФ ИнБЮМ приняли участие более чем в 10 международных проектах и программах.

В основу результатов, представленных в настоящей монографии, легли экспедиционные исследования, выполненные не только на судах ОФ ИнБЮМ (79 рейсов НИС «Миклухо-Маклай» за период 1967—1989, 31 рейс ВК «Спрут» — 1992—2001), но и других организаций: Института биологии южных морей им. А.О. Ковалевского НАН Украины — НИС «Профессор Ковалевский» (1990, 1991), НИС «Профессор Водяницкий» (1991, 1995, 1997); Украинского научного центра экологии моря — НИС «Георгий Ушаков» (1991), «Эрнст Кренкель» (1992), «Виктор Бугаев» (1993); Геолого-разведочной экспедиции — НИС «Неон» (1990); Севастопольского специального экспериментального бюро по подводным исследованиям — РТС «Гидронавт» (1981); Одесского национального университета им. И.И. Мечникова — «Антарес» (1990), «Мечников» (1991—1993). Изучение лиманов и прибрежной зоны СЗЧМ осуществлялось в многочисленных экспедициях с использованием легководолазной техники с борта малых плавсредств.

Наряду с коллективом ОФ ИнБЮМ в написании данной монографии принимали участие сотрудники: Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Россия — А.Н. Косарев; Государственного океанографического института, Москва, Россия — В.С. Тужилкин; Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия — Ю.Р. Налбандов, Одесского национального университета им. И.И. Мечникова — к.б.н. Н.В. Ковалева; Лаборатории «БРЭМА» — к.м.н. А.А. Биркун (младший); Одесского государственного экологического университета — к.б.н. П.В. Шекк, О.Ю. Сапко; Одесского филиала Южного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ЮгНИРО) — к.б.н. С.Г. Бушуев, В.Е. Рыжко; Украинского научного центра экологии моря Министерства охраны природной среды — О.С. Изаак.

Результаты исследований, представленные в монографии, получены при непосредственном участии и благодаря творческой активности многих специалистов, которые в настоящее время не являются сотрудниками ОФ

Предисловие

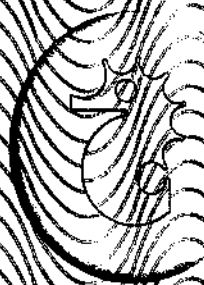
ИнБЮМ. Среди них Р.П. Алексеев, к.б.н. В.И. Белецкий, д.г.н. А.М. Бронфман, к.б.н. Л.М. Багри й-Шахматова, З.Т. Буланая, Т.П. Коцегой, А.С. Марченко, О.И. Морозовская, к.б.н. Л.Е. Нижегородова, к.х.н. Н.И. Рясинцева, к.х.н. С.А. Саркисова, Г.М. Трофанчук и многие другие.

Всем указанным лицам коллектив авторов монографии выражает глубокую благодарность.

Особое чувство признательности авторы хранят к ушедшим из жизни сотрудникам ОФ ИнБЮМ, внесшим свой вклад в изучение биологии и экологии СЗЧМ — к.б.н. А.И. Иванову, к.б.н. Л.Г. Коваль, к.б.н. Л.Д. Каминской, А.С. Острогину, к.б.н. В.А. Сальскому, В.Е. Филиппенко и другим.

РАЗДЕЛ I

**Современное
состояние и тенденции
изменения
экосистемы:
абиота**



*Существование равновесия
становится более очевидным,
если его нарушить,
но и после этого
оно удивительным образом
восстанавливается,
но уже на новом уровне.
Хумитакэ Секи*

Ландшафтно-геологические исследования

1.1. Ландшафтное районирование

За основополагающий принцип ландшафтного районирования целесообразно положить историю геологического развития района исследований, во взаимосвязи с его тектоникой, географической и биологической компонентами. Затем можно сравнивать исторически сформировавшиеся ландшафты с производными и проследить тенденции их изменения.

Описываемый район расположен на участке акватории северо-западной части Черного моря, в прибрежной зоне, заключенной между устьями Сухого и Малого Аджалыкского лиманов.

Сформировавшаяся здесь геосистема — продукт геологической истории развития района. С тектонической точки зрения исследуемый полигон расположен на южном склоне Украинского щита. Южный склон — это пологая моноклираль, покрытая толщей верхнемезозойских и кайнозойских осадочных пород. Общая мощность отложений в районе Одессы — 1–2 км (Головинский и др., 1968). Основу тектонического плана региона составляют крупные меридиональные разломы (линеаменты) добайкальского заложения, влияние которых на геоморфологическое строение района прослеживается на всех более поздних этапах его геологической истории до четвертичного периода включительно (Щербаков и др., 1986). Западная часть континентальной окраины Черного моря разбита линеаментами на крупные меридиональные мегаблоки. В исследуемом районе наиболее значительно проявляется Одесский разлом, который простирается в субмеридиональном направлении и охватывает зону шириной около 20 км, примерно между Пересыпью и Сухим лиманом (устное сообщение В.И. Самсонова, 2004).

Блоковая структура фундамента и движение блоков становятся одними из основных факторов геологиче-

ской истории района на неотектоническом этапе его развития. Полигон исследований расположен на пересечении двух ослабленных неотектонических зон — Главной Черноморской и Одесско-Сивашской (Ткаченко, 1970). В четвертичный период характер тектонических движений как самих мегаблоков, так и внутри них заметно различался. Проявление новейшей тектоники, безусловно, связано с развитием глубоководной впадины Черного моря. Активизация древних, дорифейского заложения, разломов индуцирована интенсификацией нисходящих движений Черноморской впадины. Скачок в погружении впадины, который произошел на рубеже миоцена и плиоцена, привел к формированию радиальных (по отношению к центру впадины) расколов жесткого континентального края. Возникшие при этом напряжения компенсировались активизацией прежних зон разломов. Вслед за образованием разломов обращенные к впадине края мегаблоков быстро вовлекались в погружение, но не одновременно и с различной скоростью. Этот процесс происходит и в настоящее время, что подтверждается на участках шельфа, переуглубленных по отношению к соседним. Активизация докембрийских разломов отразилась на неотектоническом этапе в структуре самой толщи отложений позднекайнозойской эпохи.

Так, в результате геологической съемки по неогеновым слоям, выходящим на поверхность, выявлены незначительные по размерам локальные поднятия и впадины, например: вблизи Куяльницкого лимана — Очаковский приподнятый блок; между Куяльницким и Днестровским лиманами — Одесский (Сулимов, 2001).

Неотектонические движения отражаются в ориентировке речных долин и палеодолин. Одним из первых обратил на это внимание И.Я. Яцко (1936). Он отметил дислоцированность пород понтического, мэотического и позднесарматского возраста, внешним проявлением чего служит направление лиманов и крупных балок как дислокационных линий с азимутом, близким к 312°. По данным Л.В. Ищенко и Г.И. Иванова (1972), гидрографическая сеть исследуемого района испытывала неоднократные изменения ориентировки речных долин, особенно резкие на рубеже плиоцена и четвертичного периода, в том числе и в голоцене (Сулимов, 1984). Для гидросети плиоцена характерны субширотные направления речных долин, а для четвертичного — субмеридиональные и северо-восточные. В частности, северо-восточную ориентировку имеет молодая Днепровско-Бугская долина, перекрывающая раннечетвертичные долины рек Тилигул и Березань, реликты которых установлены по погребенному аллювию, вскрытому скважинами на Одесской банке (Пазюк и др., 1972). Таковую же связь направленности речных долин и неотектоники отмечают Ю.А. Амброз и Т.П. Федорченко, доказывающие, что устья рек Днестр, Южный Буг, Днепр, Ингул, Тилигул, Большой и Малый Куяльники и других сходятся в одной, пространственно ограниченной северо-западной части Черного моря. Такое расположение демонстрирует приуроченность центростремительного плана речной сети к областям тектонического прогибания (Амброз и др., 1967).

На участке между Одессой и Очаковом по слоям понтических известняков Л.В. Ищенко выявил несколько небольших (сотни метров) пологих антиклиналей, с которыми в рельефе ассоциируются береговые мысы ра-

ионов Аджияск, Карабуш и др., а на подводном склоне — зоны бенча. В свою очередь, синклинальным прогибам там отвечают заливы, где широко развиты терригенные отложения (Ищенко, 1972).

На Одесском побережье отдельным прадолинам рек, например Большому Аджалыкскому (Дофиновскому) и Малому Аджалыкскому (Григорьевскому) лиманам, в структурном отношении соответствуют небольшие антиклинальные поднятия, а Тилигульскому, Карабашскому и Березанскому лиманам — синклинальные прогибы (возможно сбросы). На этом же участке побережья слои средне-верхнеплиоценовых аллювиальных отложений и четвертичных лессовидных суглинков образуют флексуры, ниже переходящие в разрывные нарушения с амплитудой смещения слоев от 10 до 30 м и ориентированные параллельно береговой линии. Аналогичные флексуры установлены по данным бурения в районах сел Федоровка — Рыбаковка, Сычавка — Визирка и др. Формирование этих небольших, типично платформенных структур, судя по участию в них миоценовых и четвертичных отложений, датируется началом неогена — голоценом, так как слои последнего залегают горизонтально (Ротарь, 1972, 1975; Сулимов, 2001). П.Ф. Гожик и О.П. Андрияш отмечали, что Куяльницкий и Хаджибейский лиманы совпадают в плане с антиклинальными складками, а Тилигульский — приурочен к сбросу (Гожик и др., 1971).

Таким образом, в неотектоническом развитии района выделяются два геохронологических рубежа: новозэвксинский, на рубеже плиоцена — плейстоцена, и посленовзэвксинский, относящийся к средне-позднечетвертичной эпохе.

По данным Н.С. Благоволина и С.В. Победоносцева (1973), в настоящее время опускание побережья в районе г. Белгород-Днестровский составляет 1,49, в Одессе — 5,2 мм/год. Это свидетельствует о том, что локальные проявления тектонической составляющей амплитуд погружения в историческом прошлом могли достигать 4,5 м и более в тысячу лет. На фоне общего погружения исследуемого района отмечается пульсация тектонических движений с периодами от 12 до 25 лет.

В.Ф. Ткаченко (1970), анализируя схему современных вертикальных перемещений, приходит к выводу о том, что на территории Одессы неотектонические движения контролируются разломами субмеридионального простирания.

На основании изложенного нельзя не согласиться с мнением П.Н. Куприна и соавт. (1973) о том, что о новейших тектонических движениях можно говорить как об основном факторе формирования и развития внутренней структуры морфологии дна в регионе, а следовательно, и специфических условий образования донных ландшафтов.

Основы геохимии ландшафтов бассейна Черного моря заложили А.Д. Хованский и А.Ю. Митропольский, непосредственно для северо-западного шельфа — А.Д. Хованский и С.Я. Черноусов (Хованский и др., 1987а, б, 1989). В результате изучения особенностей формирования основных ландшафтов, выявления взаимосвязей, особенностей распределения элементов в воде, илах, живых организмах, определения закономерностей геохимической миграции были выделены однородные морские комплексы - *геохими-*

ческие аквальные ландшафты. В основу их выделения положены: видовой состав; биомасса и продукция растительных сообществ, определяющие особенности биогенной миграции; окислительно-восстановительные и кислотнo-щелочные условия; распределение типоморфных элементов в воде и донных отложениях, характеризующее особенности физико-химической миграции. Большое внимание было уделено роли геоморфологических и гидродинамических особенностей, отражающих условия механической миграции при формировании донных отложений.

Таким образом, указанные исследователи различают следующие геохимические ландшафты:

1) кислородные трансаквальные — на слабоизвестковых и известковых песках и ракушниках, расположены в прибрежной зоне;

2) кислородно-глеевые трансаккумулятивные — на ракушниках, приурочены к центральной части шельфа;

3) кислородно-сероводородные слабовосстановленные аккумулятивные — на слабоизвестковых глинистых илах Каламитского залива;

4) кислородно-сероводородные аккумулятивные — на слабоизвестковых мелкоалевритовых илах, расположены в понижениях Днепровского желоба в Каркинитском заливе и авандельте р. Дунай.

Иной методологический подход применил О.Е. Фесюнов (1996). В основу выделения ландшафтных районов был положен *геоморфологический принцип*, согласно которому геоисторическое развитие региона рассматривалось как унаследованное от палеотектонических процессов. О.Е. Фесюнов выделил шесть основных типов донных ландшафтов, которые включают в себя более 25 элементарных ландшафтов. Донные ландшафты он рассматривал как систему, состоящую из ряда подсистем — донных отложений, донных биоценозов и придонного слоя воды. В районе исследований О.Е. Фесюнов различает ландшафты:

1) прибрежных подводных склонов;

2) подводных возвышенностей;

3) палеодолин.

Т.Н. Грицаев и В.Г. Тихоненкова (1999) рассматривают всю шельфовую зону Украины как обширную парадинамическую систему, охватывающую приморские равнины и обращенные к морю склоны гор. Шельф, будучи громадной геохимической ловушкой, которая задерживает большую часть веществ, сносимых с суши, представляет собой ландшафтно-геохимическую мезоарену концентрации химических элементов.

Исследователи выделили следующие геохимические ландшафты.

I. Трансэлювиальные супераквальные:

1) аккумулятивной лессовидной равнины Северо-Западного Причерноморья: а) ландшафты настоящих черноземных степей на илах, глинах; б) ландшафты прибрежных галофильных и лугово-галофильных комплексов с темно-каштановыми почвами на глинах с прослоями гравия и гальки, на илах, ракушечном детрите;

2) сильнорасчлененных среднегорий и низкогорий: а) ландшафты буково-сосновых и сосновых лесов с бурями горно-лесными почвами на известняках, глинах; б) ландшафты можжевельных, сосново-можжевельных

редколесий, дубово-фисташковых и дубово-грабенниковых шибляков с коричневыми почвами на песчаниках, конгломератах, эффузивных породах;

*: И. Трансаккумулятивные субаквальные:

а) ландшафты морских трав на песках, ракушечниках; б) ландшафты морских водорослей на песках, илах (известняках).

III. Аккумулятивные субаквальные ландшафты: преимущественно абиогенные с развитием анаэробных бактерий на песках, илах с обильной ракушей.

Хозяйственная деятельность преобразует природные ландшафты в природно-антропогенные. Человек их постоянно наблюдает и контролирует. Такие ландшафты получили название *антропогенно-регулируемых*. Вся шельфовая зона Украины включает в себя следующие антропогенно-регулируемые геохимические ландшафты:

1) морепромышленные, с типоморфным комплексом: Si, Ca (эксплуатируемые месторождения строительных песков); C, N, S, J, Cd (эксплуатируемые месторождения газового конденсата);

2) морекультурные, с типоморфным комплексом Cl, F, B (эксплуатируемые плантации филофоры, цистозир);

3) водохозяйственные, с типоморфным комплексом N, P, Ni (крупные морские порты).

Приморские ландшафтно-геохимические системы достаточно устойчивы, а субаквальные геохимические ландшафты в силу более низкой способности к самоочищению, испытывая антропогенное воздействие, значительно изменяются (Грицаев и соавт., 1999). Таким образом, производные геохимические ландшафты формируются в тех случаях, когда порог устойчивости природных ландшафтно-геохимических систем преодолевается.

1.1.1. Палеогеографические аспекты развития исследуемого района

В плейстоцене северо-западная часть шельфа неоднократно осушалась, о чем свидетельствует чередование в разрезе плейстоцена субаэральных эоловых суглинков и речного аллювия с субаквальными морскими и лиманно-морскими осадками (Щербаков и др., 1986). В начале позднего плейстоцена северо-западная часть шельфа представляла собой поверхность субаэральной лессово-аллювиальной равнины, расчлененной долинами рек (Баландин и др., 1987).

В ходе новозвксинской трансгрессии поверхность приморской равнины была покрыта морем. Здесь накапливался осадочный материал, выносимый реками вследствие абразии и оползневых явлений, а также органические остатки. В первой половине трансгрессии сформировалась нерасчлененная будущая центральная часть шельфа с абразионным рельефом, позднее перекрытая тонким покровом морских осадков голоценового возраста (Амброз и др., 1967). Во второй половине трансгрессии произошло ее ускорение, в результате чего образовался внешний абразионный уступ современной прибрежной части шельфа. Этот уступ, по-видимому, фиксирует некоторое промежуточное положение береговой линии в поздненовозвксинскую эпоху.

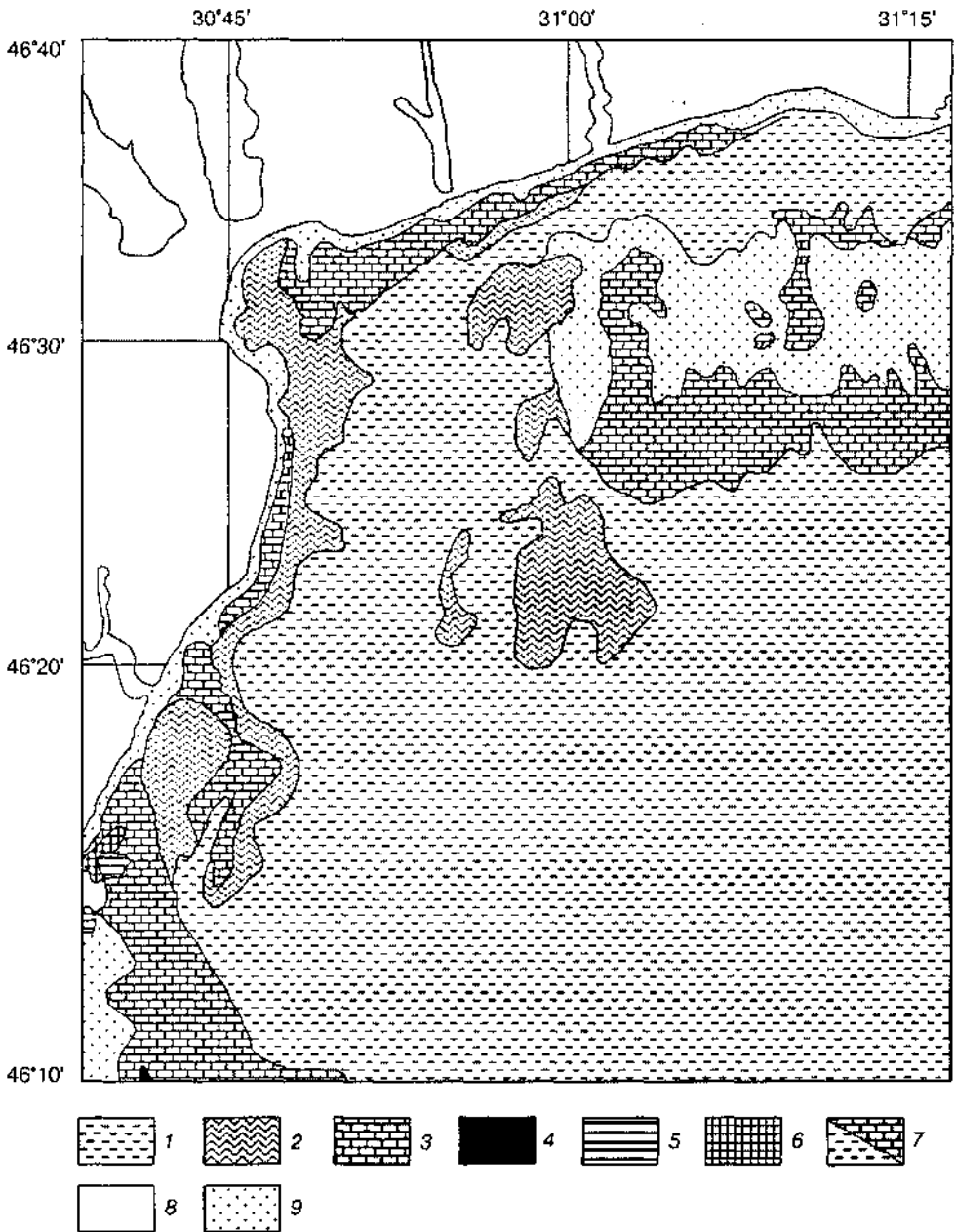


РИС. I. I.I. Распределение грунтов в Одесском заливе и прилегающих акваториях.

Илл. 1 — глинистые; 2 — мелкоалевритовые; 3 — ракушечники; известняки; 4 — ракушечниковые; 5 — солито-ракушечниковые; 6 — галька; 7 — границы литологических разностей внутри подразделений; 8 — верхнеплиоценовые отложения; 9 — пески мелко-среднезернистые

К концу новоэвксинской эпохи уровень моря поднялся до отметки -30 м (Щербаков и др., 1987). Дальнейший подъем уровня в раннем голоцене привел к затоплению приморской равнины и формированию прибрежной части шельфа. Процессы абразии и аккумуляции лишь в незначительной степени изменили поверхность равнины, так что современный рельеф прибрежной части шельфа фактически представляет собой реликтовый аккумулятивно-эрозионный рельеф, унаследованный от позднеплейстоценового субэарального этапа (Фесюнов, 2000).

По мнению Ю.Г. Баландина и В.И. Мельника, на северо-западном шельфе достоверно установлено положение трех древних береговых линий, фиксирующих три уровня замедления постплейстоценовой трансгрессии: на глубине 55—65, 20—30 и 8—12 м. С ними связаны азональное увеличение крупности осадков по нормали к берегу и концентрация элементов древних лиманно-лагунных образований. Начало каждого из этапов трансгрессии носило ярко выраженный характер, а в ходе дальнейшего ее развития степень расчлененности береговых линий уменьшалась (Баландин и др., 1987).

Исследование гидродинамического разноса и механической дифференциации седиментационного материала, а также разграничение динамических систем описываемого района проведены ранее, и поэтому подробно не рассматриваются (Пазюк и др., 1966, 1977; Ищенко, 1973; Дятлов и др., 2003). Конечный результат этого переноса в виде схемы распределения донных осадков представлен на рис. I. 1.1.

На основании анализа геоморфологических особенностей и специфических условий осадконакопления в изучаемом районе О.Е. Фесюнов выделил различные донные ландшафты, детальное описание которых приводится ниже (Фесюнов, 2000).

1.1.2. Современные донные ландшафты

Ландшафты абразионного прибрежного склона распространены в узкой полосе вдоль побережья от уреза воды до глубины 10—15 м. Донные отложения представлены здесь детритовыми ракушниками, иногда илистыми, на которых развиты мидиевые биоценозы, часто с высокой продуктивностью, сменяющиеся на заиленных участках биоценозами мии. В условиях активного гидрологического режима эти ландшафты можно рассматривать как кислородные трансаквальные (Хованский и др., 1987, 1989). В мелководных лиманах и заливах с пелитовыми отложениями наблюдаются ландшафты с кардиумом или смешанные солоноватоводно-морские ландшафты (рис. I. 1.2).

Ландшафты подводных возвышенностей (Днестровская возвышенность, Одесская банка) приурочены к области относительных неотектонических поднятий или районам активной аккумуляции осадков. Их поверхности располагаются на глубине меньше 30 м, преобладающий интервал 17—23 м. Доминирующий тип донных отложений — ракушники и детритовые раковинные пески. Карбонатность осадков составляет более 70—80 % при незначительном содержании $C_{орг}$ (0,3—0,7 %). Гидродинамическая активность здесь достаточно велика, что способствует выносу материала пелито-

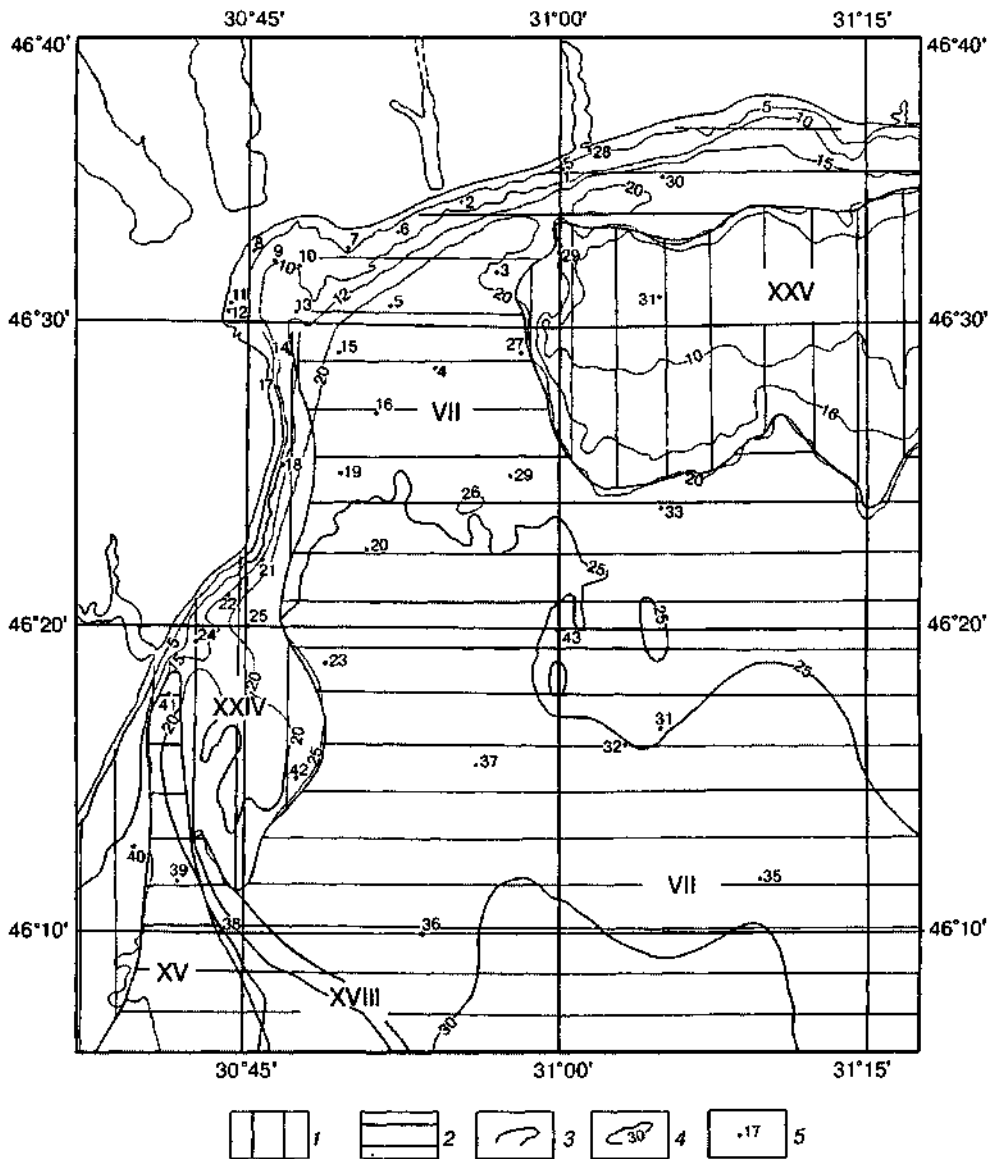


рис. 1. Схема ландшафтного районирования одесского залива и прилегающей акватории (по О.Е. Фесюнову, 2000):

1 — ландшафт прибрежных склонов и подводных возвышенностей; 2 — ландшафт палеодолин; 3 — границы геоморфологических элементов рельефа (VII — Днепровский желоб, XV — северный склон Днестровской возвышенности, XVIII — южный склон Одесской котловины, XXIV — Ильичевская возвышенность, XXV — Одесская банка); 4 — изобаты, м; 5 — станция и ее номер

вой размерности за пределы вершинных поверхностей. В зоне вершин происходит только биогенная седиментация. Однако сезонная стратификация водной толщи способствует смене физико-химической обстановки в дон-

ной биокосной системе. Кислородные трансаквальные условия зимнего периода изменяются летом на трансаккумулятивные кислородно-глеевые и кислородно-сероводородные, поэтому накапливается автохтонный органо-генный и аллохтонный терригенный пелитовый материал, находящийся в восстановительных условиях. Макрозообентос представлен здесь мидиевыми биоценозами различной продуктивности. В Днестровско-Днепровском междуречье в результате почти ежегодно повторяющейся гипоксии биоценозы разрушены, мидии — исключительно молодь, гибнут, как правило, к концу лета, когда макрозообентос состоит либо только из полихет (нереис, полидора), либо вообще отсутствует.

Ландшафты палеодолин связаны с опускающимися участками шельфа. Развиты они в Днепровском желобе с Одесской котловиной. Глубина в депрессиях морского дна в 2 раза выше, чем в других прибрежных частях шельфа, и составляет 20—30 м в верховьях палеодолин, возрастая до 40—42 м по мере удаления от морского побережья. Гидродинамический режим здесь более щадящий, чем на возвышенностях, что способствует накоплению осадочного материала пелитовой размерности. Донные осадки на склонах депрессий представлены илистыми ракушниками, переходящими с увеличением глубин в раковинные илы, и в наиболее глубоких частях — илами. Карбонатность осадков составляет 30—50 %. Содержание $C_{орг}$ увеличивается от 0,5—0,9 до 1,8—2,4 %. Физико-химические условия в целом характеризуются аккумулятивным кислородно-сероводородным режимом. Обстановка — восстановительная. В период гипоксии в осадках образуется сероводород. В конце лета, когда гипоксия переходит в аноксию, сероводородное заражение местами охватывает и придонную водную толщу. Биоценозы здесь мидиевые, субдоминантные виды обычно представлены полихетами (преимущественно *Melinna palmata*). Общая биомасса на склонах депрессий в благоприятные годы достигает 500 г/м². В летне-осенний период биомасса снижается до 10 г/м² и менее, мидия иногда полностью выпадает из биоценоза, сохраняются только полихеты (в основном мелинна) с ничтожной общей биомассой 0—3 г/м².

1.2. Донные отложения

Основной проблемой экологии океана и Черного моря как его части является создание теории функционирования экосистем, объединяющей закономерности взаимодействия живой материи и биокосных компонентов среды (Виноградов, 1990). Еще В.И. Вернадский (1987) указывал на возникновение «сгущений жизни» в контактных зонах Мирового океана. Одна из таких зон — граница вода/дно. Донные отложения служат не только местом захоронения биокосного вещества из водной толщи. В верхнем слое осадков протекают процессы изменения вещества, причем часть его снова поступает в воду, т. е. идет обратный поток вещества и запасенной энергии из донных отложений в морскую воду. В верхнем слое осадков изменяются формы элементов и соединений, образуются новые минеральные формы (диагенетические минералы). Здесь возникает особое биокосное вещество, происходит взаимодействие его живой и косной компонент (биоассимиля-

ция элементов бентическими организмами на построение панцирей и тканей, биофильтрация, биотурбация и др.).

Важный компонент биокосных систем северо-западного шельфа Черного моря составляют неконсолидированные донные осадки. Особенности площадного распространения различных вещественно-генетических типов верхнего слоя осадков контролируются геолого-гидрологическими факторами среды осадкообразования и характером геоисторического развития региона. Современные условия окружающей среды отражаются в формировании так называемого наилка — вполне состоявшейся коллоидной системы, покрывающей отложения практически повсеместно (Зайцев и др., 1992).

Выяснение динамических законов развития морских экосистем дает возможность прогнозировать их изменения при различных формах внешних воздействий.

При переносе и отложении твердых частиц в движущейся жидкости происходит их дифференциация по крупности и плотности. Там, где скорость водного потока велика, выпадают (осаждаются) более крупные и тяжелые частицы, а там, где она снижается, — более мелкие и легкие компоненты взвешенного вещества. Разделение частиц по размеру отражается в гранулометрическом составе отложений, который искажается за счет различной плотности (слипания гранул) и формы частиц одинакового размера. Разделение по плотности отражается в минеральном составе и, в свою очередь, искажается вследствие различной формы и размеров минералов одинаковой плотности. Поэтому для восстановления процессов первоначальной дифференциации осадочного материала необходимо использовать данные как гранулометрического, так и минералогического анализа (Девдариани и др., 1977).

Северо-западная часть Черного моря представляет собой стратотипический район для отложений позднечетвертичного возраста Черноморского бассейна (Иванников и др., 2000). А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов первыми провели стратиграфическое расчленение разреза верхнечетвертичных донных отложений шельфа (Архангельский и др., 1938). Развитие представлений о геологической истории и строении черноморского шельфа Украины изложено в многотомной серии «Геология шельфа УССР» под редакцией Е.Ф. Шнюкова (Геология..., 1985).

По данным геологического картирования, проведенного ГГРП «Причерноморгеология», на северо-западном шельфе развит практически полный разрез отложений четвертичного возраста, начиная с чаудинских слоев (Какаранза, 2002). Схема распространения различных вещественно-генетических типов донных отложений по площади северо-западного шельфа Черного моря представлена на рис. 1.1.1.

1.2.1. Отложения неоплейстоцен-голоценового возраста

Делювиальные отложения развиты на о-ве Березань, где залегают на различных субаэральных образованиях, и на о-ве Змеиный — в виде небольших пятен на нижнедевонских породах. Мощность 0,5—1,5 м. Представле-

ны буровато-, серовато-желтыми и палевыми суглинками со щебнем, дрсевой и карбонатными стяжениями.

Аллювиальные отложения распространены очень широко, выполняют нижние части разреза подводных желобов — продолжения на шельфе пойм современных рек: Днепра, Днестра, Дуная, Дальника, Когильника, Сараты, Алкалии, Хаджидера, Каланчака и других более мелких. На глубине более 50 м долина Палеоднестра соединяется с долиной Палеоднепра. Края шельфа, по-видимому, достигают только долины Палеоднепра, Палеодуная, Палеосараты и, возможно, общая долина р. Каланчак и реки, протекавшей по дну современного Каркинитского залива (Зелинский и др., 1987). На глубине моря 50—70 м долины указанных рек соединяются, образуя одну обширную аллювиальную равнину, которая простирается до абсолютной отметки -87,5 м. Эти реки в позднем неоплейстоцене на краю шельфа имели общий базис эрозии в виде регрессивной береговой линии ранненовозвксинского бассейна. На полную мощность самые молодые аллювиальные отложения на шельфе пройдены колонковым бурением только в прибрежной части. Здесь мощность их составляет от 0,1—0,2 м в краевых частях долин до 20—25 м — в осевых. Максимальная мощность по геологическим построениям в Днепровском желобе — 29 м. Средняя мощность аллювиальных отложений в прибрежной части составляет 15—20, в центральной части шельфа — 10—15 м. Они залегают на размывтой поверхности как неогеновых, так и четвертичных отложений разных возраста и генезиса. Представлены в верхах разреза алевритами, песками, глинами и торфом, в низах — песками, гравием, иногда алевритами, редко галечниками. В верхах разреза встречается большое количество озерно-аллювиальной фауны моллюсков: *Viviparus fasciatus* (Miill.), *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Dr. rostriformis bugensis* (Andr.), *Theodoxus fluviatilis* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus septemgyratus* (Rossm.), *Fagotia esperi* (Fer.), *Sphaerium rivicola* Lmk., *Unio tumidus* Phil., *Pisidium amnicum* (Miill.) и др. В низах разреза находится множество окатанного детрита четвертичной и неогеновой фауны моллюсков различного генезиса. По данным термолюминесцентного и радиоуглеродного анализов, возраст верхних частей разреза аллювиальных отложений составляет от 19 до 7,5 тыс. лет, что соответствует верхам новозвксинского — низам черноморского горизонтов.

Элювиальные отложения слагают нижнюю часть современного почвенного горизонта на шельфе, погребенную под верхней, лиманно-морской, частью отложений голоценового возраста. Встречаются, в основном, в Тендровском заливе и фрагментарно к югу от о-ва Тендровская Коса. Абсолютные отметки от 0 м в приурезовой зоне до -14 м в Тендровском заливе. Мощности от 0,1 до 0,9 м. Почти повсеместно с постепенным переходом залегают на поверхности эолово-делювиальных отложений, в редких случаях — на поверхности верхнечетвертичных эоловых песков. Представляют собой в различной степени обогащенные органикой суглинки, супеси, глины и пески.

Эоловые отложения слагают верхнюю часть тела Кинбурнского полуострова и прослеживаются на его подводном продолжении до абсолютных отметок -11,5 м в Тендровском, Ягорлыцком заливах и Днепровско-

Бугском лимане. Мощность от 0,2 м на шельфе до 16 м на так называемых кучугурах Кинбурнского полуострова. Без видимого контакта залегают на поверхности верхнечетвертичных эоловых отложений и выделяются на большей части площади условно, и только в северной части Тендровского залива между ними вклиниваются эолово-делювиальные суглинки и супеси. Это дает возможность разделить толщу эоловых отложений на верхнечетвертичные и современные. Состоят исключительно из кварцевого песка, содержащего иногда мелкий неопределимый детрит.

Делювиально-коллювиальные отложения представляют собой сохранившиеся от абразии останцы оползневых блоков береговых глинисто-известняковых пород неоген-четвертичного возраста. Залегают преимущественно на неогеновых породах бенча, иногда внутри лиманных и морских отложений черноморского возраста. Часто обнажаются непосредственно на морском дне в виде скальных останцев оползшего понтического известняка. Абсолютные отметки кровли от 0 м в приурезовой зоне до -21,8 м у подножия бенча в Днепровско-Бугском лимане. Мощность от 0,5 до 4,2 м. Предполагается максимальная мощность до 9 м.

Озерно-болотные отложения развиты локально. Больше распространены на низменных участках суши: косах, пересыпях, полуостровах, островах. Наиболее крупные поля их развития встречены на полуостровах Кинбурнский и Ягорлыкский Кут. На шельфе встречаются в виде мелких пятен на Одесской банке, в Тендровском заливе, Днепровско-Бугском лимане и южнее о-ва Тендровская Коса. Абсолютные отметки кровли от +2...+3 м на суше до -18,6 м в Тендровском заливе. Мощность от 0,05 до более 3,2 м, но обычно в пределах 0,5—1,0 м. Залегают на поверхности верхнечетвертичных эоловых и эолово-делювиальных отложений, а также эоловых, элювиальных, лиманных и морских отложений голоцена. Представлены чаще песками и илами, реже торфом, иногда алевролитами и ракушечниками. Часто содержат фауну моллюсков пресноводного, солоноватоводного, морского и смешанного характера, например: *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dr. polymorpha* (Pallas.), *Hypanis angusticostata angusticostata* (Borcea), *Theodoxus milashewitchi* (Gol. et St.), *Turricaspia variabilis* (Eichw.), *Cerastoderma* sp., *Abra ovata* (Phil.), *Hydrobia acuta* (Drap) и др. Результаты нескольких определений изотопного возраста торфа радиоуглеродным методом на шельфе дали от 2,5 до 0,2 тыс. лет, что свидетельствует о позднеголоценовом возрасте большей части этих образований.

1.2.2. Отложения черноморского возраста

Лиманные и морские отложения плащеобразно перекрывают все доголоценовые и частично описанные голоценовые отложения на шельфе, континентальном склоне и в глубоководной впадине Черного моря. На суше слагают многочисленные песчаные косы, пересыпи и острова. В современных лиманах залегают под более молодыми лиманными отложениями. Иногда образуют небольшие пятна на бенче и в прибрежных частях шельфа. Абсолютные отметки кровли от +1...+3 м на береговых валах, например на о-ве Тендровская Коса. Мощность от 0,05—0,1 м на бенче до 15—20 м в

прибрежной части Днепровского желоба и до 25—30 м на пересыпях некоторых лиманов. Средняя мощность на верхнем шельфе 1,5—2 м, на нижнем шельфе, континентальном склоне и в глубоководной впадине — до 1 м. Как правило, на пересыпях, косах и на глубине моря до 10—15 м представлены песками, на Днестровском взморье — кое-где гравием и галечниками. На глубине до 40—50 м преимущественно развиты ракушечники, ближе к полям развития песков, как правило, песчаные, а ближе к полям развития илов — в основном илистые. В Днепровском желобе, Каркинитском заливе, современных лиманах и вблизи дельты р. Дунай — илы, в центральных частях желоба и лиманов — пелитовые, в крайних частях — алевритовые. На глубине более 40—50 м — почти сплошное поле развития пелитовых илов. Все пески и илы до глубины примерно 180—200 м содержат раковинно-детритовый материал, ниже фауна моллюсков в илах обычно отсутствует, и илы здесь по биогенным примесям подразделяются на кокколитовые в верхах разреза и сапропелевые — в нижней части. В самых низах разреза развит слой сапропеля, содержащий остатки костей рыб, реже рыбной чешуи, стрекоз. По фауне моллюсков черноморский горизонт подразделяется на два слоя: нижний со смешанной солоноватоводной и морской фауной и верхний с типично морской фауной.

В свою очередь, Л.А. Невеская (1974) выделила по фауне моллюсков в составе черноморского горизонта следующие слои, снизу вверх: бугазские и витязевские, объединяемые в нижнечерноморские, каламитские и джеметинские, объединяемые в верхнечерноморские. Фаунистический комплекс бугазских слоев почти не отличается от фауны верхненовоэвксинских: *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Hypanis angusticostata angusticostata* (Borcea), *H. plicata relict*a (Mil.), *Adacna vitrea euxinica* (Nev.), *Valvata piscinalis* (Miill.), *Turricaspia caspia linct*a (Mil.) и др. Однако изредка среди них в открытой части моря попадаются редкие эвригалинные морские виды: *Cerastoderma lamarcki lamarcki* (Reeve), *Abra ovata* (Phil.), *Hydrobia acuta* (Drap.), *Lentidium mediterraneum* (Costa). Бугазские отложения развиты на абсолютных отметках не выше -17,5...-18 м, где находилась береговая линия того времени. В витязевских слоях в верхах разреза преобладают вышеуказанные морские формы, вплоть до полного исчезновения солоноватоводных. Береговая линия находилась на абсолютных отметках -8...-9 м, выше которых данные отложения отсутствуют. Для каламитских слоев характерно полное господство умеренно стеногалинной фауны моллюсков с примесью эвригалинных форм: *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Cerastoderma lamarcki lamarcki* (Reeve), *Parvicardium exiguum* (Gm.), *Chamelea gallina* (L.), *Bittium reticulatum* (Costa), *Polititapes aurea* (Gm.), *Loripes lucinalis* (Lmk.), *Gastrana fragilis* (L.), *Tritia reticulata* (L.) и др. Береговая линия в каламитскую эпоху была близка к современной, по некоторым данным превышала ее на 1—2 м. Затем уровень моря понизился примерно на Юм. В джеметинских слоях кроме указанных отмечаются и более типичные стеногалинные формы: *Gouldia minima* (Mont.), *Lucinella divaricata* (L.), *Pitar rudis* (Poli.), *Abra nitida milashewitchi* (Nev.), *Parvicardium papillosum* (Poli), на глубине моря 60—180 м — *Modiolus phaseolinus* (Phil.). По данным радиоуглеродных определений, изотопный возраст бугазских слоев составляет от 10,5—10 до 9—8,5 тыс. лет, витязев-

ских — от 9—8,5 до 7,1—6,5, каламитских — от 7,1—6,5 до 4,1—4, джемезинских — от 4,1—4 тыс. лет до нашего времени. В связи со сложностью разделения черноморских отложений на морские и лиманные фации на ранних этапах их образования они описаны в едином комплексе. Только для последнего, даже мети некого, этапа представляется возможным выделить лиманные фации.

Лиманные отложения развиты в современных лиманах Днепровско-Бугском, Днестровском, Тилигульском, Хаджибейском, Куяльницком и других более мелких. По данным бурения, залегают непосредственно на поверхности самых молодых, джемезинских, слоев морских отложений черноморского горизонта. Абсолютные отметки кровли от -10 м в Хаджибейском лимане до +1 м на аккумулятивных береговых формах. Мощность по данным бурения в Днепровско-Бугском лимане от 0,1 до 16,2 м. Представлены большей частью илами глинистыми и алевритовыми, в прибрежных частях, на пляжах, косах и пересыпях — песками, на Аджигольской косе — гравием. Значительно реже встречаются ракушечники, а береговые террасы часто сложены алевритами. Обычно содержат раковинно-детритовый материал. В зависимости от солености лиманов, многие из которых превратились в замкнутые озера, фауна моллюсков в них бывает эвригаллиная морская: *Cerastoderma lamarcki lamarcki* (Reeve), *Abra ovata* (Phil.), *Hydrobia acuta* (Drap.) и др.; солоноватоводная: *Hypanis colorata* (Eichw.), *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Turricaspia variabilis* (Eichw.) и др.; пресноводная: *Theodoxus fluviatilis* (L.), *Planorbis* sp., *Unio* sp., а также смешанная в различных вариантах.

Аллювиально-морские отложения развиты в дельте р. Дунай, где залегают на поверхности морских отложений. Представлены песками с прослоями илов, алевритов, глин. Абсолютная отметка кровли менее +1 м. Мощность до 30 м. Очевидно, большую часть этой мощности составляют морские и лиманные отложения и только незначительную верхнюю часть отложений надвигающейся на них дельты слагают собственно аллювиально-морские разности. Вероятная мощность их — первые метры. Фауна преимущественно пресноводная с отдельными солоноватоводными и морскими элементами.

Техногенные отложения встречаются как на суше — на косах и пересыпях морского и лиманного генезиса в виде насыпных грунтов в местах городской застройки (Одесса, Очаков и др.), так и на шельфе в виде свалок грунта и отвалов после чистки судоходных каналов (Днепровско-Бугский лиман, участки шельфа вблизи портов Одесса, Ильичевск, Южный и др.). Насыпной также о-в Первомайский в Днепровско-Бугском лимане. Абсолютные отметки кровли от +1...+3 м на суше до -23 м в Днепровском желобе. Мощность от 0,1 до 5—6 м, на о-ве Первомайский — до 10 м. Залегают непосредственно на поверхности современных морских и лиманных отложений. На суше представлены смесью суглинков, глин, песков, обломков известняка и строительного мусора, на шельфе — смесью илов и песков с включениями глин, суглинков, известняков и строительного мусора.

Гидрологические исследования

2.1. Шельфовая зона

Своеобразие гидрологических, гидрохимических и гидробиологических условий СЗЧМ сформировалось под влиянием четырех рек: Дуная, Днепра, Днестра и Южного Буга, суммарный сток которых составляет почти 80 % общего стока нескольких десятков рек и речек, впадающих в Черное море. Общий годовой сток этих четырех рек в 2000 раз меньше объема вод Черного моря, но он всего в 2,3 раза уступает объему вод СЗЧМ в ее самых узких пределах и только в 7 раз — в самых широких. Некоторые характеристики стока указанных рек приведены в табл. 1.2.1.

Сток Дуная в среднем за год составляет 76 % общего стока в СЗЧМ, в межень его доля увеличивается до 80—85 %, а в половодье уменьшается до 63 % (Большаков, 1970).

Речной сток в пересчете на всю поверхность Черного моря составляет слой около 0,5 м, а для СЗЧМ, в зависимости от принятой открытой границы, — от 5 до Юм, что указывает на ее интенсивный водообмен с открытой частью моря.

Описание климата СЗЧМ дано, в основном, по (Гидрометеорология..., 1991). Атмосферные осадки составляют не более 10 % объема речного стока. Их среднегодовое количество вблизи центра южной границы СЗЧМ наименьшее — 200 мм. К берегам количество осадков увеличивается до 400 мм и более.

По расчетным данным самый большой слой испарения в СЗЧМ приходится на акваторию у западных берегов Крыма и составляет более $1200 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$. К западу и к северу слой испарения в море убывает до $900 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$, на береговых станциях он еще меньше.

Также как в водной и воздушной оболочке Земли в целом, структура и движение вод в Черном море обусловлены, главным образом, распределением и перераспределением солнечной энергии. Нулевая изолиния годового теплового баланса поверхностного слоя моря

ТАБЛИЦА 1.2.1. Речной сток в СЗЧМ по данным за 1923—1985 гг.

Характеристика ка	Дунай	Днепр	Днестр	Южный Буг	Для всей СЗЧМ
Площадь водосбора, км ²	817 000	505 810	71 990	68 000	1 500 000
Длина, км	2860	2285	1328	857	—
Сток в створе, км ³ • год ⁻¹ :	54-я миля	Каховская ГЭС	218-й км, г. Бендеры	142-й км, с. Александрова	—
средний	208	47,9	10,2	3,00	269
максимальный и процент от среднего	313 (150 %) (1941)	83,2 (174 %) (1933)	19,3 (189 %) (1980)	6,25 (208 %) (1980)	408(152 %) (1941)
минимальный и процент от среднего	136 (65 %) (1949)	23,0 (48 %) (1960)	5,36 (53 %) (1946)	1,22 (41 %) (1959)	180 (67 %) (1950)
Распределение стока внутри года, %	Весна—лето - 60; зима — 17	Преобладает весной	Весна — 41; лето—осень — 44	Март—апрель — 45	Весна—лето — 61; минимум в октябре
Коэффициент неравномерности	2,2	3,3	С 1955 г. колебания расхода малы	4,1	—

СЗЧМ отрицательный. Минимальные значения, около $-1700 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, наблюдаются у м. Тарханкут. К северу они увеличиваются до -1000 , к западу достигают $-500 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Самые низкие среднемесячные значения теплового баланса — до $-700 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{мес}^{-1}$ — наблюдаются в декабре, а самые высокие — до $+400 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{мес}^{-1}$ — в мае.

Под влиянием указанных климатических, а также динамических факторов складывается термогалинная структура вод. Вследствие мелководья и огромного, в сравнении с остальной частью моря, речного стока в СЗЧМ интенсивность вертикальных и горизонтальных контрастов здесь на порядок больше, чем в открытом море.

Соленость. Максимальный диапазон изменений среднемесячных значений солености в поверхностном слое приходится на взморье Дуная и составляет 3 ‰. К востоку он постепенно уменьшается и у м. Тарханкут, и в Каркинитском заливе равен 0,75 ‰. Месяц, в котором наблюдается максимум солености, постепенно сдвигается в том же направлении с января на апрель, а минимум — с мая на сентябрь.

Минимум солености в поверхностном слое связан с весенним максимумом речного стока. Формирующийся галоклин и одновременный весенний прогрев ограничивают вертикальное перемешивание вод и способствуют горизонтальному распространению распресненных вод.

Максимум солености связан с эрозией верхнего галоклина вследствие осенне-зимнего усиления ветро-волнового перемешивания и конвекции,

при которых в верхний квазиоднородный слой (ВКС) вовлекаются более соленые воды.

Абсолютный максимум среднего квадратического отклонения (СКО) солености (до 6 ‰) приходится на устьевое взморье Дуная, где можно встретить и речные, и морские воды практически ^трансформированными. По направлению от морского края дельты в открытое море СКО солености быстро убывает и на расстоянии 50 миль не превышает 0,4 ‰.

Сезонные изменения солености в поверхностном слое ярко выражены в западной части акватории СЗЧМ. На востоке, в Каламитском заливе и у м. Тарханкут, соленость в течение почти всего года составляет 17,6—18,2 ‰, и только осенью, когда волна распреснения достигает восточного берега, она снижается до 17,4—17,7 ‰.

На горизонте 20 м сезонные изменения солености выражены значительно слабее: на западе диапазон изменений составляет 17,6—17,8, на востоке — 18,0—18,2 ‰. В соответствии с распространением волны распреснения, наиболее низкая соленость на западе отмечается весной, на востоке — осенью.

Переход от пресной воды к морской происходит не равномерно, а с образованием зон повышенных градиентов солености — гидрофронтов, которые образуются на таком расстоянии от берега, где влияние стоковых течений становится пренебрежимо малым — до 10 км от устья (Природные условия..., 1999).

С помощью статистической обработки результатов наблюдений на взморье были выявлены устойчивые максимумы и минимумы повторяемости некоторых диапазонов солености. Поскольку фронтальные зоны занимают малую часть акватории по сравнению с водными массами, которые они разделяют, то диапазонам солености, соответствующим гидрофронтам, на гистограммах повторяемости соответствуют локальные минимумы.

В соответствии с существующей классификацией зон трансформации поверхностных вод на взморье Дуная (Природные условия..., 1999), их границы определяют по солености воды:

- 1) зона первичной трансформации между изогалинами 3 и 10 ‰, включающая в себя фронт первичной трансформации (гидрофронт);
- 2) зона вторичной трансформации между изогалинами 10 и 14 ‰, включающая в себя фронт вторичной трансформации (изогалина 14 ‰);
- 3) зона полной трансформации, внешней границей которой служит фронт полной трансформации (изогалина 17 ‰).

Фронт, соответствующий изогалине 17 ‰, совпадает с оценкой внешней границы зоны трансформации речных вод по В.С. Большакову (Большаков, 1970).

Температура. Самые низкие температуры на поверхности в течение всего года и для всего Черного моря наблюдаются именно в СЗЧМ. Это кажется естественным в холодную половину года, когда сказываются ограниченность теплозапаса поверхностного слоя вследствие мелководности или резкой соленосной стратификации и адвекция холода с речным стоком. Температура зимой понижается до 2—4 °С в центре СЗЧМ и до температуры замерзания — у берегов и в Каркинитском заливе. На взморье Дуная, вследствие больших вертикальных градиентов солености, зимняя кон-

векция затруднена. Здесь в придонном слое под галоклином до февраля может сохраняться температура 8 °С и выше. Минимум температуры воды в СЗЧМ наблюдается в феврале, в отличие от остальной части моря, где он приходится на март (Гидрометеорология..., 1991).

Летом же климатические средние значения температуры на поверхности оказываются самыми низкими именно в СЗЧМ по причине часто случающихся здесь сгонов и сопутствующего им апвеллинга холодной воды из-под термоклина. Максимум температуры в СЗЧМ, как и во всем море, приходится на август.

На горизонте 20 м минимальная для всего моря температура тоже наблюдается в СЗЧМ как зимой, так и летом: ниже 4 °С и ниже 10 °С соответственно.

Весенний прогрев в северо-западной части моря становится заметным уже в марте, а к маю формируется термоклин с градиентом 0,5 °С · м⁻¹ и больше. Наиболее интенсивно прогреваются воды, распресненные речным стоком. Однако весеннее поле температуры воды в приповерхностном слое подвержено сильной пространственной изменчивости, так как близкий к поверхности термоклин легко разрушается ветром и при этом в процесс перемешивания вовлекаются холодные воды из более низких горизонтов.

Осеннее охлаждение в СЗЧМ, по сравнению с другими районами, протекает более интенсивно и начинается с севера. К концу осени у северных берегов температура опускается ниже 10 °С. В это же время в центре СЗЧМ она на 3–4 °С выше.

Интересно, что в СЗЧМ находятся районы как с максимальной, так и с минимальной для всего Черного моря величиной годового хода температуры (Гидрометеорология..., 1991). Годовой ход более 21 °С отмечается на дунайском взморье. Вследствие резкой соленосной стратификации поверхностный слой здесь легко охлаждается до точки замерзания зимой и сильно прогревается при маловетреной погоде летом. Годовой ход менее 16 °С отмечается в районе м. Тарханкут, где зимнее охлаждение смягчается адвекцией тепла крымской ветвью Основного Черноморского течения.

Зимой гомотермия прослеживается до глубины 50 м. Если бы она была следствием только зимней вертикальной циркуляции, то в этом слое наблюдалась бы и гомогалинность. Однако относительная гомогалинность прослеживается только до глубины 30 м. Дальнейший рост солености с глубиной указывает на то, что выравнивание температуры по вертикали происходит не в результате вертикального перемешивания, а вследствие изопикнического распространения придонных вод в слое 30–50 м (Гидрометеорология..., 1991).

В течение всего года в СЗЧМ располагаются области, где временная изменчивость температуры в поверхностном слое больше, чем в любом другом районе моря. Зимой такая область находится на востоке, где общий для СЗЧМ циклонический перенос вод происходит перпендикулярно термическому фронту, а потому существенно влияет на его положение. СКО здесь достигает 3 °С.

Весной временная изменчивость температуры во всех районах моря возрастает, но максимум СКО примерно той же величины сохраняется в

СЗЧМ вследствие периодического разрушения при штормах термоклина, расположенного здесь относительно неглубоко.

Летом в СЗЧМ величина СКО уменьшается до $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, но остается большей, чем в любом другом районе моря. Летний максимум СКО в СЗЧМ перемещается в прибрежные акватории, где часто развивается апвеллинг.

Зимой СКО температуры с глубиной монотонно убывает, а летом имеет максимум, который превышает $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и соответствует средней глубине сезонного термоклина, что связано с вертикальными движениями последнего под влиянием внутренних волн и синоптических вихревых образований.

Структура вод. Структура вод региона естественным образом связана со структурой вод открытого моря, хотя и имеет региональные особенности. В верхнем слое открытого моря в качестве элементов структуры выделяют верхнюю черноморскую водную массу (ВЧВМ) и подстилающий ее холодный промежуточный слой (ХПС), который обычно рассматривают как отдельную водную массу. В качестве границы между ними принята (Гидрометеорология..., 1991) изогалина $18,6\text{ }‰$, заглубленная в прибрежных районах до $60\text{--}75$ м. Слой максимума повторяемости температур $7\text{--}8\text{ }^{\circ}\text{C}$, соответствующих ядру ХПС, расположен ниже этой изогалины. Следовательно, в связи с малыми глубинами СЗЧМ ядро ХПС в ней не наблюдается.

Внутри ВЧВМ выделяется мелководная (прибрежная) черноморская водная масса (МЧВМ), свойства которой формируются под влиянием мелководья и речного стока. Критерий, по которому выделяется МЧВМ, — $5 < 17\text{ }‰$. Отсюда следует критерий выделения ВЧВМ: $17 < S < 18,6\text{ }‰$.

Вследствие того что среднегодовой объем МЧВМ (280 км^3) в 70 раз уступает среднегодовому объему ВЧВМ (21586 км^3) (Гидрометеорология..., 1991), не только соленость, но и другие характеристики меньшей водной массы под влиянием внешних воздействий меняются быстрее и в более широких пределах. Например, среднесезонная температура в МЧВМ изменяется от $3,9$ до $20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в ВЧВМ — от $7,8$ до $14,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Объем МЧВМ сильно зависит от объема речного стока и поэтому испытывает значительные сезонные колебания. Минимальный объем в феврале и максимальный в июле отличаются от среднего на $65\text{--}67\text{ }%$. Для сравнения, в ВЧВМ минимальный летний и максимальный весенний объемы отличаются от среднего всего на $\pm 2\text{ }%$.

Кроме водных масс можно выделить и другие элементы структуры. Согласно традиционному определению, деятельный слой (ДС) — это верхний слой, в котором существенны сезонные колебания температуры. В Черном море такой слой простирается до горизонта 50 м, на котором амплитуда годового хода температуры составляет $5\text{ }%$ величины этой характеристики в приповерхностном слое.

Изменение солености с годовым периодом прослеживается, по меньшей мере, до глубины 200 м, но изменение солености на таких глубинах не связано с воздействием через поверхность моря, а вызвано вертикальными перемещениями постоянного галоклина.

В течение зимних месяцев толща вод всей СЗЧМ, за исключением небольших акваторий у устьев рек, однородна как по температуре, так и по

солености. В остальное время волновое перемешивание в пределах ДС формирует ВКС, толщина которого редко превышает 10 м. Ниже ВКС до глубины 25 м располагается единый термогалоклин (он же пикноклин), в формировании которого летом преобладает термический фактор, а весной и осенью — солёносный (Блатов и др., 1984).

Циркуляция вод. Обычные инструментальные наблюдения с помощью автономной буйковой станции (АБС), установленной на несколько суток, дают представление о распределении по вертикали возможных значений скорости течений и о временной структуре их изменчивости в диапазоне периодов от удвоенной дискретности наблюдений до их общей продолжительности. Несколько одновременно работающих АБС образуют антенну, с помощью которой можно выявить пространственную структуру течений, если в них преобладают волновые составляющие. Представить же схему циркуляции вод по всей акватории СЗЧМ на основании инструментальных наблюдений остается сомнительным делом.

Тем не менее обобщение всех прямых измерений течений, рассортированных по «квадратам» 40' x 60', а внутри них — по сезонам и слоям, позволило сделать для СЗЧМ следующие выводы (Гидрометеорология..., 1991):

- характерные скорости течений — 15–20 см · с⁻¹;
- скорости течений с глубиной, как правило, уменьшаются, причем медленно, за исключением придонного слоя толщиной 1–2 м;
- в холодное время года изменчивость направления течений по вертикали мала;
- в теплое время года направления и скорости течений выше и ниже пикноклина могут значительно различаться;
- такие различия характерны для периодов перестройки типов циркуляции при смене направления ветра.

Общее представление о движении вод в СЗЧМ, связанном вследствие мелководности в основном с ветровым режимом, может дать гидродинамическое моделирование. В научной литературе (Гидрометеорология..., 1991) для ветров восьми основных румбов со скоростью 15–20 м · с⁻¹ приведена интегральная по глубине, установившаяся дрейфовая составляющая течения. При ветрах пяти румбов циркуляция имеет циклонический характер и только трех румбов (С, ЮЗ и З) — антициклонический.

Вследствие сравнительно небольших размеров СЗЧМ поле ветра над ней можно считать однородным. Тогда, судя по наблюдениям, в Одессе суммарная повторяемость ветров трех румбов, приводящих к антициклонической циркуляции вод, равна 29, а пяти румбов, обуславливающих циклоническую циркуляцию, — 66 %. Оставшиеся 5 % приходятся на штиль.

Асимметрия повторяемостей в сторону ветров, способствующих циклонической циркуляции вод, нарастает с увеличением скорости ветра. Для скоростей больше 6 м · с⁻¹ суммы повторяемости ветров, приводящих к антициклонической и циклонической циркуляциям, становятся равными 27 и 73 %, а для скоростей больше 10 м · с⁻¹ — 20 и 80 %. Одно только это обстоятельство в значительной степени объясняет устоявшееся представление о циклоническом характере циркуляции вод в СЗЧМ.

Уровень моря. Колебания уровня моря происходят по многочисленным причинам — астрономическим, геофизическим, метеорологическим, океанологическим, гидрологическим и антропогенным. Все они, действуя одновременно, вызывают на первый взгляд случайные колебания уровня.

Все колебания уровня в СЗЧМ происходят на фоне его кажущегося повышения вследствие вполне реального опускания земной коры. Район Одессы — один из участков побережья, где скорость подъема уровня по этой причине близка к максимальной для Черного моря и составляет $0,51 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ (Подпругина, 1972). Эвстатические изменения уровня, связанные с изменением уровня Мирового океана, меньше и не превышают $0,2 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$.

Колебания уровня с временными интервалами, измеряемыми десятилетиями, связывают с изменениями водности рек (Горячкин, Иванов, 1996), в соответствии со сменой циркуляционных эпох в атмосфере, а те, в свою очередь, согласуются с изменениями солнечной активности.

Межгодовые и сезонные изменения уровня моря определяются соотношением составляющих водного баланса: материкового стока; атмосферных осадков; испарением; водообменом Черного моря с Азовским и Мраморным. Уровни, на 10—11 см выше среднего многолетнего, наблюдаются в апреле—июне. На этот же период приходится и наибольшая часть речного стока. Затем сток рек сокращается и значительно увеличивается испарение, что приводит к понижению уровня к осени относительно среднего многолетнего на 8—9 см. Средний многолетний диапазон сезонных изменений уровня моря для района Одессы составляет 19 см.

Максимальные изменения уровня моря в прибрежной зоне имеют непериодический характер и вызываются сильными, устойчивыми по направлению и продолжительными сгонными и нагонными ветрами.

Наиболее часто при сгонах и нагонах отмечается изменение уровня на 30—40 см со средней скоростью $2\text{--}6 \text{ см} \cdot \text{ч}^{-1}$. Иногда подъемы и спады уровня моря протекают очень интенсивно со скоростью $20\text{--}25 \text{ см} \cdot \text{ч}^{-1}$. Максимальные изменения уровня при этом, например в Одесском порту, составили 100 см при нагонных ветрах и 175 см — при сгонных.

Наряду со сгонами и нагонами в Одесском порту и заливе отмечаются сейшевые колебания уровня моря. Эти свободные колебания возникают при резких изменениях атмосферного давления, скорости ветра или его направления. Водные массы, ранее выведенные из равновесия в результате воздействия сил градиента атмосферного давления и (или) касательного напряжения ветра, возвращаются к равновесному состоянию через затухающие колебательные движения. Одноузловая сейша для всего моря обеспечивает в районе Одессы размах колебаний 6—7 см при периоде около 10 ч. Период сейш отдельных частей моря в районе Одессы составляет от 5 мин до 2 ч, а размах колебаний уровня моря — до 45 см.

Приливы, формирующиеся в самом Черном море, невелики, но заметны, особенно в СЗЧМ. Более отчетливо выражены полусуточные приливы. Согласно литературным данным (Гидрометеорология..., 1991), средняя величина прилива в сизигию составляет 14, в квадратуру — около 3 см. Максимальная величина прилива наблюдается в Одесском заливе, где может достигать 17 см.

2.1.1. Изменчивость гидрофизических полей и придонной гипоксии

На протяжении последних 30 лет (1974—2004) основная проблема СЗЧМ связана с постоянным недостатком растворенного кислорода в придонных слоях в теплый период года. Впервые это было отмечено в публикациях (Зайцев, 1977; Толмазин, 1977; Толмазин и др., 1977). В дальнейшем многие исследователи отмечали, что данное явление — результат антропогенного эвтрофирования СЗЧМ (Гаркавая и др., 1982; Берлинский, 1989; Alexandrov et al., 2001). Тем не менее предполагались и гидрологические предпосылки развития придонной гипоксии (Брянцев и др., 1983). Однако предложенные в последней публикации гидрологические критерии (предельное значение числа Ричардсона $Ri = 10$) отображали степень развития гипоксии только для локальных акваторий, с ограниченным водообменом. Это заливы СЗЧМ — Гендровский, Кинбурнский, где процессы изменчивости содержания кислорода у дна обусловлены мезомасштабными и синоптическими колебаниями.

Крупномасштабная придонная гипоксия, когда площадь поражения участков дна занимает зачастую до 1/3 всей акватории СЗЧМ, а ее продолжительность — от 1 до 3 мес, связана прежде всего с эвтрофированием, качеством речного стока и поступающих сточных вод. Глобальное распространение антропогенного эвтрофирования отмечено многократно (Alexandrov et al., 2001; Гаркавая и др., 2001). При этом СЗЧМ не является исключением, а занимает особо важное место среди акваторий внутренних морей Мирового океана, находящихся в кризисном состоянии. За прошедшие 30 лет области формирования придонной гипоксии на шельфе в летне-осенний период распределялись неравномерно с максимальным проявлением этого феномена в 1980-е годы. В начале 1990-х годов, в период экономического кризиса в придунайских странах, было отмечено некоторое сокращение поступлений загрязняющих и биогенных веществ с речным стоком. Однако предположения о восстановлении морской шельфовой экосистемы в СЗЧМ не оправдались. Значительный пробел в мониторинговых исследованиях с 1993 по 2000 г. не позволил адекватно оценить современные условия, в частности на относительном глубоководье, между изобатами 20—50 м, где развитие гипоксии наиболее устойчиво и продолжительно. Многочисленные прибрежные экспедиции давали возможность оценить только состояние мелководья (до 15—20 м), где развитие гипоксии ограничено маем — июнем. Тем не менее отдельными прямыми наблюдениями в приустьевой области Дуная были отмечены условия гипоксии и значительные запасы биогенных веществ в донных отложениях, которые при определенных условиях провоцируют ее развитие.

В настоящее время под эгидой ООН выполняется международный проект по выявлению роли биогенного стока рек в развитии эвтрофирования и придонной гипоксии в Черном море и по оценке состояния пелагиали и бентали черноморского шельфа.

Гидрологическая структура и динамика водных масс в значительной степени формируют распределение биогенных веществ, планктона и кис-

лорода в СЗЧМ. Анализ многолетних данных наблюдений (рис. 1.2.1) температуры (T), солености (S) и содержания растворенного кислорода (O_2) позволяет по-новому интерпретировать возможные тенденции развития гипоксии.

Информационная основа исследования состоит из архивных банков данных судовых наблюдений вертикальных профилей значений (на двух и более горизонтах): а) температуры и солености, включающего более 106 тыс. пар отредактированных Г,5-профилей по всей акватории Черного моря (Tuzhilkin, Vorontsov, 2003), и растворенного кислорода (Налбандов, 2000), включающего более 24 тыс. триад T, S, O_2 -профилей по всей акватории; б) более 1100 триад ГД O_2 -профилей, полученных во время экспедиций ОФ ИнБЮМ в северо-западной части моря в 1977—1992 гг.

Фрагменты этих банков, относящиеся к СЗЧМ, содержат более 34 тыс. пар T, S -профилей (севернее $44,2^\circ$ с.ш. и западнее $34,0^\circ$ в.д.) и около 5 тыс. триад ГД O_2 -профилей (севернее $45,2^\circ$ с.ш. и западнее $32,5^\circ$ в.д.).

На выбранный 30-летний интервал лет (1963—1992) приходится 70—75 % всех имеющихся данных. В частности, с мая по сентябрь 1963—1977 гг. (1978—1992) он обеспечен данными 8,3 (8,9) тыс. пар ГД-профилей и 1,9 (1,2) тыс. триад ГДО $_3$ -профилей. Все использованные данные были подвергнуты тщательной редакции (программной и экспертной) в соответствии сданными (Иванов, Косарев, Тужилкин, 1999).

С каждого T -(S -, O_2 -) профиля для дальнейшей обработки и анализа отбирались значения на верхнем (0 м) и нижнем горизонтах при условии, что последний составлял не менее 0,7 локальной глубины места в пределах изобаты 20 м. С увеличением глубины места до 50 м этот критерий возрастал до 0,85. За пределами изобаты 50 м вместо придонных отбирались значения на горизонте 50 ± 5 м. В случае невыполнения названных выше критериев профиль исключался из рассмотрения. Общее число таких случаев составило около 40 %. Для каждой отобранной пары ГД-профилей определялось значение среднего вертикального градиента плотности (G) по формуле $G = \Delta\rho/\Delta z$, а также запаса плавучести (B): $B = \Delta\rho \cdot \Delta z$, где $\Delta\rho$ — разность потенциальной плотности в слое между нижним и верхним горизонтами толщиной Δz .

Все отобранные данные подвергались климатолого-статистическому анализу для последовательного получения средних месячных значений за конкретные годы, 5- и 15-летние интервалы в сферических трапециях со сторонами 6' по широте и 8' по долготе для T и S , 12' x 16' — для O_2 . Затем проводилось восстановление соответствующих полей характеристик в узлы указанных регулярных сеток в соответствии с технологией, описанной в работе (Иванов, Косарев, Тужилкин, 1999).

Главный объект настоящего анализа — придонные концентрации O_2 . Ближайший к ним фактор в обратной цепочке связей (от следствия к причине) — вертикальные градиенты плотности, а затем — значения температуры и солености на поверхности и у дна. Наиболее заметная особенность — довольно резкое понижение средних значений концентрации O_2 в 1976—1979 гг. Об этом свидетельствуют не только средние за 15 лет, но и среднегодовые значения этой величины, которые в 1963—1977 гг. ни разу

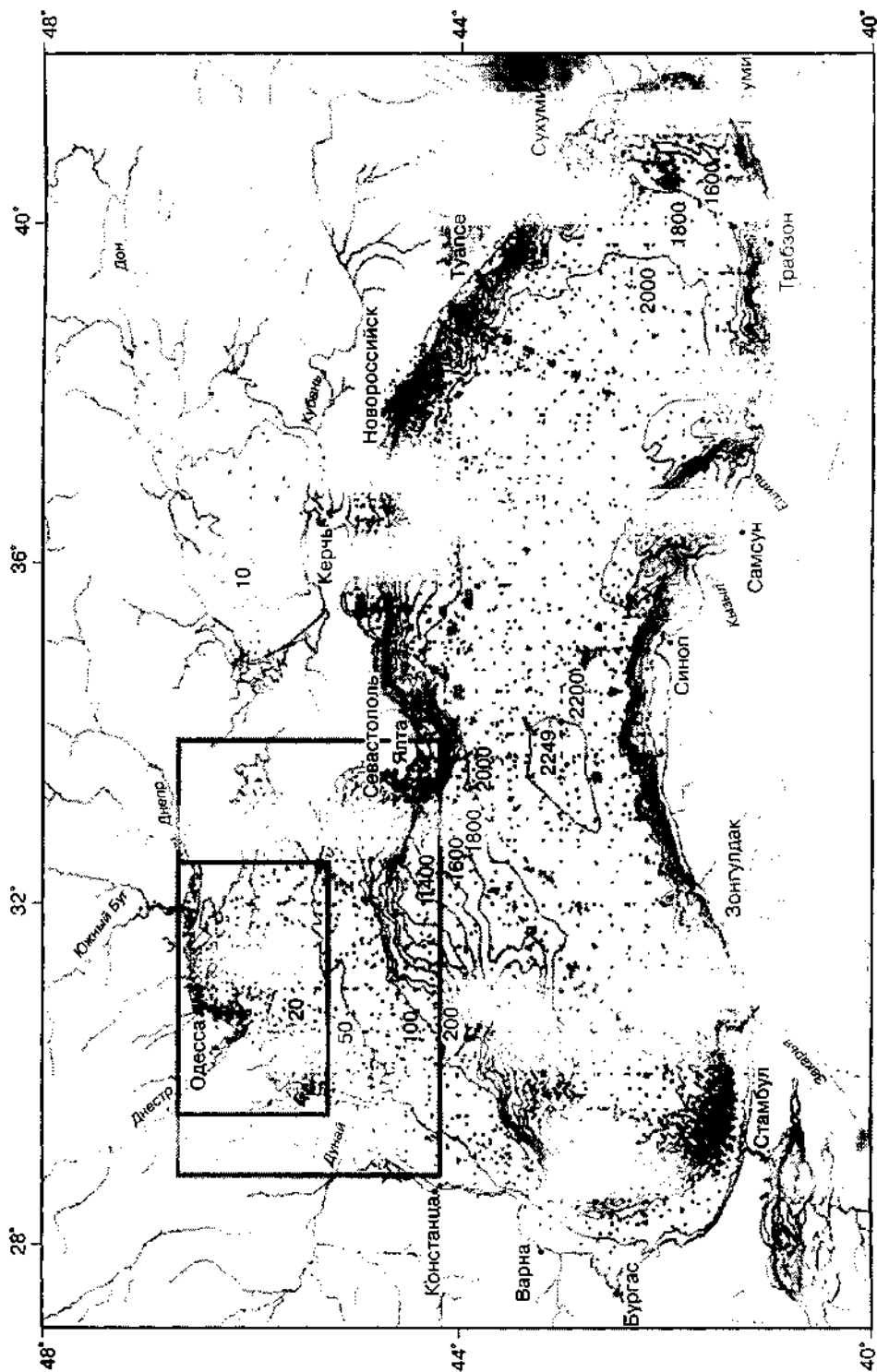


ТАБЛИЦА 1.2.2. Многолетние изменения характеристик толщи вод от поверхности до дна СЗЧМ в теплую половину года в 1963—1977 и 1978—1992 гг.

Месяц	Период							
	1963-1977				1978-1992			
	<i>N</i>	Среднее	СКО	СП	<i>N</i>	Среднее	СКО	СП
<i>Концентрация растворенного кислорода в придонном слое, мл • дм⁻³</i>								
Май	214	6,882	± 1,324	± 0,180	107	6,413	± 1,693	± 0,328
Июнь	90	5,961	± 1,642	± 0,346	54	4,939	± 1,431	± 0,386
Июль	158	5,450	± 1,593	± 0,252	157	3,890	± 1,909	± 0,304
Август	147	5,449	± 1,728	± 0,286	176	3,606	± 1,915	± 0,288
Сентябрь	102	4,919	± 1,746	± 0,346	52	3,777	± 1,986	± 0,552
Октябрь	127	5,652	± 1,421	± 0,252	192	4,766	± 1,745	± 0,250
<i>Средний вертикальный градиент плотности, кг • м⁻⁴</i>								
Май	814	0,164	± 0,276	± 0,019	869	0,214	± 0,170	± 0,013
Июнь	727	0,249	± 0,232	± 0,022	767	0,301	± 0,311	± 0,022
Июль	621	0,214	± 0,135	± 0,012	638	0,243	± 0,201	± 0,016
Август	836	0,174	± 0,112	± 0,008	869	0,228	± 0,166	± 0,012
Сентябрь	610	0,134	± 0,153	± 0,017	625	0,153	± 0,162	± 0,013
Октябрь	797	0,111	± 0,211	± 0,018	856	0,104	± 0,378	± 0,028

Примечание. Здесь и в табл. 1.2.3: СКО — среднеквадратическое отклонение, СП — стандартная погрешность, *N* — количество измерений.

не опускались ниже многолетней нормы последующего периода, а в 1978—1992 гг. также ни разу не превышали многолетней нормы предыдущего периода. Это стало главным основанием для разделения на такие же 15-летние интервалы и других рассматриваемых характеристик.

Аналогичные многолетние изменения концентрации O_2 характерны и для других месяцев теплого полугодия в СЗЧМ (табл. 1.2.2). Пятнадцатилетние средние значения уровня O_2 статистически различимы (т. е. превышают среднеквадратическую сумму стандартных погрешностей 5%-го уровня значимости) во все рассматриваемые месяцы, кроме мая (когда разности средних и погрешности приблизительно равны). Наибольшие различия фиксируются в августе, который и был выбран для дальнейшего анализа (табл. 1.2.3).

Для других рассматриваемых характеристик также выявлены достоверные различия между двумя многолетними периодами (табл. 1.2.2, 1.2.3), хотя в сравнении с концентрацией O_2 они проявляются менее четко и имеют некоторые фазовые сдвиги. Средний градиент плотности с мая по август в 1978—1992 гг. был на 20—25 % больше, чем в 1963—1977 гг., а в сентябре и октябре многолетние различия оказались статистически незначимы (табл. 1.2.3).

РИС. 1.2.1. Массив данных судовых ГД-станций в СЗЧМ.

Содержит 24516 Г,5"-профилей и 4807 ГДОл-профилей, в том числе в мае, июле—сентябре (октябре) с 1963 по 1977 г. — соответственно 5442 и 1451, с 1978 по 1992 г. — 6820 и 920

ТАБЛИЦА 1.2.3. Многолетние изменения характеристик вод Дуная и Днепра, а также толщи вод от поверхности до дна СЗЧМ в августе 1963—1977 и 1978-1992 гг.

Характеристика	1963-1977	Период			N	1978-1992		
		Среднее	СКО	СП		Среднее	СКО	СП
$\langle z \rangle$	/N	Среднее	СКО	СП	N	Среднее	СКО	СП
$\langle z \rangle$	15	219,3	33,8	17,4	15	206,4	36,2	18,7
Q_2	15	40,8	13,3	6,9	15	40,3	9,9	5,1
T_s	836	22,258	+1,675	$\pm 0,116$	869	23,334	$\pm 1,976$	$\pm 0,134$
$T_{\text{дн}}$	836	11,116	$\pm 4,423$	$\pm 0,306$	869	9,538	$\pm 3,707$	$\pm 0,256$
S_s	836	15,664	$\pm 1,545$	$\pm 0,105$	869	14,460	$\pm 3,327$	$\pm 0,239$
$S_{\text{дн}}$	836	17,949	$\pm 0,661$	$\pm 0,045$	869	17,697	$\pm 0,733$	$\pm 0,052$
G	836	0,174	$\pm 0,112$	$\pm 0,008$	869	0,228	$\pm 0,166$	$\pm 0,012$
$0_{2\text{дн}}$	147	5,449	$\pm 1,728$	$\pm 0,286$	176	3,606	$\pm 1,915$	$\pm 0,288$

Примечания. 1. Годовая сумма стока, $\text{км}^3 \cdot \text{год}^{-1}$: Q — Дуная, Q_2 — Днепра; T — температура, °C; S — соленость, ‰; G — средний вертикальный градиент плотности, $\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$; 0_2 — концентрация растворенного кислорода, $\text{см}^3 \cdot \text{дм}^{-3}$; индекс s — поверхностный слой, индекс h — придонный слой. 2. Средняя глубина залегания придонных отложений и ее СКО в 1963—1977 гг. составили $23,6 \pm \pm 9,6$, в 1978-1992 гг. — $25,4 \text{ м} \pm 11,6 \text{ м}$.

Столь существенное повышение статической устойчивости вод в 1978—1992 гг. было обусловлено несколькими причинами. Прежде всего, это более существенное уменьшение поверхностной солености по сравнению с придонной, а также одновременное повышение поверхностной и понижение придонной температуры воды. По данным табл. 1.2.2, все указанные многолетние различия рассмотренных характеристик в августе в СЗЧМ были статистически значимы. Вклад соленосных (термических) эффектов в увеличение средних многолетних градиентов плотности вод СЗЧМ в 1978—1992 гг. составил 65 % (35 %).

Представленные результаты показали, что весьма значительное уменьшение придонных концентраций растворенного кислорода в 50—80-км полосе вдоль западного и северного берегов СЗЧМ в 1978—1992 гг. логично связано с одновременным увеличением статической устойчивости вод, которое, в свою очередь, было обусловлено всеми термогалинными компонентами, формирующими плотностную стратификацию (т. е. соответствующими изменениями T и S на поверхности и у дна). Вместе с повышенным поступлением органического вещества и другими биохимическими факторами это создало благоприятные условия для развития в 1978—1992 гг. придонной гипоксии на значительной части акватории СЗЧМ (Берлинский, 1989; Белевич, Орлова, 1996).

Вместе с тем дальнейшее прослеживание цепочки связей от следствия к причине показывает, что поведение главного фактора, определяющего статическую устойчивость вод, — солености, не соответствовало многолетним изменениям речного стока в СЗЧМ в рассматриваемом интервале лет (рис. 1.2.2).

Как следует из табл. 1.2.2, речной сток в 1978—1992 гг. уменьшился, хотя и незначимо с точки зрения статистики. Так же изменилась разность осадки — испарение в СЗЧМ, которая в 1978—1992 гг. была меньше, чем в 1963—1977 гг. (Полонский, 1997; Сизов, Белокопытов, 2001).

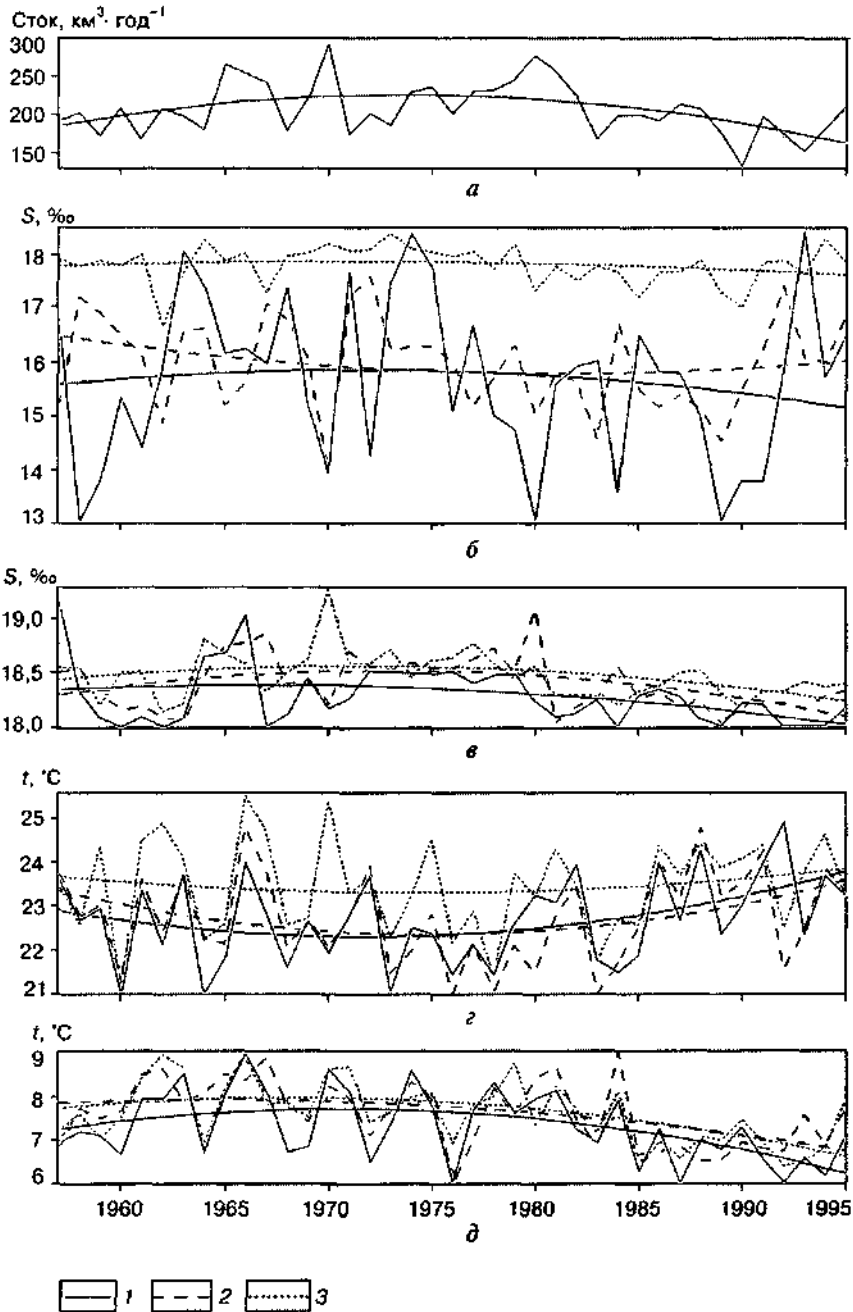


РИС. 1.2.2. Многолетние ряды и квадратичные тренды стока р. Дунай (а), солёности (б, в) и температуры (г, д) воды в разных районах СЗЧМ.

Горизонты: б, г — 0 м; в, д — 30 м; районы: 1 — западный; 2 — восточный; 3 — свал глубин в августе

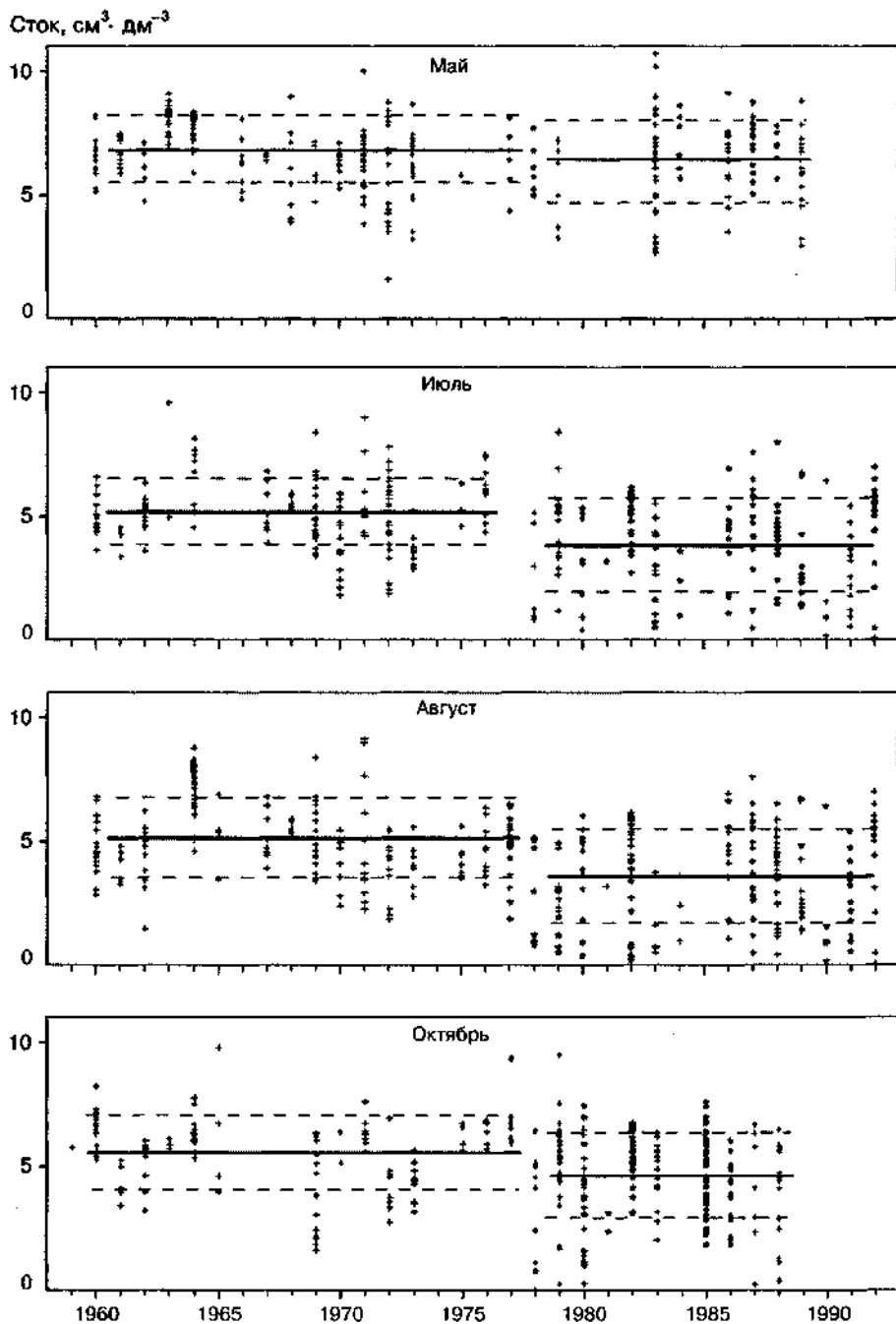


Рис. 1.2.3. Диаграммы многолетней изменчивости придонных концентраций растворенного кислорода ($\text{см}^3 \cdot \text{дм}^{-3}$) по данным судовых наблюдений

На диаграммах рис. 1.2.3 показано уменьшение придонных концентраций растворенного кислорода в период 1978—1992 гг. по сравнению с периодом за 1963—1977 гг., причем более четко это выражено в июле—августе и в какой-то степени более заметно в октябре, чем в мае. Представленный процесс сезонной эволюции придонных концентраций кислорода на базе среднемноголетних данных в полной мере согласуется с предложенной концепцией о развитии гипоксии в зависимости от эволюции сезонного термоклина в СЗЧМ по эпизодическим наблюдениям (Берлинский, 1989). Именно к августу, при максимальном заглублении термоклина на относительном глубоководье (до 50 м), создаются условия резкой стратификации, экранирующей вертикальный водообмен, и вплоть до ноября сохраняется дефицит кислорода у дна, где иногда отмечаются аноксия и присутствие сероводорода.

Получены средние многолетние поля (рис. 1.2.4, 1.2.6, 1.2.8, 1.2.10) температуры, солености и растворенного кислорода для поверхностного и придонного слоев, что позволяет проанализировать состояние режимных характеристик до (1962—1977) и после (1978—1992) начала периода гипоксии. Пространственное распределение изменений средних за названные периоды значений характеристик показано на рис. 1.2.5, 1.2.7, 1.2.9, 1.2.11 в виде полей их абсолютных разностей и относительно стандартной ошибки. Поля режимных термогалинных характеристик сами по себе представляют значительный интерес не только для специалистов в области физической океанографии, но и для гидрохимиков, гидробиологов, морских геологов. В период развития придонной гипоксии от мая к сентябрю значения запаса плавучести достигают максимума в июле на внешней границе придунайского взморья — до $250\text{--}350 \text{ кг} \cdot \text{м}^2$ (рис. 1.2.12). Здесь же в 1978—1992 гг. отмечено наибольшее приращение средних значений по сравнению с 1962—1977 гг. — до $60 \text{ кг} \cdot \text{м}^2$ в мае—августе (рис. 1.2.13). Это существенный природный фактор, лимитирующий вертикальное перемешивание и увеличивающий продолжительность периода развития гипоксии на современном этапе.

Выше указывалось, что основной вклад в усиление вертикальной стратификации произошел за счет соленосной составляющей. Есть предположение, что единственной причиной уменьшения солености в 1978—1992 гг. могло быть изменение циркуляции вод СЗЧМ, вызвавшее повышенную концентрацию речных вод в ее западном и центральном районах. Модельные расчеты (Михайлова, Шапиро, 1996) показывают, что такие режимы возможны при ветрах с западной составляющей. В свою очередь, в работах (Мещерская, Голод, Белянкина, 2000; Нестеров, 2001) показано, что атмосферная макроциркуляционная ситуация над южной частью Европы в 1978—1992 гг. способствовала увеличению именно западных компонент переноса воздушных масс в связи с ростом западной формы циркуляции по Вангенгейму и индекса Восточно-Атлантического колебания. Характер изменения конфигураций изогалин от 1963—1977 к 1978—1992 гг. на рис. 1.2.8 (смещение от устья Дуная на восток и север) довольно близок к полученному в работе (Михайлова, Шапиро, 1996) при переходе от северо-восточных ветров к северо-западным.

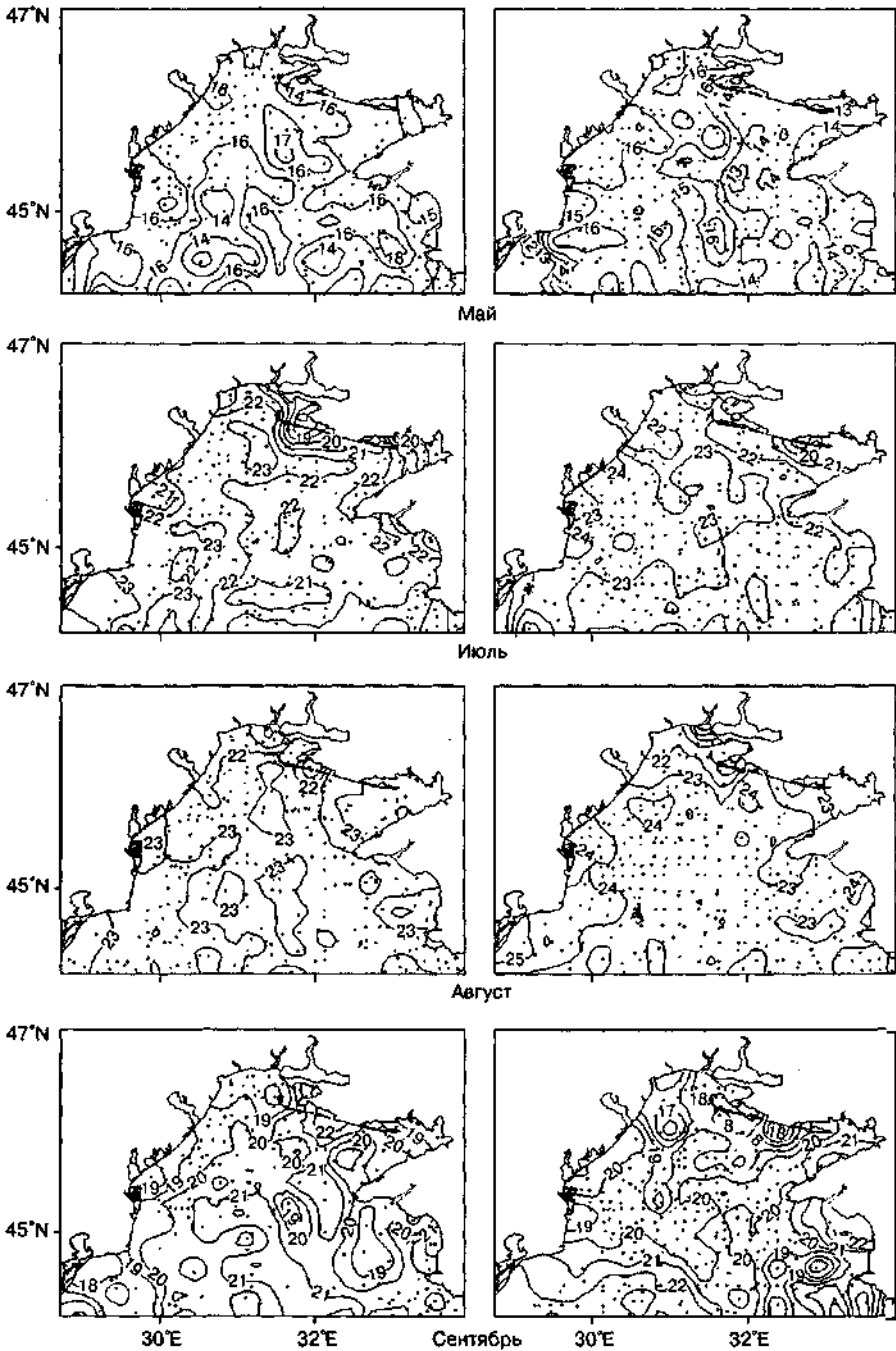


РИС. 1.2.4. Изменение солёности (%) вод придонного слоя в 1963—1977 (А) и 1978—1992 гг. (Б)

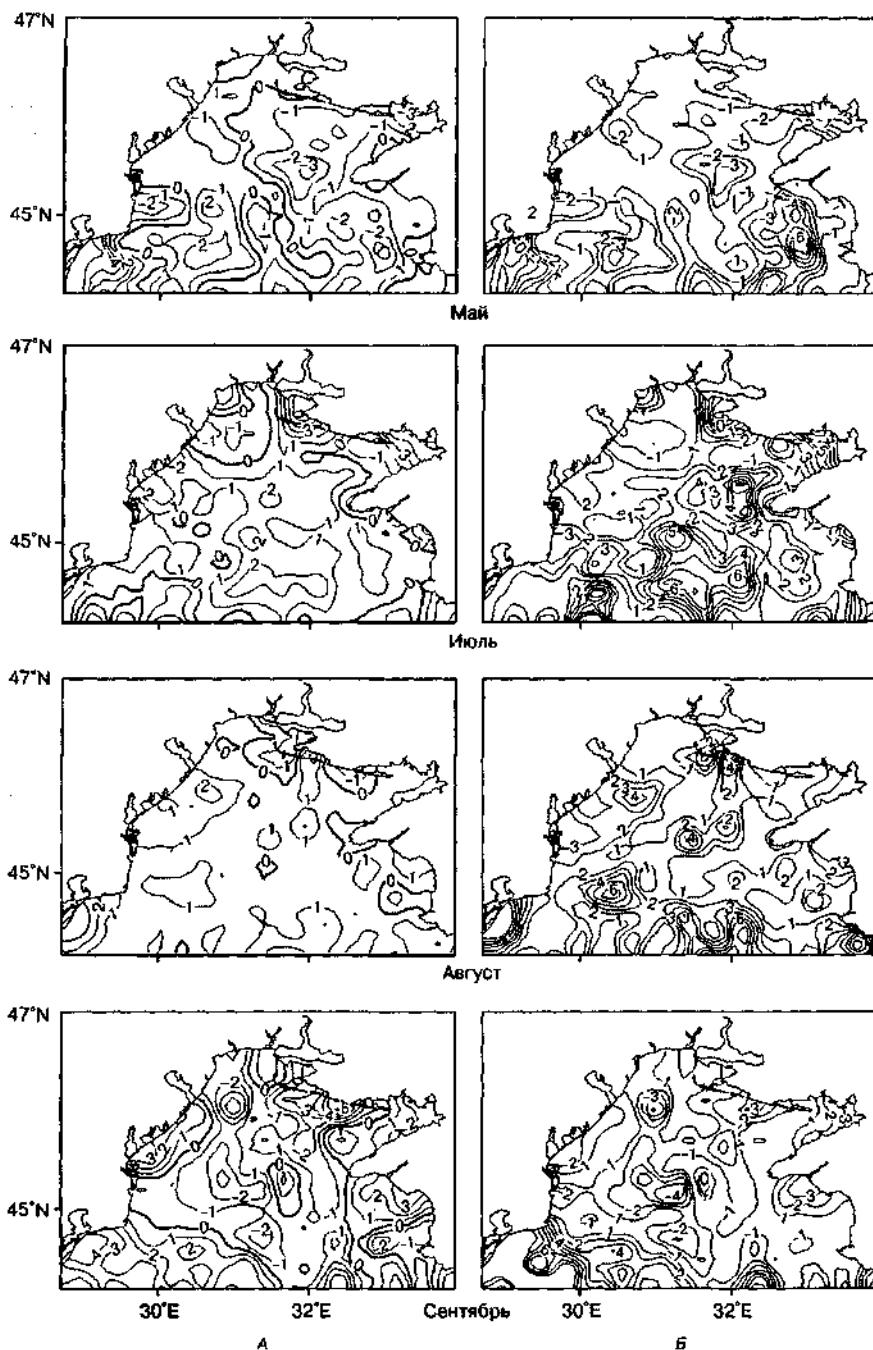


Рис. 1.2.5. Изменение температуры ($^{\circ}\text{C}$) вод поверхностного слоя в периоды 1978—1992 и 1963—1977 гг.:

А — абсолютная разность; Б — разность относительно стандартной ошибки

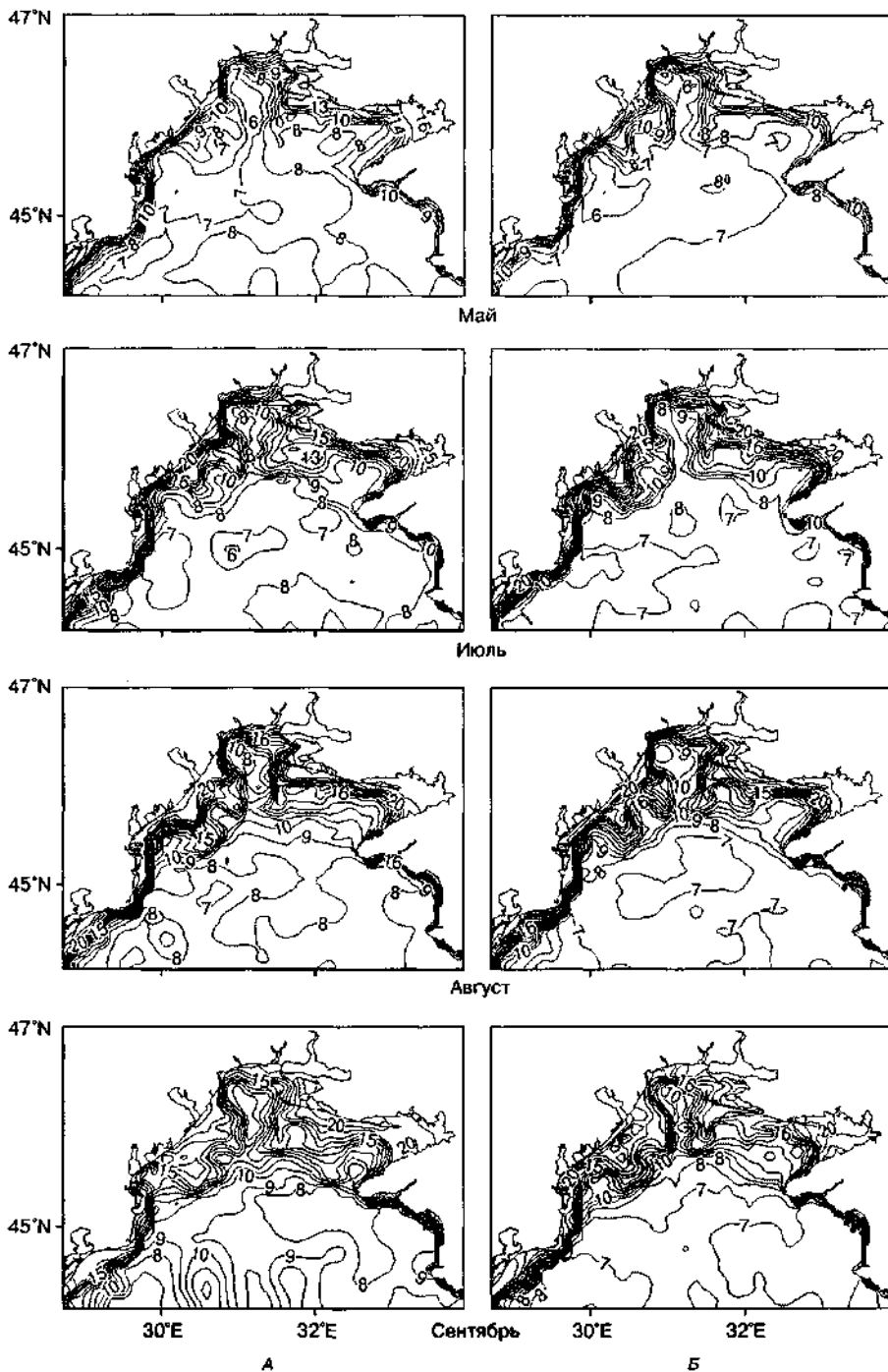


РИС. 1.2.6. Изменение температуры ($^{\circ}\text{C}$) вод придонного слоя в 1963–1977 (А) и 1978–1992 гг. (Б)

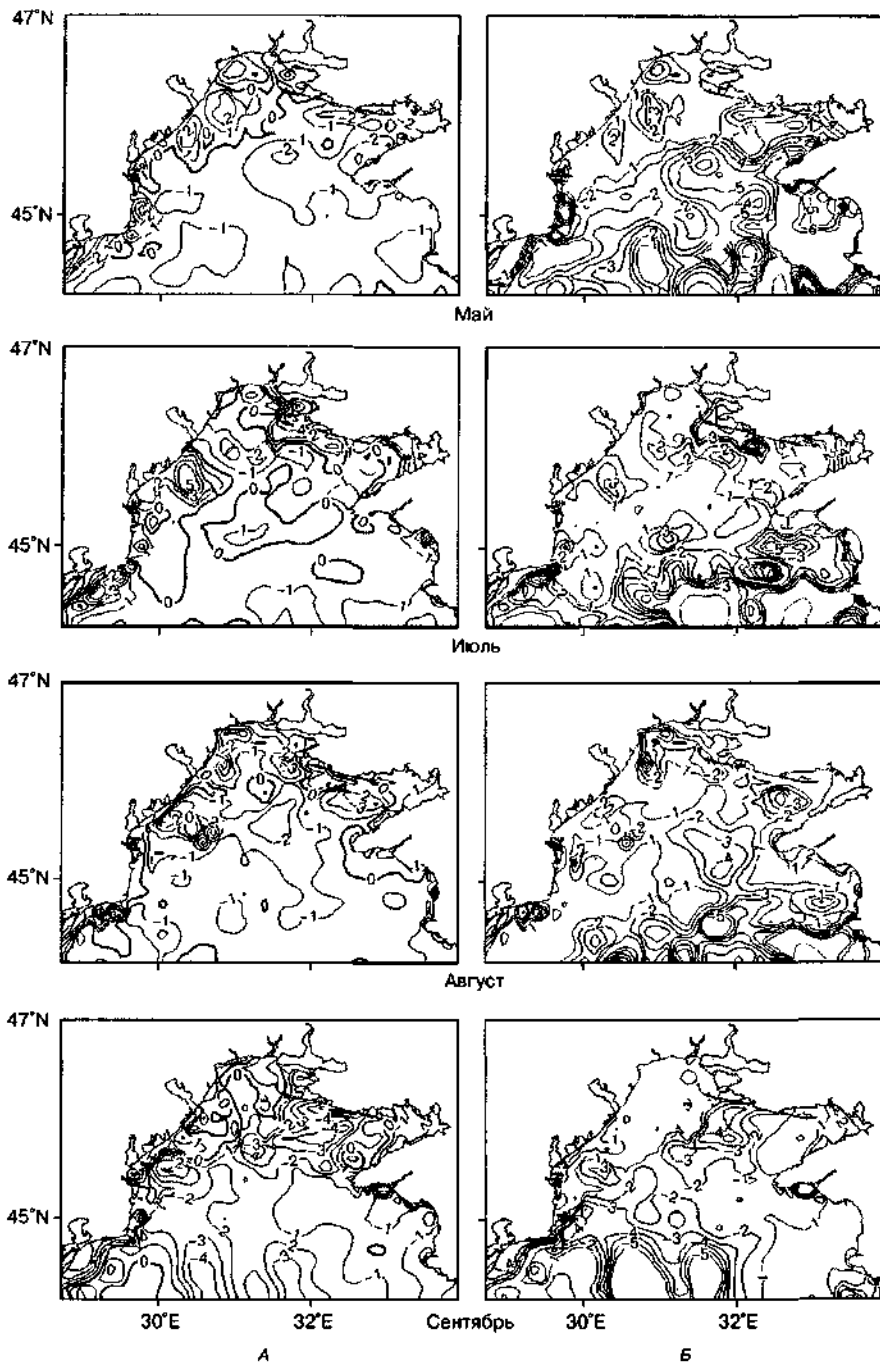


РИС. 1.2.7. Изменение температуры ($^{\circ}\text{C}$) вод придонного слоя в периоды 1978—1992 и 1963—1977 гг.:

А — абсолютная разность; Б — разность относительно стандартной ошибки

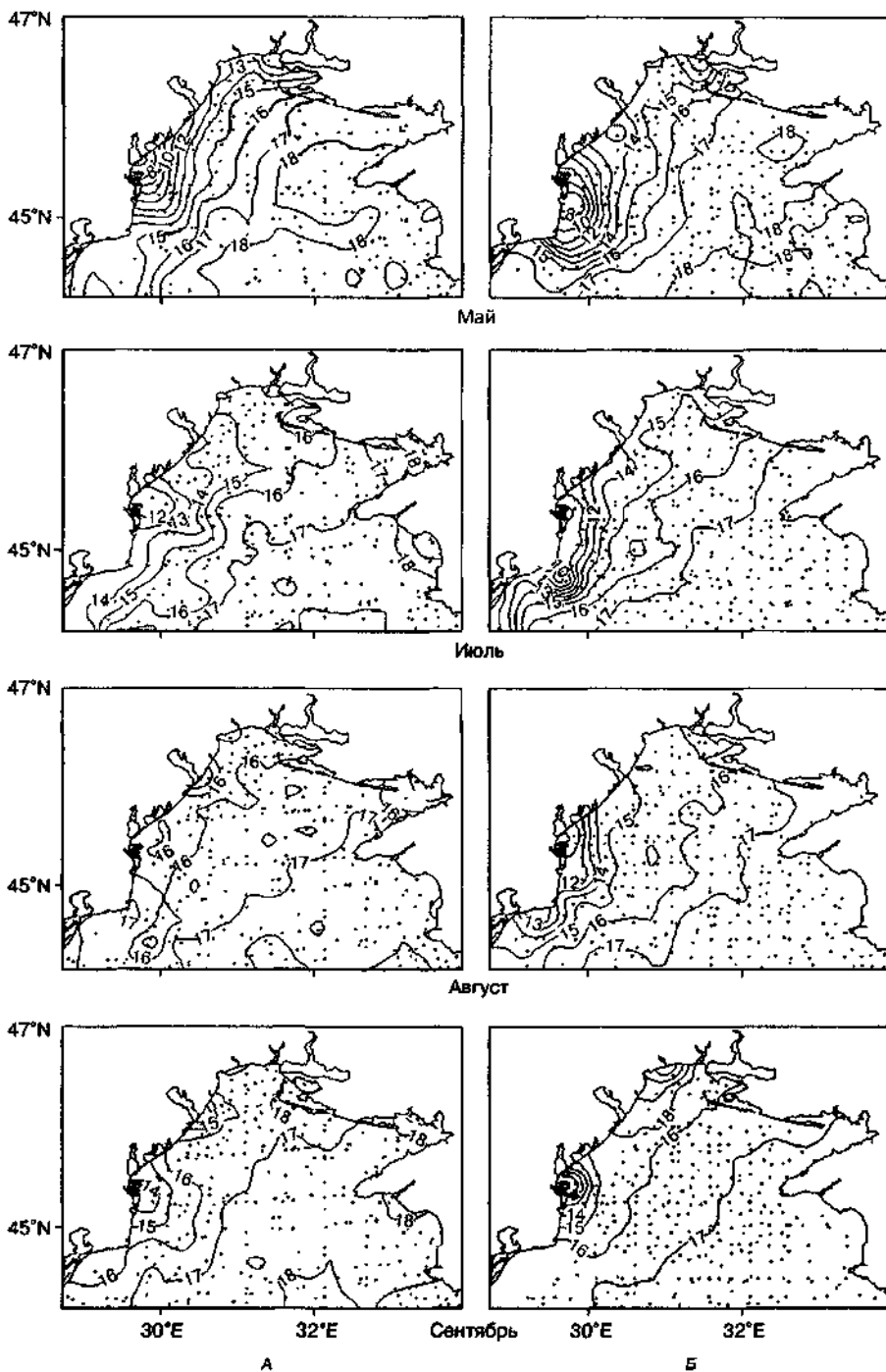


РИС. 1.2.8. Изменение солёности (‰) вод поверхностного слоя в 1963–1977 (А) и 1978–1992 гг. (Б)

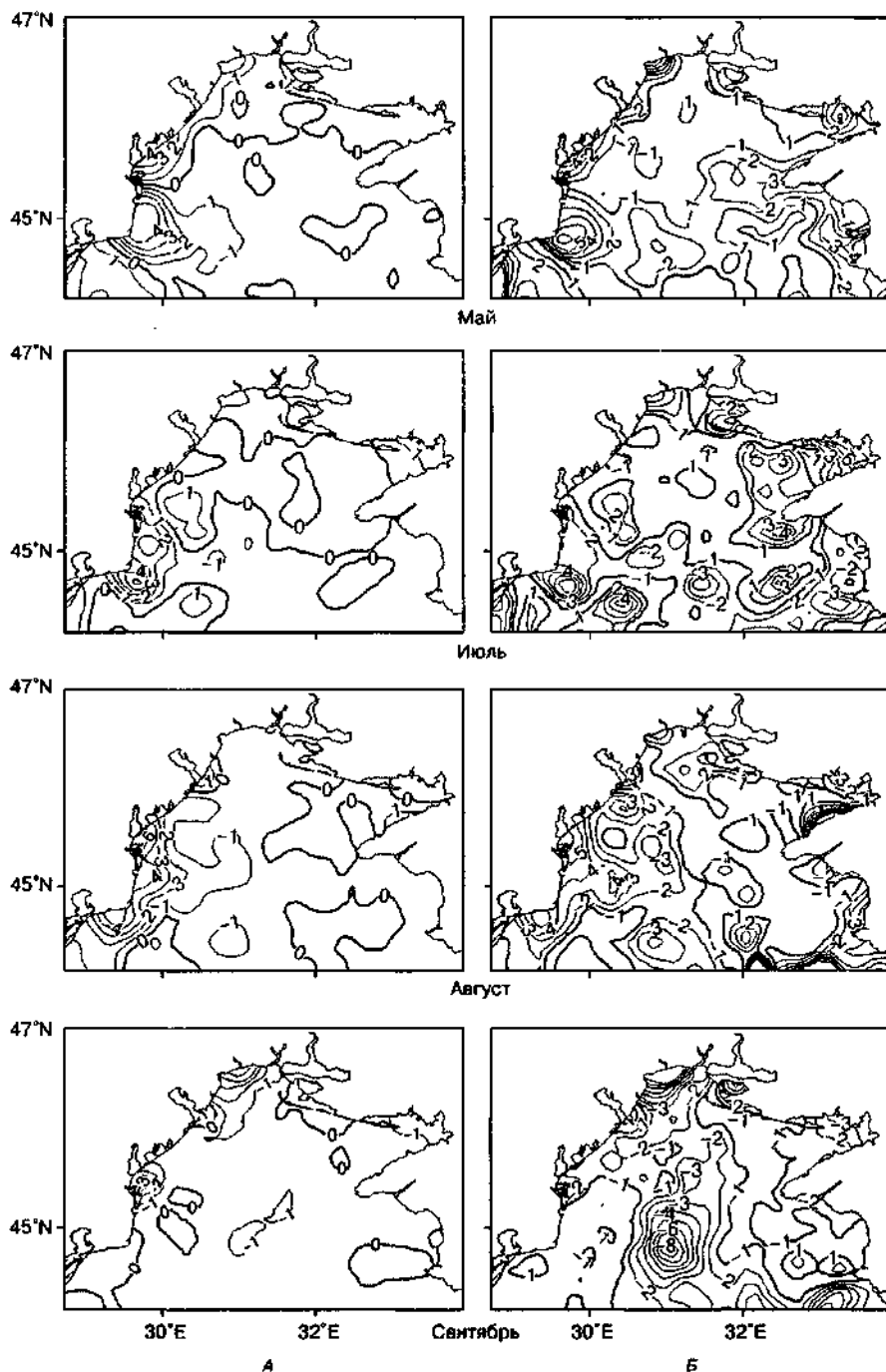


Рис. 1.2.9. Изменение солёности (%) вод поверхностного слоя в периоды 1978—1992 и 1963—1977 гг.:

А — абсолютная разность; Б — разность относительно стандартной ошибки

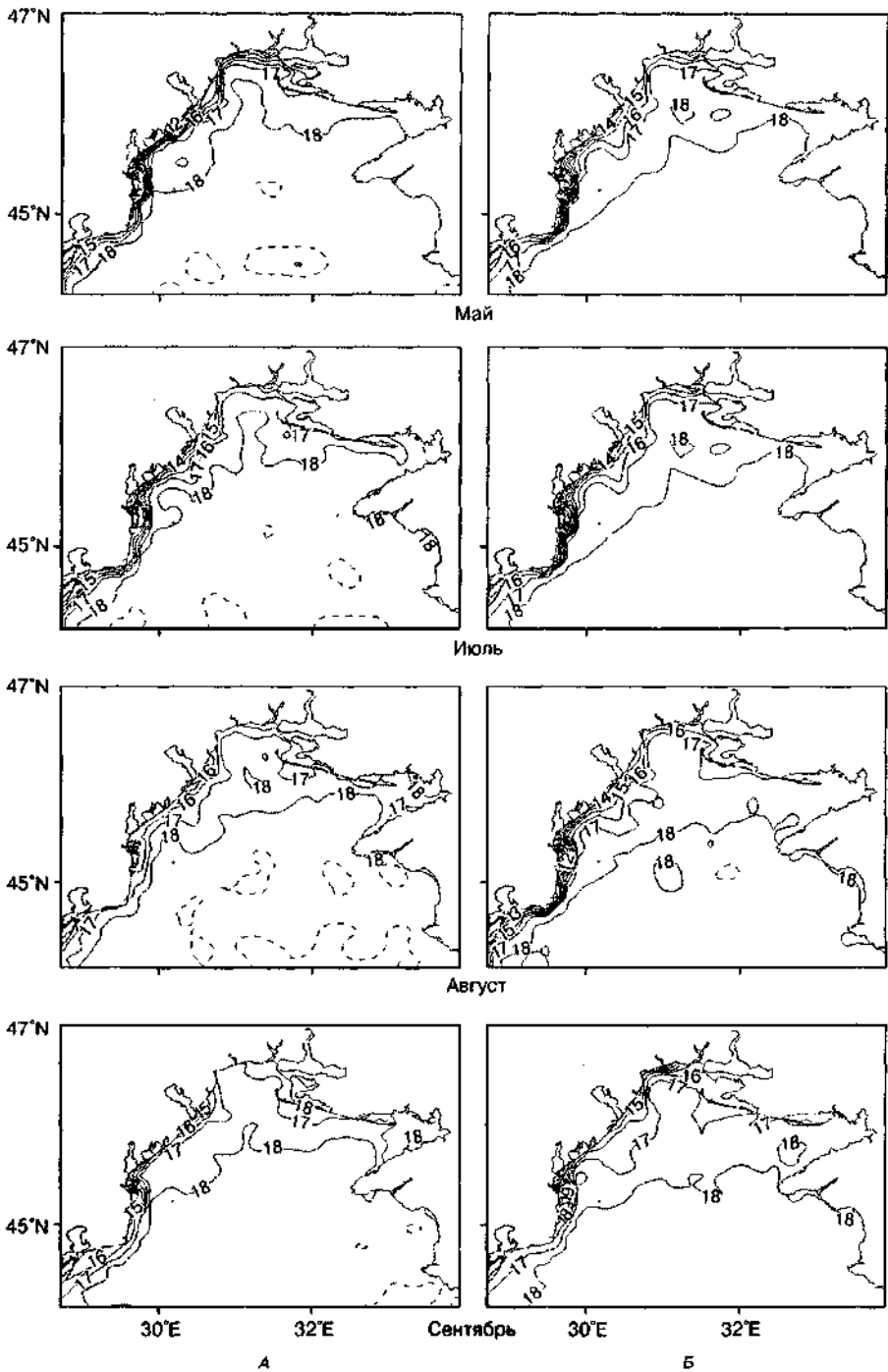


Рис. I.2.10. Изменение солёности (%) вод придонного слоя в 1963—1977 (А) и 1978—1992 гг. (Б)

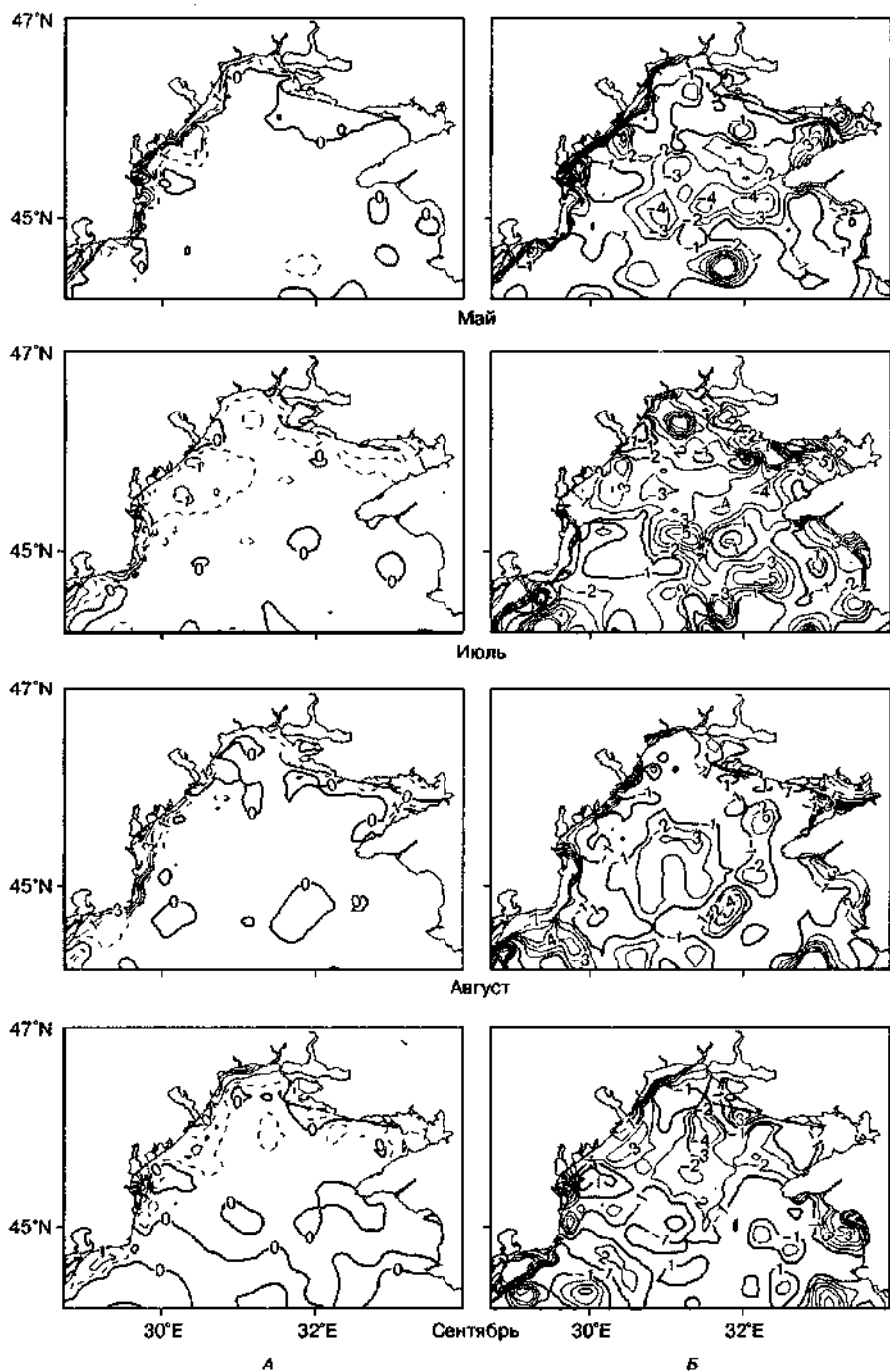


Рис. 1.2.11. Изменение солености (‰) вод придонного слоя в периоды 1978—1992 и 1963—1977 гг.:

А — абсолютная разность; Б — разность относительно стандартной ошибки

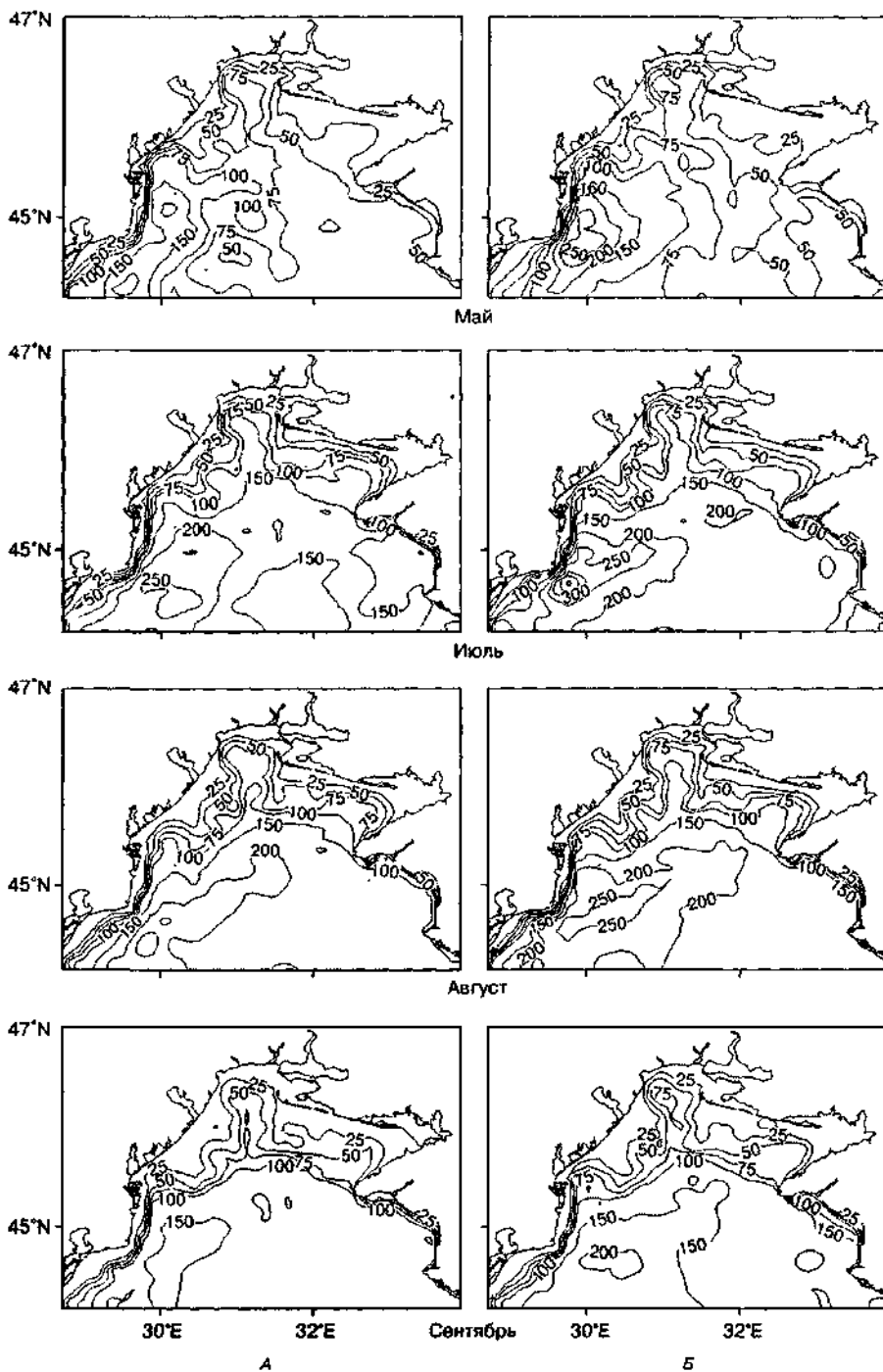


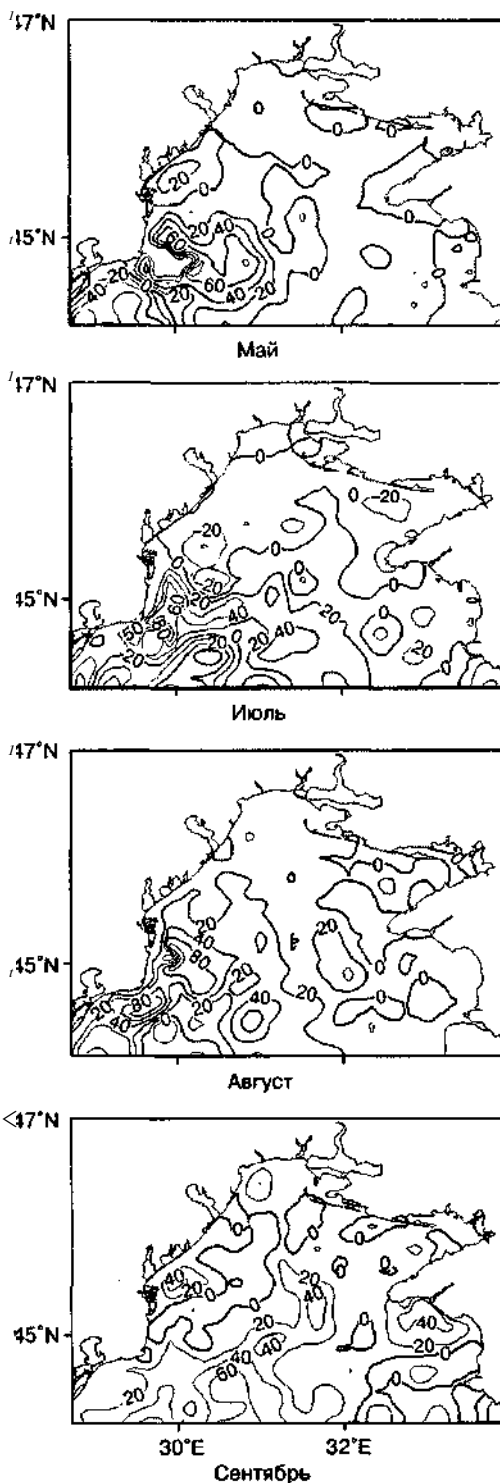
РИС. 1.2.12. Запас плавучести ($\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}$) слоя от поверхности до дна:
А — 1963—1977 гг.; Б — 1978—1992 гг.

Рис. 1.2.13. Изменение запаса плавучести ($\text{кг} \cdot \text{м}^3$) слоя от поверхности до дна в 1978—1992 гг. по сравнению с 1963—1977 гг.

Если такое предположение верно, то крайне важны прогностические оценки дальнейшего изменения циркуляции СЗЧМ, в свою очередь, связанные с проблемой глобального изменения климата. Основанием для этого служат положительные значения абсолютной разности концентраций растворенного кислорода в придонном слое (0,5) и разности относительно стандартной ошибки (1,0) (рис. 1.2.14).

На рис. 1.2.15 представлена сезонная эволюция поля растворенного кислорода. Минимальные значения расположены в приустьевой области Дуная в августе, что характерно для реального распределения и соответствует концепции антропогенного эвтрофирования. Явное понижение концентраций кислорода в 1978—1992 гг. по сравнению с 1962—1977 гг. отмечается для всех месяцев теплого периода года (см. рис. 1.2.14, 1.2.15) и во всех районах СЗЧМ — от Днепра до Дуная. При этом очень важно, что для того же периода запас плавучести практически остался неизменным (см. рис. 1.2.13) в пределах СЗЧМ (к северу от условной линии — украинская часть устья Дуная — м. Тархан кут). Это еще один аргумент в пользу биохимической природы перманентного дефицита кислорода в придонном слое на черноморском шельфе.

При анализе полей растворенного кислорода (см. рис. 1.2.14) в СЗЧМ четко проявилась характерная особенность распределения в виде центрального минимума зна-



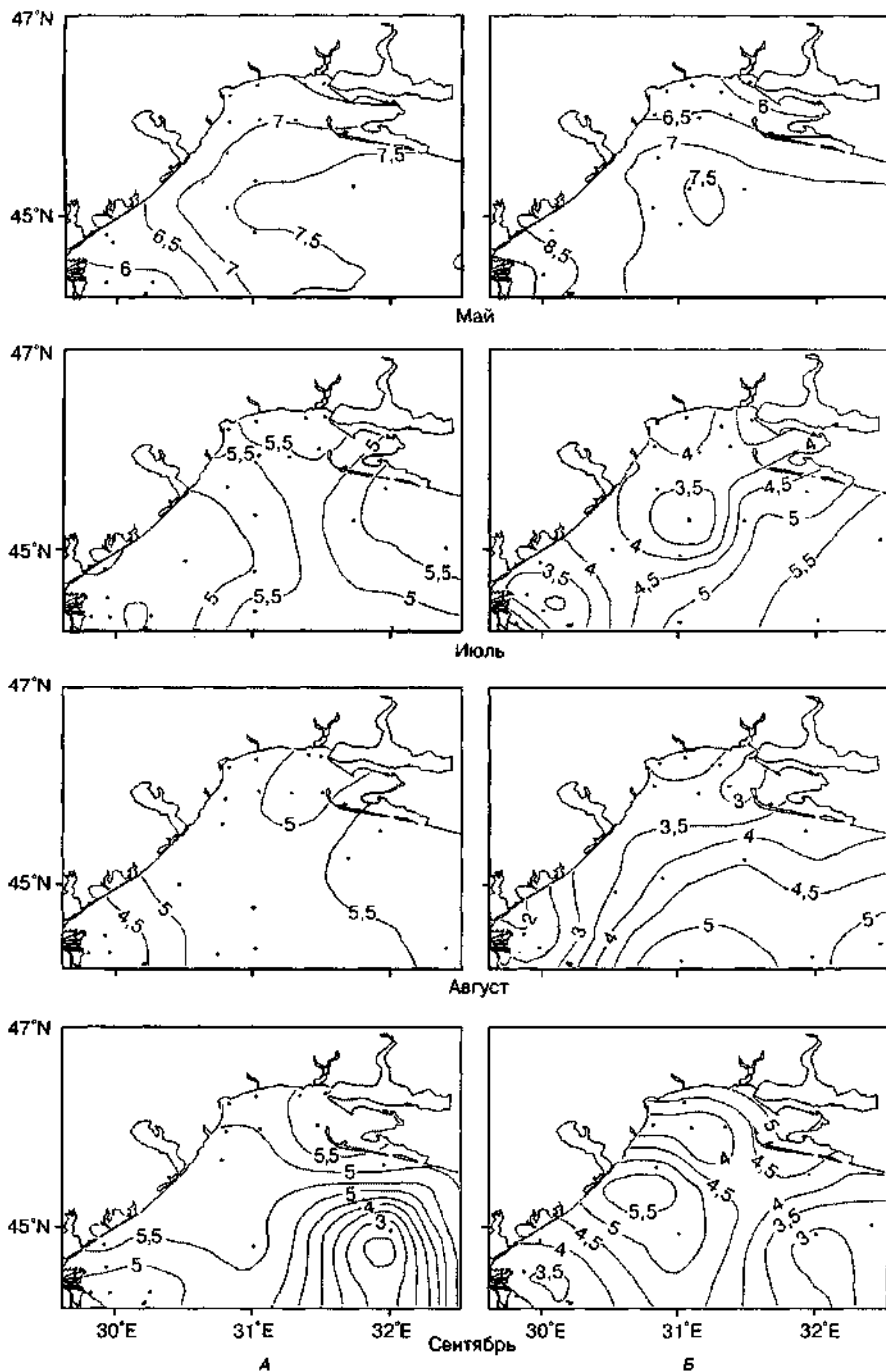


РИС. 12.14. Концентрация растворенного кислорода ($\text{см}^3 \cdot \text{дм}^{-3}$) в водах придонного слоя:
А — 1963—1977 гг.; Б — 1978—1992 гг.

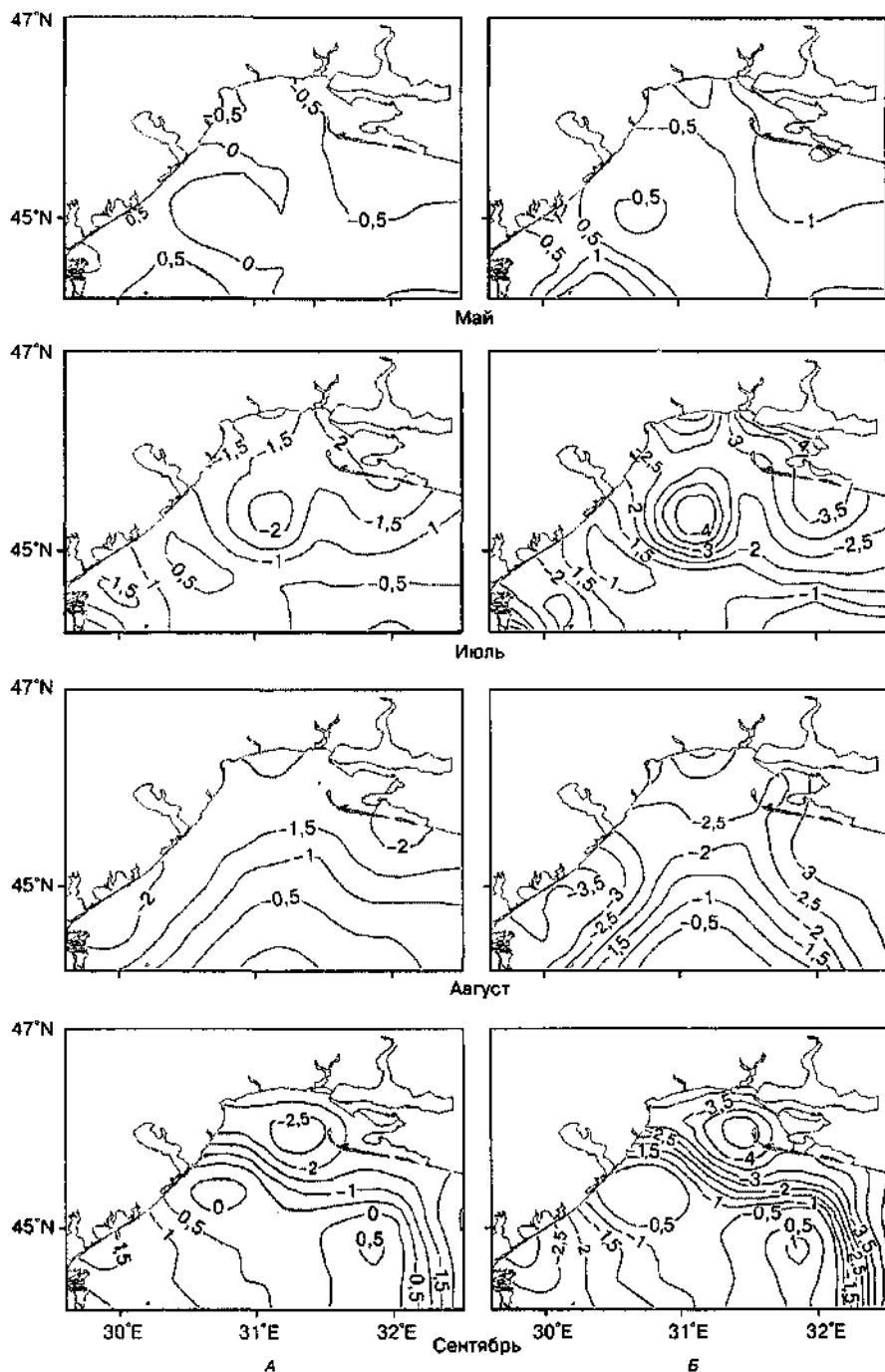


РИС. 1.2.15. Изменение концентрации растворенного кислорода ($\text{cm}^3 \cdot \text{dm}^{-3}$) в придонном слое в периоды 1978—1992 и 1963—1977 гг.:

А — абсолютная разность; Б — разность относительно стандартной ошибки

чений ($3,0 \text{ мл} \cdot \text{дм}^{-3}$) в осенний сезон как для до «гипоксийного» (1962—1977) периода, так и во время «гипоксийного» периода (1978—1992). Очевидно, что этот минимум совершенно иной природы, т. е. он не связан с антропогенным эвтрофированием, в результате избыточного поступления биогенных веществ со стоком рек или береговых источников. Минимум расположен на значительном удалении и от Дуная, и от Днестра, при этом в октябре уже начинается процесс восстановления нормальных условий кислородного режима в придонном слое — зимняя вертикальная циркуляция. В приустьевой части Дуная в период гипоксии (1978—1992 гг., см. рис. 1.2.14) значения растворенного кислорода в октябре достигают $3\text{—}3,5 \text{ см}^3 \cdot \text{дм}^{-3}$ против минимальных в августе — $2,0 \text{ см}^3 \cdot \text{дм}^{-3}$. Сентябрьские значения разности запаса плавучести в этом районе равны нулю, следовательно, гидрологические условия не претерпели существенных изменений. Поэтому факт формирования осеннего минимума кислорода в центральной области шельфа обусловлен естественной и характерной для данного периода особенностью. Физическая суть явления связана с усилением активности атмосферных процессов и сезонной изменчивостью (поднятием) куполообразной структуры западного черноморского циклонического круговорота. В результате происходит заток вод по центральному желобу шельфа с горизонта 100 м до изобаты 50 м (судя по значениям придонной температуры и солености (см. рис. 1.2.6, 1.2.11) и характерным термогалинным значениям (Блатов и др., 1984).

Отдельными гидрологическими съемками в холодное время года в СЗЧМ фиксировались подобные минимумы придонных значений кислорода, что 30 лет назад позволило предположить в одной из гипотез формирования летней крупномасштабной гипоксии именно активизацию западного циклонического круговорота, а не антропогенное эвтрофирование. Как видно из представленных гидрофизических полей и полей придонных значений кислорода, такое явление не фиксируется в теплый период года.

Таким образом, до изобаты 50 м отмечается приоритет биохимических факторов воздействия при формировании придонной гипоксии, мористее гипоксия в большей степени обусловлена гидрологическими факторами в результате многолетнего увеличения запаса плавучести в этом районе.

2.2. Антропогенно преобразованная прибрежная зона

Наиболее активные природные процессы происходят в узкой полосе береговой зоны моря шириной 100—200 м, непосредственно примыкающей к береговой линии. Это переработка донных отложений в зоне разрушения волн, воздействие волн на берега и береговые сооружения, размыв, перенос и отложение наносов, воздействие льда на берега и береговые сооружения, влияние агрессивных характеристик морской среды на гидротехнические сооружения. В прибрежной полосе моря на природные процессы накладывается антропогенное влияние, особенно заметное в зонах максимальной концентрации хозяйственной деятельности, что приводит к большим изменениям в гидродинамике и литодинамике этой узкой полосы и преобразованию прибрежно-морских экосистем.

Характерным примером максимальной концентрации хозяйственной деятельности в береговой зоне можно считать побережье Одесского залива и прилегающий к нему участок от м. Ланжерон до м. Санжейский.

Вдоль береговой линии на протяжении 40 км располагается сплошная застройка Одесской городской агломерации с населением, превышающим 1,2 млн чел. На берегу находятся два крупных портовых комплекса с судоремонтными заводами, терминалами, стоянками портового, технического флота и судов различных ведомств. Непосредственно у береговой черты расположены промышленные предприятия на Пересыпи, многочисленные стоянки маломерного флота.

Протяженность сплошной линии гидротехнических сооружений, включая Одесский порт, составляет около 20 км. Из них система противооползневых сооружений (ПОС) Одессы занимает около 14 км. К концу 1980-х годов завершилось строительство I и II очередей ПОС на Одесском побережье и начато сооружение III очереди, приостановленное в начале 1990-х годов (Адобовский, 2001).

В состав ПОС входят 56 бассейнов, из них 35 бассейнов общей площадью 1,1 км² отделены от открытого моря волноломами высокого (надводными) и низкого (подводными) уровней. Верхняя поверхность подводных волноломов находится, как правило, на глубине 0,5–0,8 м при среднем уровне моря. Волноломы высокого уровня, ограничивающие пять бассейнов типа гаваней, обеспечивают по сравнению с подводными волноломами более надежный волнозащитный и наносоудерживающий эффект, но вместе с тем затрудняют водообмен с открытым морем. Остальные бассейны разделены траверсами и бунами и имеют свободный водообмен (Адобовский, Большаков, 2004).

В начале 1990-х годов в связи с прекращением бюджетного финансирования ремонтно-восстановительных работ гидротехнические сооружения системы ПОС начали интенсивно разрушаться. В настоящее время в той или иной степени разрушению подверглось около 30 % берегозащитных сооружений. В основном это буны, траверсы, берегоукрепления, не имеющие волноломов, и свайные причалы.

В воды Одесского залива и прилегающих акваторий ежесуточно сбрасывается 1,2–1,3 млн м³ хозяйственно-бытовых сточных вод со станций биологической очистки (СБО) «Северная» и «Южная», причем выпуск СБО «Северная» расположен всего в 250 м от уреза воды. При выпадении ливневых осадков и интенсивном таянии снега огромные массы загрязненной воды с городской территории поступают в прибрежные акватории.

Одиннадцать выпусков дренажных вод сбрасывают в зоне ПОС около 50–60 тыс. м³ • сут⁻¹ воды. Только 3 % объема дренажных вод уходит в море за линию волноломов, а остальной объем поступает в бассейны. Причиной такой ситуации стало прогрессирующее разрушение бетонных лотков на траверсах II очереди ПОС, которые отводили дренажные воды в море.

При сбросе за линию волноломов дренажные воды быстро трансформируются. При волнении высотой 0,2–0,3 м отличие от фоновых значений солености до 0,2 ‰ в поверхностном слое воды прослеживается только на расстоянии 50–80 м от точки сброса (Адобовский и др., 1998).

Поступление дренажных вод с минерализацией $0,8\text{--}3,0 \text{ г} \cdot \text{л}^{-1}$ приводит к некоторому изменению солености воды в прибрежных акваториях, которое зависит от количества дренажных вод, поступающих в акваторию бассейна, объема бассейна, места сброса, условий водообмена и конкретной гидрометеорологической ситуации.

При штилевой погоде и волнении до 0,2 м опресняющее влияние дренажного стока прослеживается на расстоянии до 200 м от выпуска в бассейнах, отделенных от моря затопленными волноломами, и на всей акватории бассейнов типа гавани. Сколько-нибудь значимые изменения солености воды во всех бассейнах отмечались только в поверхностном слое до глубины 0,5 м. Максимальное снижение солености на 2 ‰ в отдельных точках отмечено в бассейнах типа гаваней, имеющих затрудненный водообмен.

В течение всего года температура вод в штольнях составляет $13\text{--}15 \text{ }^\circ\text{C}$, поэтому в летний период поступление их в бассейны ПОС понижает температуру поверхностного слоя воды, а зимой повышает. В том и другом случае изменения температуры воды отмечались на расстоянии до 100 м от выпуска и составляли $0,2\text{--}1,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Эти изменения в бассейнах, куда сбрасываются дренажные воды, наблюдались только в поверхностном слое до 0,5 м (Адобовский и др., 1998).

Экологическая обстановка на акваториях бассейнов системы берегозащиты во многом определяется характером и скоростью водообмена с открытым морем. По характеру водообмена все бассейны можно разделить на три группы (Адобовский, 2001):

- свободного водообмена — бассейны без волноломов, разделенные бунами и траверсами;
- ограниченного — бассейны, отделенные от открытого моря волноломами;
- затрудненного — бассейны-гавани, прикрытые от волнения незатопленными волноломами с волноотбойными стенками и имеющие узкий вход на акваторию.

В 1997—2001 гг. были выполнены измерения параметров течений и расчет водообмена в нескольких бассейнах разного типа (Адобовский, Большаков, 2004). Все измерения производились при различных направлениях ветра и волнении, не превышавшем 0,5 м (рис. 1.2.16).

Безусловно, наряду с параметрами бассейнов и степенью изоляции от открытых участков моря важную роль в водообмене играют гидрометеорологические факторы. Это ветер, волнение, течения, колебания уровня, а в зимний период и лед. Постоянный водообмен всей массы воды в бассейне возможен при отсутствии вертикальной стратификации. При ее наличии водообмен будет происходить в основном в поверхностном слое, не затрагивая всей массы воды. Максимальная глубина в большинстве бассейнов ПОС, как правило, не превышает $3,0\text{--}3,5 \text{ м}$, и стратификация на их акваториях наблюдается редко. На акваториях бассейнов, отделенных от моря волноломами, возникает сложная циркуляция вод с возникновением вихрей, застойных зон, реверсивных и компенсационных течений.

На акваториях бассейнов и над волноломами неволновая скорость течений составляет обычно 3—5, максимальная достигает $10 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. В море, сразу за линией волноломов, наибольшие значения достигали $30\text{--}35 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Поскольку термогалинная стратификация в бассейнах — явление чрезвычайно редкое, то предполагается, что в водообмене с одинаковой вероятностью участвует любой объем воды в бассейне, за исключением углов, образованных траверсами у волноломов и пляжей.

Время водообмена оценивалось как отношение объема бассейна K количеству воды, которая с определенной скоростью могла поступить в бассейн. Во всех бассейнах, где производились наблюдения, период водообмена составлял несколько часов. Максимальный период водообмена (6 ч) зафиксирован в бассейне-гавани «Элинг» с шириной входа на акваторию 14 м и глубиной 1,7 м (рис. 1.2.16).

Бассейны такого типа представляют собой ловушки для наносов. Сравнение результатов промеров в бассейне «Элинг», выполненных Противоползневым управлением Одессы в сентябре 1983 г. и ОФ ИнБЮМ в августе 2003 г., показало, что средняя глубина бассейна за этот период уменьшилась с 1,33 до 0,93 м, площадь пляжа увеличилась на 400 м^2 , а объем водной массы уменьшился на 0,9 тыс. м^3 . Слой донных наносов накапливается со скоростью около 2 см/год.

Оценка водообмена бассейнов с морем свидетельствует, что он вполне удовлетворителен и не может быть единственной причиной негативных экологических проблем в зоне ПОС. Их обострение может вызываться, например, ливневыми стоками с территории города и сбросом в море хозяйственно-бытовых стоков жилых строений частного сектора и многочисленных торговых и развлекательных заведений, расположенных в прибрежной полосе. Многие из них незаконно подключаются к коллекторам, отводящим дренажные и ливневые воды в море, а поскольку системы отведения их за линию волноломов с течением времени разрушились, то большая часть этих стоков попадает непосредственно на акватории бассейнов (Адобовский, Большаков, 2004).

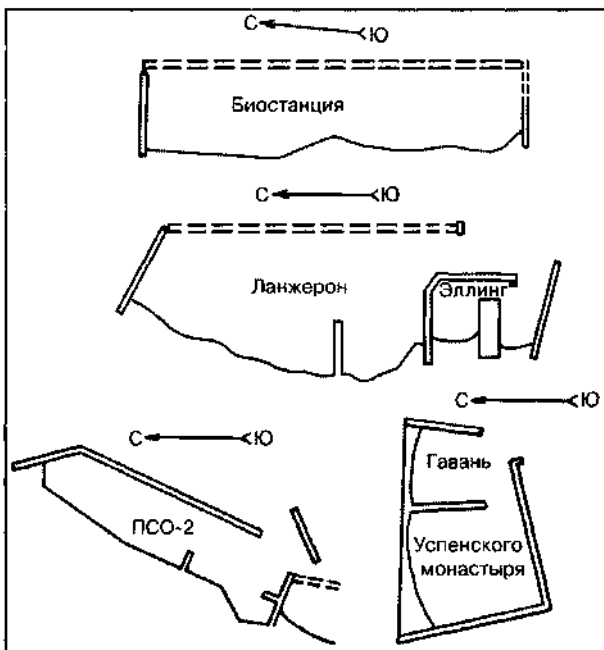


РИС. 1.2.16. Бассейны системы ПОС, в которых измерялся водообмен

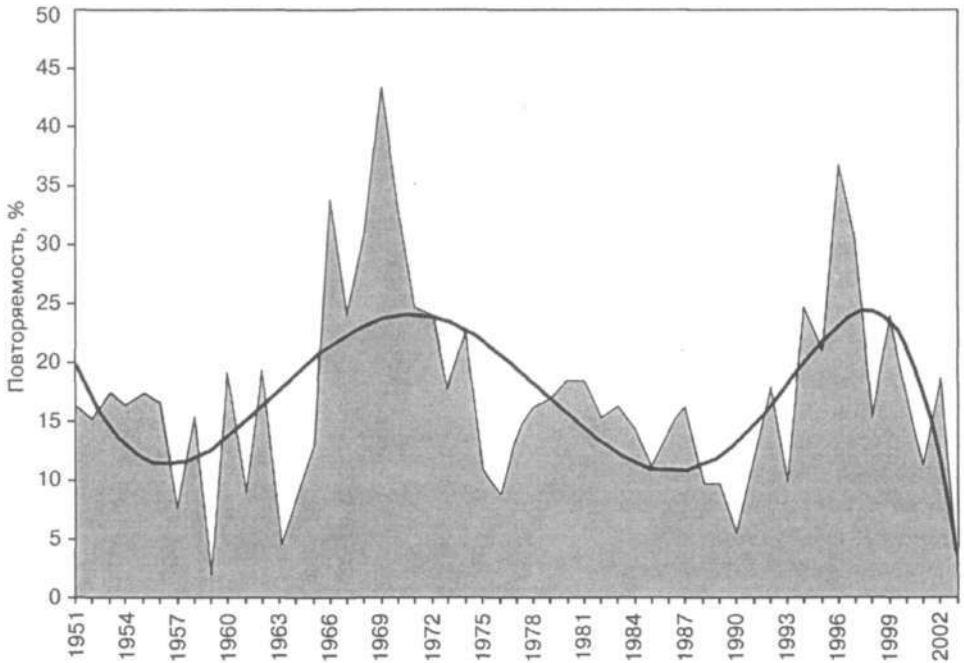


РИС. 1.2.17. Ход повторяемости ветрового волнения с высотой волн более 0,5 м в летний период 1951—2003 гг. (ГФЛ ОГЭКУ)

Экологическая ситуация в прибрежных акваториях осложняется в летний период, когда снижается гидродинамическая активность водных масс и увеличивается антропогенный пресс. Основной фактор, обеспечивающий перемешивание водных масс и водообмен прибрежных акваторий с открытым морем, — ветровое волнение. Уже при высоте волнения более 0,5 м водообмен заметно активизируется. По данным наблюдений за волнением, выполненных Морской геофизической лабораторией Одесского государственного экологического университета (ГФЛ ОГЭКУ), повторяемость ветрового волнения ($Я > 0,5$ м) в районе Одессы в среднем за летний период составляет 17, хотя в отдельные годы может снижаться до 2 % (рис. 1.2.17).

Повторяемость штормового волнения ($\# > 1,0$ м) в среднем за год составляет 9,6 %. Структура волнения у побережья Одессы характерна тем, что в зоне прибрежных акваторий не отмечаются штормовые волны северо-западного, западного и юго-западного направлений. Стабильно высока повторяемость волнения северо-восточного и восточного направлений. За последние 50 лет с восточного направления подходили самые большие волны высотой до 4,5 м и длиной до 48 м.

По данным ГФЛ ОГЭКУ, в 1965—2003 гг. наиболее бурным был ноябрь — 17,7, а самым спокойным июль — 1,4 % (рис. 1.2.18).

Положение уровенной поверхности оказывает влияние на все гидрологические процессы в береговой зоне. Уровень воды в прибрежных акваториях подвержен как долго-, так и короткопериодным колебаниям. В СЗЧМ

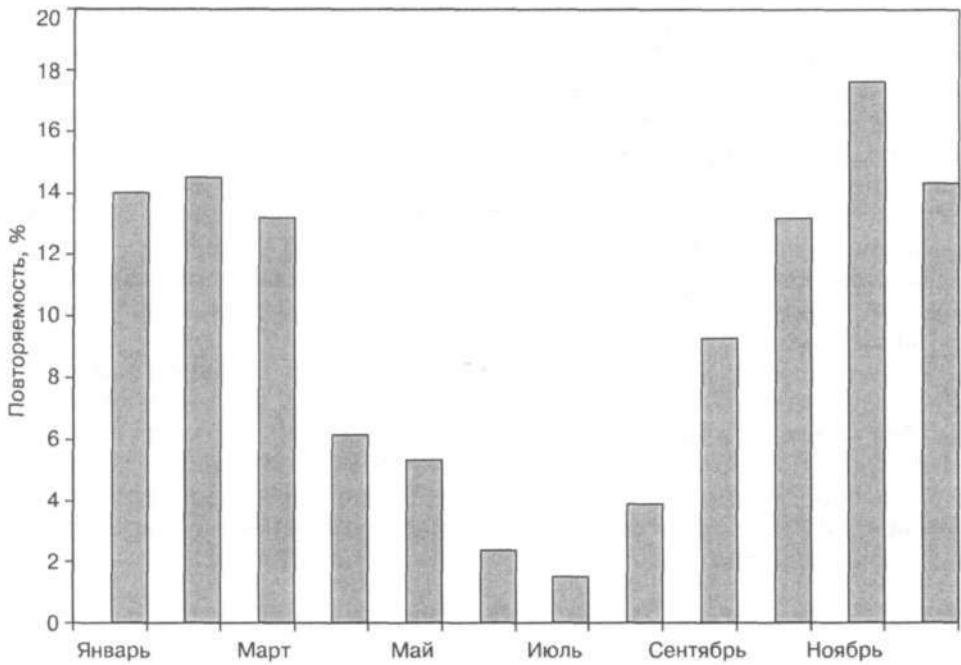


Рис. 1.2.18. Среднемесячные значения повторяемости штормового волнения с высотой волн более 1,0 м за период 1965—2003 гг. (ГФЛ ОГЭКУ)

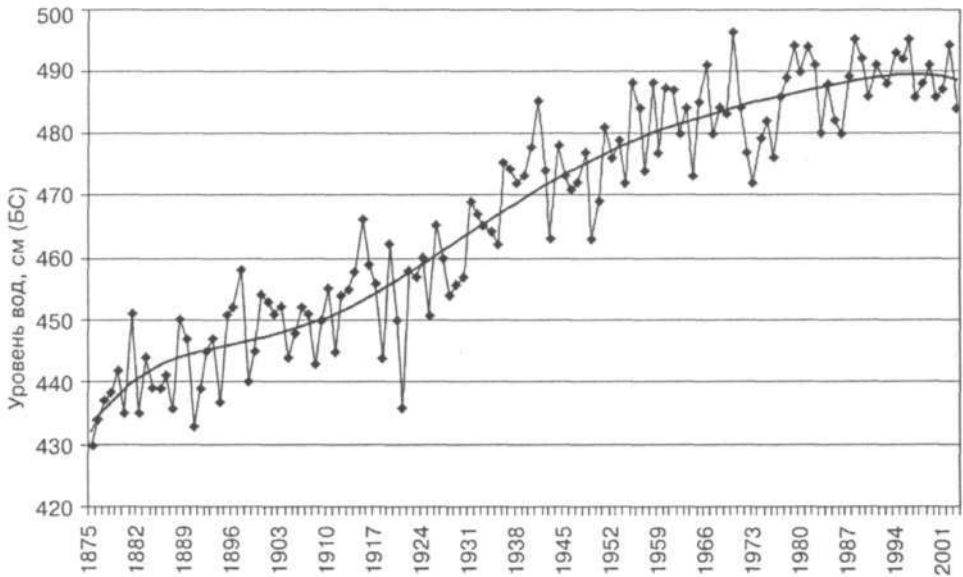


Рис. 1.2.19. Среднегодовые значения уровня вод, 1875—2003 гг. (МГС Одесса-порт)

значительные кратковременные колебания уровня воды у берегов вызывают главным образом изменение объема речного стока и действие ветра на водную поверхность. При сгонно-нагонных явлениях максимальный размах изменений уровня воды, по данным наблюдений в Одессе и Ильичевске, может достигать 2 м (Каталог наблюдений..., 1985). Долговременные изменения уровня связаны с движениями земной коры в данном регионе. В среднем за период наблюдений побережье в районе Одессы опускалось со средней скоростью $5,6 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$. За период 1875—2003 гг., согласно анализу результатов наблюдений за уровнем на морской гидрометеорологической станции (МГС) Одесса-порт, уровень повысился примерно на 55-60 см (рис. 1.2.19).

В настоящее время в береговой зоне происходит активное разрушение берегоукрепительных гидротехнических сооружений, увеличиваются объемы сбрасываемых в море сточных вод, ливневыми и паводковыми водами с городских и промышленных территорий смывается большое количество загрязняющих веществ. Усиление антропогенного пресса на береговую зону при отсутствии защитных мероприятий может привести к крайне негативным последствиям.