ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ III

БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

КОМИТЕТ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
МИНИСТЕРСТВА ЭКОЛОГИИ И ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГОСУДАРСТВЕННОГО ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ III

БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Под редакцией
канд. геогр. наук Ф. С. ТЕРЗИЕВА,
д-ра физ.-мат. наук В. А. РОЖКОВА,
канд. геогр. наук А. И. СМИРНОВОЙ

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1992

УДК 551.46.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СЕРИИ МОНОГРАФИЙ
«ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР»

Ф. С. Терзиев (отв. редактор), Н. П. Гоптарев, В. И. Калацкий, А. И. Симонов,
М. М. Борисенко, В. Е. Бородачев, Д. Е. Гершанович, Г. В. Гирдюк,
А. А. Керимов, Н. Н. Колесниченко, В. А. Рожков, В. Г. Федорей

Освещен широкий круг вопросов по метеорологии и климату, гидрологическому режиму, динамике вод и геологии Балтийского моря. Дана комплексная характеристика современного состояния гидрометеорологического режима моря и оценка его изменчивости под влиянием режимообразующих факторов. Эта характеристика базировалась на анализе информационной базы натурных данных вероятностными методами, учитывающими особенности исследуемых процессов и специфику данных. Информационная база данных включает результаты наблюдений на береговых и островных станциях, плавмаяках и станциях открытого моря, сформированные в массивы временные ряды, а также результаты, полученные расчетными методами.

Представляет интерес для специалистов океанологов, метеорологов и гидрологов, проектировщиков, изыскателей и работников транспортного и промыслового флотов.

Отзывы и предложения просьба направлять в Государственный океанографический институт по адресу: 119838, ГСП, Москва, Г-34, Кропоткинский пер., 6.

Г $\frac{1805040600\text{-}033}{069(02)\text{-}92}$ Без объявл.

© Комитет по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Министерства экологии и природных ресурсов Российской Федерации, 1992 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Введение 6

Часть 1. Морфометрическая характеристика и геология моря 8
1.1. Физико-географическое описание . . . . . —
1.2. Морфометрическая характеристика 10
1.2.1. Строение и развитие берегов . . . . . —
1.2.2. Рельеф дна 13
1.3. История развития моря, геологическое и тектоническое строение дна 18
1.3.1. История развития и эволюция моря . . . . . —
1.3.2. Геологическое и тектоническое строение и твердые породы дна 27
1.4. Плейстоценовые и раннеголоценовые отложения 36
1.4.1. Мощность . . . . . —
1.4.2. Литологический состав 40
1.4.3. Содержание химических элементов 48
1.5. Средне- и верхнеголоценовые осадки 50
1.5.1. Донные осадки . . . . . —
1.6. Процессы осадконакопления 73
1.6.1. Источники поступления и баланс осадочного материала . . —
1.6.2. Распределение и состав морской взвеси 74
1.6.3. Преобразование осадочного материала в водной толще и его осаждение на дно 78
1.6.4. Транспортировка осадочного материала 81
1.6.5. Скорости накопления донных осадков и мощности голоценовых илов 83
1.7. Типы диагенеза осадков, поровые воды и минеральные ресурсы 85
1.7.1. Типы диагенеза . . . . . —
1.7.2. Поровые воды 86
1.7.3. Минеральные ресурсы 87

Список литературы 90

Часть 2. Метеорология и климат 94
2.1. Опорная сеть и материалы наблюдений . . . . . —
2.1.1. Методика обработки данных 96
2.2. Климатический очерк 97
2.3. Обзор исследований 101
2.4. Температура воздуха 103
2.4.1. Годовой ход . . . . . —
2.4.2. Сезонная изменчивость 107
2.4.3. Межгодовая изменчивость 108
2.4.4. Экстремальная температура воздуха 110
2.4.5. Число дней с морозом и без оттепели 112
2.5. Атмосферное давление 114
2.5.1. Годовой ход . . . . . —
2.5.2. Сезонная изменчивость 118
2.5.3. Межгодовая изменчивость 120
2.6. Ветер 122
2.6.1. Годовой ход . . . . . —
2.6.2. Сезонно-пространственная изменчивость 126
2.6.3. Межгодовая изменчивость 130
2.7. Облачность 132
2.7.1. Годовой ход общей облачности . . . . . —
2.7.2. Сезонная изменчивость общей облачности 136
2.7.3. Межгодовая изменчивость общей облачности 137
2.7.4. Число ясных и пасмурных дней по общей облачности . . . 139
2.7.5. Годовой ход нижней облачности 140
2.7.6. Сезонная изменчивость нижней облачности 142
2.7.7. Межгодовая изменчивость нижней облачности 144
2.7.8. Число ясных и пасмурных дней по нижней облачности . . 147
2.8. Влажность воздуха 148
2.8.1. Годовой ход относительной влажности . . . . . —
2.8.2. Сезонная изменчивость относительной влажности 149
2.8.3. Межгодовая изменчивость относительной влажности . . . 152
2.8.4. Годовой ход абсолютной влажности 155
2.8.5. Сезонная изменчивость абсолютной влажности 158
2.8.6. Межгодовая изменчивость абсолютной влажности 159
2.9. Атмосферные осадки 161
2.9.1. Годовой ход . . . . . —
2.9.2. Сезонная изменчивость 163
2.9.3. Межгодовая изменчивость 164
2.10. Опасные и особо опасные явления 165
2.10.1. Сильный ветер . . . . . —
2.10.2. Туманы 174
2.10.3. Экстремальные сезоны 179

Приложение 1 183
Приложение 2 190
Список литературы 194

Часть 3. Режимообразующие факторы 196
3.1. Речной сток . . . . . —
3.1.1. Общие сведения о речном стоке . . . . . —
3.1.2. История исследований 198
3.1.3. Характеристика информационной базы 199
3.1.4. Годовой ход 200
3.1.5. Межгодовая изменчивость 209
3.2. Водообмен между Балтийским и Северным морями 214
3.2.1. Общие сведения о водообмене . . . . . —
3.2.2. История исследований 215
3.2.3. Информационная база данных и методика исследований . 217
3.2.4. Годовой ход . . . . . —
3.2.5. Межгодовая изменчивость 222
3.3. Атмосферная циркуляция 230
3.3.1. Общие сведения о типовых атмосферных процессах . . . . —
3.3.2. История исследований 231
3.3.3. Характеристика информационной базы данных 233
3.3.4. Годовой ход . . . . . —
3.3.5. Межгодовая изменчивость 239
3.4. Оценка вклада режимообразующих факторов в формировании временной изменчивости различных диапазонов отдельных элементов режима моря 245
3.4.1. Годовой ход 246
3.4.2. Межгодовая изменчивость 250

Список литературы 258

Часть 4. Гидрологический режим 261
4.1. Краткий обзор экспедиционных исследований . . . . . —
4.1.1. Экспедиционные исследования в период с середины XIX в. до первой мировой войны . . . . . —
4.1.2. Экспедиционные исследования в период между первой и второй мировыми войнами 262
4.1.3. Экспедиционные исследования после второй мировой войны —
4.2. Характеристика информационной базы банка океанографических данных 264
4.2.1. Информационная база глубоководных гидрологических наблюдений . . . . . —
4.2.2. Информационная база береговых гидрологических наблюдений 268
4.3. Методика статистической обработки и анализа натурных данных 269
4.4. Крупномасштабная изменчивость гидрологического режима . . . 270
4.4.1. Общие сведения . . . . . —
4.4.2. Характеристика состояния исследований 271
4.4.3. Межгодовая (долгопериодная) изменчивость 274
4.4.4. Сезонная изменчивость 288
4.5. Пространственное и вертикальное распределение гидрологических параметров в открытой части моря 310
4.5.1. Пространственное распределение . . . . . —
4.5.2. Вертикальное распределение 313
4.6. Ледовый режим Балтийского моря 320
4.6.1. Краткая история исследований . . . . . —
4.6.2. Характеристика ледового режима 321
4.6.3. Ледовитость Балтийского моря 324

Список литературы 329

Часть 5. Динамика вод Балтийского моря 333
5.1. Течения . . . . . —
5.1.1. Развитие физических представлений о динамике вод Балтийского моря . . . . . —
5.1.2. Основные динамические процессы формирующие изменчивость течений Балтийского моря, и их оценка 346
5.1.3. Масштабы изменчивости динамических процессов и методика анализа натурных данных 350
5.1.4. Временная изменчивость течений 352
5.1.5. Вертикальная структура течений 364
5.1.6. Оценка максимальной скорости течений 370
5.1.7. Мезомасштабные вихри в Балтийском море 372
5.2. Уровень моря 381
5.2.1. Состояние исследований и характеристика информационной базы . . . . . —
5.2.2. Средний уровень моря 382
5.2.3. Характеристика основных видов изменений уровня 383
5.2.4. Межгодовая и сезонная изменчивость колебаний уровня . . 390
5.3. Ветровое волнение 398
5.3.1. Изученность режима волнения 399
5.3.2. Характеристика информационной базы 401
5.3.3. Долгопериодная изменчивость волнения 402

5.3.4. Характеристика режима волнения 405
5.3.5. Совместное распределение высоты волн и скорости ветра . 406
Список литературы 409
Часть 6. Типовые поля атмосферного давления и циркуляции вод в южной части Балтийского моря и зоне Датских проливов при различных направлениях и скоростях ветра 415
6.1. Типовые поля атмосферного давления . . . . . —
6.1.1. Исходные данные и методика исследований . . . . . —
6.1.2. Особенности типовых полей атмосферного давления над Датскими проливами . . . . . —
6.1.3. Рекомендации по использованию типовых карт атмосферного давления 419
6.2. Типовые поля стационарной интегральной циркуляции вод . . . —
6.2.1. Постановка задачи 420
6.2.2. Исходные данные и результаты модельных расчетов . . . . —
6.2.3. Рекомендации по использованию полученных результатов . 423
Приложение 424
Список литературы 447

ПРЕДИСЛОВИЕ

Окраинные и внутренние моря Советского Союза обладают огромными биологическими, минерально-сырьевыми, энергетическими, водными и другими ресурсами, которые используются многими отраслями народного хозяйства. К числу наиболее крупных отраслей относится рыбное хозяйство, морская нефтегазодобывающая промышленность, морской транспорт, гидроэнергетика, гидромелиорация, здравоохранение (рекреация), коммунальное и промышленное строительство на побережье морей. Многим из них для рационального планирования своего развития и его эффективного осуществления требуется всесторонний учет гидрометеорологических и гидрохимических факторов, в первую очередь таких, как колебания уровня моря, ветер и волны, ледовые условия, течения, химическая агрессивность морских вод, солевой состав, биогенные вещества и другие.

Дальнейшее развитие морских отраслей народного хозяйства вызывает острую необходимость разработки принципиально новых более совершенных путей и форм гидрометеорологического обеспечения на морях, так как одни традиционные формы в виде таблиц приливов, гидрометеорологических карт океанов и морей, ежегодников, ежемесячников и тому подобное уже не могут удовлетворить растущие запросы. Необходимо было создать целенаправленную систему обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией хозяйственной деятельности на морях. Такая система создавалась в три этапа под общим научно-методическим руководством ГОИНа при участии специалистов ААНИИ, ДВНИИ, ГГО, республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии и ряда мореведческих организаций других министерств и ведомств. Первый этап приурочен к исследованиям прибрежной полосы моря и устьев рек, второй — к шельфовой зоне моря, третий — к открытым районам и морю в целом.

К основным компонентам системы относятся следующие:

1. Серия справочно-кадастровых пособий по 12 морским бассейнам, содержащих режимные и статистические данные по важнейшим элементам гидрометеорологического и гидрохимического режима морей и крупных морских устьев рек, которые широко используются многими практическими и научными организациями.

2. «Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях» (М., Гидрометеоиздат, 1973), в котором изложены практические приемы расчета характеристик режима на основе натурных данных и теоретических исследований.

3. «Руководство по гидрологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях» (М., Гидрометеоиздат, 1972), содержащее методические рекомендации по организации и проведению полевых изысканий непосредственно в районе проектируемых гидротехнических сооружений.

4. Методы расчета основных характеристик гидрометеорологических элементов в шельфовых и открытых акваториях моря, позволяющие определить параметры ветра, волн, уровня, течений, льда при конкретных синоптических условиях и в многолетнем (режимном) плане, изданные в 1975—1983 гг.

5. Серия специализированных справочных пособий по гидрометеорологии и гидрохимии шельфа морей СССР, состоящая из 13 томов, изданная в середине 80-х годов.

В соответствии с заданиями проекта «Моря СССР» научно-технической программы ГКНТ «Мировой океан» 39 организациями Госгидромета, Минрыбхоза СССР, АН СССР и союзных республик и других ведомств под общим руководством ГОИНа и специализированным научно-методическим руководством ВНИРО (океанологические основы биопродуктивности морей), ГГО (метеорология и климат), ААНИИ (ледовые условия) подготовлена серия монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР».

Серия состоит из 10 томов, включающих около 20 выпусков:

том I — Баренцево море,
том II — Белое море,
том III — Балтийское море,
том IV — Черное море,
том V — Азовское море,
том VI — Каспийское море,
том VII — Аральское море,
том VIII — Японское море,
том IX — Охотское море,
том X — Берингово море.

Каждый том состоит, как правило, из двух выпусков: «Гидрометеорологические условия» (выпуск 1) и «Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности» (выпуск 2). Для акватории некоторых морей подготовлен выпуск 3, учитывающий особенности гидрометеорологических и гидрохимических условий моря и его отдельных районов.

В монографиях по единому типовому проспекту освещается широкий круг вопросов по метеорологии и климату, физической океанологии, динамике вод, гидрохимии, океанологическим основам биопродуктивности морей. Существенное внимание уделяется современным и ожидаемым антропогенным изменениям элементов режима. В силу объективных причин — специфики режима морей, степени изученности, различного уровня теоретических разработок — в освещении некоторых вопросов по разным морям имеются существенные различия. Однако при разработке научной программы и в процессе выполнения работ перед исполнителями ставилась основная задача — отразить современный уровень знаний гидрометеорологических и гидрохимических условий.

В разделах по метеорологии и климату рассматриваются климатообразующие факторы — радиационные условия, циркуляционные процессы, орография берегов, морские течения; климатическое районирование; режим ветра, местные его особенности, штормы; температура воздуха — средние, экстремальные, характерные значения; аномальные сезоны; влажность воздуха; атмосферные осадки и снежный покров; облачность — общая, нижнего яруса, число дней с ясным, полуясным и облачным небом; опасные и особо опасные гидрометеорологические явления — обледенение судов, туманы, метели, град, сильные морозы.

Разделы по физической океанографии содержат характеристики: температурного режима, теплового баланса; ледовых условий, включая условия ледового плавания и физико-механические свойства льда; солености — средняя соленость, соленость в зонах смешения морских и речных вод, многолетняя и сезонная изменчивость, антропогенные изменения солености; плотности — средние значения, сезонные изменения, вертикальное распределение, конвекция; цвета и относительной прозрачности вод; фронтальных зон; водных масс; водного и солевого баланса.

В разделах по динамике вод рассматриваются: средний уровень моря, колебания уровня различных временных масштабов, включая приливы; течения — крупномасштабная геострофическая и ветровая циркуляция вод, сезонная, межгодовая и синоптическая изменчивость течений, циркуляция вод в шельфовых районах моря, приливные течения; ветровые волны, их режимные характеристики, максимальные высоты волн по районам морей и по сезонам.

По гидрохимии морей дается общая характеристика гидрохимического режима и определяющих его факторов, солевой состав морских вод и его трансформация; режим кислорода, его межгодовая, сезонная и суточная изменчивость; активная реакция (pH); щелочность как показатель смешения и происхождения вод в море, изменение ее под влиянием природных и антропогенных факторов; режим биогенных веществ — минеральных и органических, растворенных и взвешенных соединений кремния, фосфора и азота, характеристика элементов баланса биогенных веществ, антропогенные изменения баланса биогенных веществ.

В разделе океанологические основы формирования биопродуктивности вод, который впервые включен в подобного рода научно-справочные пособия, рассматривается влияние океанологических факторов на формирование биологической продуктивности вод, на воспроизводство, поведение и распределение основных промысловых объектов, дается оценка оптимальных факторов среды для обитания рыб в различные периоды их жизни.

При подготовке данной серии монографий исполнители стремились оптимально использовать имеющиеся натурные данные и современные гидротермодинамические и физико-статистические методы расчета гидрофизических и метеорологических параметров и характеристик, а там, где это было целесообразно, и полуэмпирические методы расчетов с привлечением натурных данных для оценки адекватности модели и натуры.

В результате исследований по проекту «Моря СССР» уточнены существующие представления о характеристиках гидрометеорологического и гидрохимического режима морей, в частности:

— определены условия формирования режима элементов климата, закономерности их изменения в пространстве и времени и различные вероятностные характеристики;

— получены режимные характеристики ветра и волнения, непериодических колебаний уровня, приливов и льда;

— получены новые поля гидрологических и гидрохимических элементов и характеристики вертикальной структуры вод;

— уточнены данные о солевых составах и электропроводности вод морей, которые свидетельствуют о существенной трансформации ионного состава и минерализации речного стока под влиянием антропогенных факторов;

— изучены основные факторы формирования газового режима вод — вертикальная устойчивость, биопродукционные процессы, загрязнение морской среды и др.;

— исследованы механизмы и масштабы, даны оценки возможных изменений гидрометеорологического и гидрохимического режимов при осуществлении крупных водохозяйственных мероприятий, рассмотрена эффективность регулирования режима морей СССР.

В целом настоящая серия монографий представляет собой естественное продолжение и развитие общей системы обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией морских отраслей народного хозяйства и обороны страны на морях, омывающих берега Советского Союза, и служит ее важнейшей составной частью.

Общее научно-методическое руководство исследованиями по проекту «Моря СССР» и по подготовке серии монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» осуществлялось ГОИНом. Руководство исследованиями по отдельным морям осуществляли: МФ ААНИИ (Баренцево море), Севгидромет (Белое море), ЛО ГОИН (Балтийское море), СО ГОИН (Черное море), ГОИН (Азовское и Аральское моря), БО ЗакНИИ (Каспийское море), ДВНИИ (Японское, Охотское и Берингово моря).

Подготовка серий монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» выполнена под общим руководством научного руководителя проекта «Моря СССР» канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева. Ответственные исполнители работ канд. геогр. наук Н. П. Гоптарев, д-р ф.-м. наук В. И. Калацкий, д-р геогр. наук А. И. Симонов (ГОИН), д-р биол. наук Д. Е. Гершанович (ВНИРО), канд. геогр. наук В. Е. Бородачев (ААНИИ), д-р геогр. наук М. М. Борисенко (ГТО).

Справочник по режиму Балтийского моря (том III) состоит из трех выпусков. Первые два выпуска характеризуют особенности гидрометеорологического и гидрохимического режима открытой части моря, а также дают представление о геологии моря и об океанологических основах формирования биопродуктивности. В третьем выпуске освещается режим Финского, Рижского, Куршского и Вислинского заливов.

Выпуск 1 «Гидрометеорологические условия» состоит из шести частей. В части 1 даны морфометрическая и геологическая характеристики моря

и описание донных отложений. В части 2 охарактеризованы метеорологические условия, в части 3— режимообразующие факторы. Части 4, 5 и 6 посвящены описанию различных гидрологических характеристик морской воды и динамике моря. Каждая часть помимо самостоятельного интереса к закономерностям того или иного процесса определяет специфику условий Балтийского региона.

В каждом из разделов выпуска приведены сведения об истории исследований, дана характеристика информационной базы натурных данных и по диапазонам изменчивости проанализированы закономерности всех процессов и роль факторов, их определяющих.

Справочник является результатом многолетнего труда большого авторского коллектива, а также специалистов из учреждений-соисполнителей по проекту «Моря СССР». Части 3, 4, 5 и 6 настоящего выпуска Справочника подготовлены в Ленинградском отделении ГОИНа.

Предисловие написано канд. геогр. наук Ф. С. Терзиевым (ГОИН) и д-ром физ.-мат. наук, проф. В. А. Рожковым (ЛО ГОИН), введение — В. А. Рожковым.

Ответственный исполнитель и научный редактор части 1 д-р геол.-минер. наук Е. М. Емельянов (АО ИОАН). Авторами отдельных разделов являются: гл. 1.1, 1.2 и 1.3— Е. М. Емельянов, В. М. Литвин, Г. А. Никитин, В. А. Строк при участии Г. С. Харина (п. 1.3.2); гл. 1.4— Е. М. Емельянов, А. И. Гайгалас и М. Репечка; гл 1.5, пп. 1.6.2, 1.6.3, 1.7.1— Е. М. Емельянов; п. 1.6.4— Н. А. Айбулатов и А. Л. Жиндарев; п. 1.6.5— Е. М. Емельянов, Э. С. Тримонис и В. М. Слободяник; п. 1.7.2— Е. М. Емельянов и Р. В. Мокрик; п. 1.7.3— Е. М. Емельянов и Г. С. Харин.

Ответственный исполнитель части 2 канд. геогр. наук С. Н. Тупикин (Калининградский ГУ), научные редакторы — С. Н. Тупикин и канд. геогр. наук Л. А. Хандожко (ЛГМИ). Авторами отдельных разделов являются: гл. 2.1, 2.3, 2.5, 2.7—2.9— С. Н. Тупикин, гл. 2.2— С. Н. Тупикин, Т. И. Румянцева (Калининградский ГУ), С. Н. Соколова (ГГО); гл. 2.6 — В. Н. Боков, п. 2.6.2.— В. Н. Боков, Б. Н. Шатов (ЛО ГОИН); гл. 2.10 — Т. И. Румянцева.

В сборе материалов и подготовке таблиц принимали участие сотрудники Калининградского государственного университета Т. И. Румянцева, Н. П. Иванова, О. А. Савостина, С. В. Ковалева, Е. А. Малышева, И. В. Азюковская, Т. А. Чижева, Е. С. Чернова, Е. В. Карпухина и Н. С. Орлова. Расчеты выполнены Е. И. Захаровой, И. А. Петровой (ВЦ Калининградского ГУ), Н. Н. Михайловым и И. Г. Ульяничем (ВНИИГМИ — МЦД). Графические работы выполнены Н. А. Голеницким, С. В. Ковалевой и С. В. Григорьевой.

Ответственный исполнитель и научный редактор части 3 канд. геогр. наук А. И. Смирнова (ЛО ГОИН). Авторами отдельных разделов являются: гл. 3.1— Н. В. Мякишева (ЛГУ); гл. 3.2— А. И. Смирнова и Н. И. Минина (ЛО ГОИН); гл. 3.3— А. И. Смирнова, Е. С. Ерофеева (ЛО ГОИН); гл. 3.4— А. И. Смирнова, Н. И. Минина, Е. С. Ерофеева (ЛО ГОИН) и Н. В. Мякишева (ЛГУ).

Ответственный исполнитель и научный редактор части 4 канд. геогр. наук А. Е. Михайлов (ЛО ГОИН). Авторами отдельных разделов являются: гл. 4.1— А. Е. Михайлов; гл. 4.2, 4.3— А. Е. Михайлов и сотрудники ВНИГМИ — МЦД Н. Н. Михайлов, И. Г. Ульянич, Н. П. Волков, А. Д. Воронцов, С. А. Олейников; п. 4.4.3 — А. Е. Михайлов; пп. 4.4.1, 4.4.2 — А. Е. Михайлов, Н. Н. Михайлов, А. И. Смирнова; пп. 4.4.4, 4.5.1 и 4.5.2 — А. Е. Михайлов, Н. Н. Михайлов, Н. П. Волков; гл. 4.6 — В. В. Драбкин, М. Л. Фокина, С. В. Клячкин, Н. В. Гасникова (ЛО ГОИН).

Ответственный исполнитель и научный редактор части 5 канд. геогр. наук А. Е. Михайлов (ЛО ГОИН). Авторами отдельных разделов являются: гл. 5.1, 5.2 и п. 5.2.3— А. Е. Михайлов при участии Е. А. Романовой (АО ИОАН); п. 5.2.1 — Н. Н. Лазаренко, Т. Ю. Алексеева; п. 5.2.2 — Н. Н. Лазаренко; п. 5.2.4— Т. Ю. Алексеева; п. 5.3.1— Б. Н. Шатов; пп. 5.3.2, 5.3.4 — Л. И. Лопатухин, Б. Н. Шатов; п. 5.3.3— Л. И. Лопатухин, Ю. Д. Заковряшин, Б. Н. Шатов; п. 5.3.5 — Л. И. Лопатухин, Л. Е. Якубовская.

Ответственный исполнитель части 6 канд. геогр. наук А. И. Смирнова, научный редактор — канд. геогр. наук Л. И. Хандожко. Авторами отдельных разделов являются: гл. 6.1.— Е. С. Ерофеева; гл. 6.2— Н. П. Яковлева (ЛО ГОИН).

Выражаем благодарность сотруднику отдела речного стока ГГИ канд. техн. наук А. Г. Лобановой за активное участие в подготовке главы 1 части 3 Справочника.

Подготовка рукописи к изданию осуществлена Г. А. Солдатовой (ЛО ГОИН).

ВВЕДЕНИЕ

Под режимом моря понимается статистический ансамбль состояний системы гидрологических, метеорологических и гидрохимических процессов в диапазонах межгодовой, сезонной, синоптической и внутрисуточной изменчивости [1]. Такой поддиапазонный подход к описанию режима моря предъявляет особые требования к информационной базе (ИБ) натурных данных. В качестве основного массива ИБ приняты два массива: массив «Временные ряды», включающий данные сезонных океанографических съемок и многосуточных станций в фиксированном наборе точек, и массив «Станция», включающий данные прибрежных гидрометеорологических наблюдений.

Для обработки и анализа каждая из этих временных последовательностей данных рассматривается как реализация случайного процесса, а их совокупность — как система временных сечений пространственного случайного поля.

Причем в каждом диапазоне изменчивости свойства случайного процесса уточняются.

Сезонная и суточная ритмика гидрометеорологических процессов, в которой сочетается повторяемость колебаний и стохастичность их параметров, описывается в терминах периодически нестационарных случайных процессов (ПНСП). Под ПНСП понимается такой случайный процесс $\xi(t)$, все вероятностные характеристики которого обладают свойством годовой или суточной периодичности. Это предположение основывается на том, что в комплексе условий, формирующих подавляющее большинство гидрометеорологических процессов входят астрофизические факторы, связанные с обращением Земли вокруг Солнца и вращением Земли вокруг своей оси.

Отсчеты $\xi(t)$, взятые через период коррелированности, образуют стационарные случайные последовательности.

В диапазонах межгодовой и синоптической изменчивости случайная функция предполагается стационарной, т. е. не зависящей от времени. Это предположение позволяет упростить анализ натурных данных, а результаты анализа считать стационарным приближением к исследуемому процессу.

Каждому временному ряду $\xi(t)$ может соответствовать функция распределения $F_\xi(x)$ вероятностей его значений. Эта функция принята в Справочнике за основную вероятностную характеристику. Для графического представления часто более удобной формой является переход от $F_\xi(x)$ к квантилям x_p, при которых значение функции распределения $F_\xi(x_p)=p$. Наибольший интерес представляют 5 квантилей

$$x_{\min},\ x_{0,25},\ x_{0,5},\ x_{0,75},\ x_{\max},$$

где $x_{\min}$, $x_{\max}$ — крайние члены ранжированного ряда x_i, $i=\overline{1,n}$; $x_{0,5}$ — медиана

$$\mathrm{Me}=\begin{cases} x_{(n+1)/2} & \text{при нечетном } n,\\ 0{,}5\left(x_{n/2}+x_{n/2+1}\right) & \text{при четном } n; \end{cases}$$

$x_{0,25}$, $x_{0,75}$ — медианы левой и правой половин ранжированного ряда.

На рис. 1 приведены в качестве примера оценка $F(x)$ по натурным данным и квантили распределения в виде «ящика с усами». «Ящик» — это

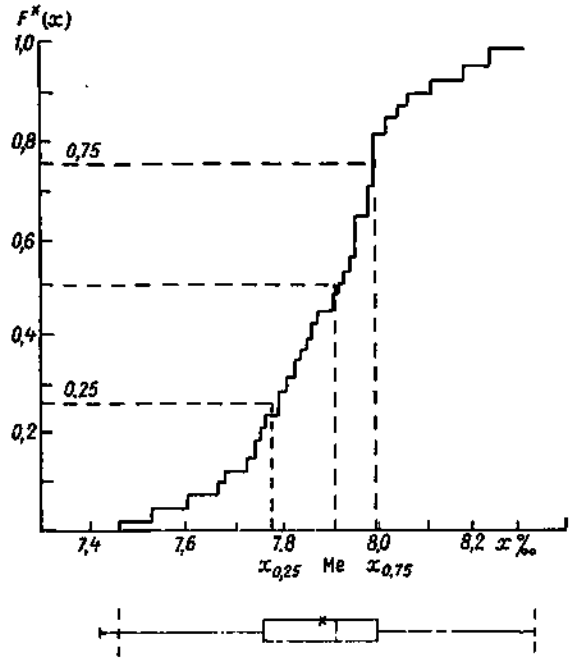


Рис. 1. Оценки функции распределения и «ящик с усами» по данным о солености на ст. BY5.

прямоугольник, ограниченный значениями $x_{0,25}$ и $x_{0,75}$, с поперечной чертой в медиане распределения. «Усы» — отрезки, соединяющие торцы ящика с крайними значениями $x_{\min}$ и $x_{\max}$.

Наряду с перечисленными квантилями, в Справочнике используются их линейные комбинации:

интерквартильное расстояние

$$Q=x_{0,75}-x_{0,25},$$

размах

$$R=x_{\max}-x_{\min},$$

трехсреднее значение

$$T=(x_{0,25}+2\mathrm{Me}+x_{0,75})/4.$$

Для большинства гидрометеорологических процессов тип распределения $F(x)$ отличается от стандартных (нормального, логнормального, Вейбулла и др.). Поэтому трудно указать априори необходимое для его описания число параметров. В Справочнике приводятся сведения о центре, масштабе и симметричности распределения.

Оценки этих параметров можно определить несколькими способами.

Если временной ряд исходных данных имеет достаточно большую продолжительность и не содержит резко отличающихся значений [$x_{\max}<(x_{0,75}+3Q)$, $x_{\min}>(x_{0,25}-3Q)$], то за центр распределения принято среднее значение $\bar{x}$, а за

масштаб — среднее квадратическое отклонение $\sigma = \sqrt{D}$, где D — дисперсия.

При малом числе членов временного ряда и при наличии резко отличающихся значений за центр распределения принято трехсреднее значение T, а за масштаб — интерквартильное расстояние. Отметим, что для нормального распределения

$$\sigma = 0{,}74Q.$$

Различия между T, Me и $\bar{x}$, а также между (x_{min} и Me), (x_{max} и Me), ($x_{0,25}$ и Me), ($x_{0,75}$ и Me) характеризуют асимметрию распределения.

Наряду с распределением и его квантилями, при характеристике временных рядов используются коррелограммы $K(\tau)$, $K(t, \tau)$ и частотные $S(\omega)$ или частотно-временные $S(\omega, t)$ спектры.

В диапазонах сезонной и суточной изменчивости справедливы свойства периодичности значений $K(t, \tau)$ и $S(\omega, t)$ по аргументу t (месяцы года или часы суток). Отметим, что периодически нестационарный случайный процесс, у которого периодичны по t математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$ и корреляционная функция $K(t, \tau)$, называют периодически коррелированным случайным процессом (ПКСП).

Временные ряды скорости ветра и морских течений рассматриваются как реализации векторных случайных процессов со значениями в евклидовом пространстве $\overline{V}(t)$. Специфика обработки и анализа таких рядов состоит в том, что вектора складываются «по правилу параллелограмма», т. е. математическое ожидание значений является вектором $\mathbf{m}_v$ с модулем $|\mathbf{m}_v|$ и направлением φ. Для определения дисперсии D_v и корреляционной функции $K_v(\tau)$ используется тензорность произведения векторов, т. е. D_v и $K_v(\tau)$ будут диадными тензорами.

Результаты обработки удобно представить графически (см. рис. 2.18) в виде совмещенного вектора среднего переноса и осей $\sqrt{\lambda_1}$, $\sqrt{\lambda_2}$ эллипса средних квадратических отклонений V от m_v.

Таким образом центр и масштаб распределения будут описаны пятью величинами $|\mathbf{m}_v|$, φ, λ_1, λ_2 и α, где α — угол отклонения большой оси эллипса от направления на север.

Подробно методические рекомендации по обработке и анализу натурных данных приведены в работе [1]; в тексте Справочника приводятся пояснения для вычисленных статистических характеристик.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 9—22.

2. Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ/Пер. с англ.— М.: Мир, 1981.— 693 с.

1.1. Физико-географическое описание

Балтийское море является внутриконтинентальным шельфовым бассейном Атлантического океана. Оно омывает берега шести стран: Дании, Германии, Польши, СССР, Финляндии и Швеции. На западе граница Балтийского моря проходит по линии мыс Скаген (северная оконечность п-ва Ютландия) — юго-западная оконечность о. Черн (севернее Гетеборга). Связь Балтийского моря с Атлантическим океаном осуществляется через Северное море, проливы Скагеррак, Каттегат и Датские проливы (Большой и Малый Бельт, Эресунн (Зунд) и Фемарн-Бельт), однако, эта связь затруднена из-за мелководности проливов (глубина на порогах 7—18 м). Затрудненный водообмен между Балтийским и Северным морями играет важнейшую роль в формировании природных особенностей Балтийского моря.

Крайняя северная точка Балтийского моря расположена у полярного круга (65°50′ с. ш.), а крайняя южная точка — в Щецинском заливе (53°40′ с. ш.). Таким образом, море по меридиану вытянуто на 12°10′, что составляет около 1350 км. Крайняя западная точка моря расположена вблизи порта Фленсбург (9°25′ в. д.), а крайняя восточная точка — в порту Ленинград (30°15′ в. д.), следовательно, по параллели море вытянуто на 20°50′, что составляет также около 1350 км (по параллели 54° с. ш.). Расстояние от порта Торнео, расположенного на крайнем севере моря, до мыса Скаген составляет около 1800 км. Из-за большой вытянутости вдоль меридиана и параллели отдельные районы Балтийского моря размещаются в различных физико-географических и климатических зонах. Это в свою очередь оказывает влияние на океанологические процессы, происходящие в море и отдельных его районах.

Площадь Балтийского моря вместе с проливами составляет 425,4 тыс. км², а объем воды — 20,1 тыс. км³ (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Морфометрические характеристики районов Балтийского моря (по данным [94, 108 и др.])

Район моря	Поверхность		Объем вод		Максимальная глубина, м	Средняя глубина, м	Площадь водосборного бассейна, тыс. км²
	тыс. км²	%	тыс. км³	%			
Залив							
Ботнический	121,2	28,3	5,34	26,5	294	44	489,9
Финский	29,8	7,0	0,87	4,3	123	29	421,0
Рижский	19,1	4,5	0,44	2,2	51	23	131,0
Куршский	1,6	0,4	0,06	0,3	6	4	100,4
Вислинский	0,8	0,2	0,02	0,1	5	3	23,9
Проливы							
Каттегат	26,9	6,3	0,59	2,9		22	
Датские	10,6	2,5	0,11	0,5		12	
Открытая часть моря	215,4	50,5	12,71	63,2	459	59	607,7
Море в целом	425,4	100	20,14		459	48	1649,6

Средняя глубина моря 48 м, максимальная 459 м (в точке 58°35′ с. ш. и 18°14′ в. д.). Преобладают глубины до 50 м, на долю которых приходится 60 % площади моря, на долю глубин более 200 м — около 0,3 % площади моря.

Балтийское море по занимаемой площади сопоставимо с Черным и Каспийским морями, но значительно больше по площади, объему и средней глубине Белого, Азовского и некоторых других морей.

Балтийское море имеет очень длинную изрезанную береговую линию, что обусловлено наличием многочисленных заливов и островов, особенно в северной его части. Общее количество островов составляет несколько тысяч, но большинство из них очень мелкие. Наиболее крупные острова: Готланд, Эланд, Сааремаа, Рюген, Хийумаа, Борнхольм и др.

Кильский канал (длина 100 км) соединяет Балтийское море с Северным. Канал был открыт для судоходства в 1895 г. Он почти на 300 км сокращает путь в Северное море.

Кроме того, по Балтийскому морю пролегает внутренний водный путь (по территории Швеции), позволяющий попасть в пролив Каттегат, и внутренний водный путь из Финского залива в Белое, Черное и Каспийское моря.

Собственно Балтийское море (без заливов, проливов и бухт) подразделяется на северную часть (от широты Ирбенского пролива на север), центральную часть (от широты Ирбенского пролива до Клайпеды) и южную часть Балтики (от широты Клайпеды до Датских проливов). Меридиан, пересекающий острова Форё и Готланд, условно делит Балтику на восточный и западный секторы (рис. 1.1).

Море расположено в полосе умеренного гумидного климата. Южная и центральная части моря не замерзают. Сплошные морские льды сковывают лишь Ботнический, Финский и Рижский заливы. Самым крупным северным незамерзающим портом на Балтике является Клайпеда. Водосборный бассейн характеризуется разветвленной речной сетью (см. рис. 1.1). Наиболее крупные реки: Одер, Висла, Даугава, Нева и Неман.

Балтийское море — солоноватый бассейн. Соленость поверхностных вод колеблется в больших пределах — от 8 ‰ у о. Борнхольм до 2—3 ‰ в Финском заливе. Придонные воды более соленые — 15—20 ‰. В Арконской впадине соленость составляет 16—20 ‰, в Готландской — 11—13 ‰, в северных районах моря — 7—10 ‰. Толща вод Балтийского моря четко разделена на два слоя: верхний распресненный и нижний осолоненный. Граница резкого изменения солености (галоклин) обычно колеблется от глубин 20—25 м (Арконская впадина) до 70—80 м (центральная часть Балтийского моря).

Ниже галоклина количество кислорода с глубиной резко уменьшается (с 6—8 до 0,1—1,0 мл/л). Иногда у дна впадин кислород полностью исчезает, и появляется свободный сероводород. Образуются стагнированные (застойные) условия.

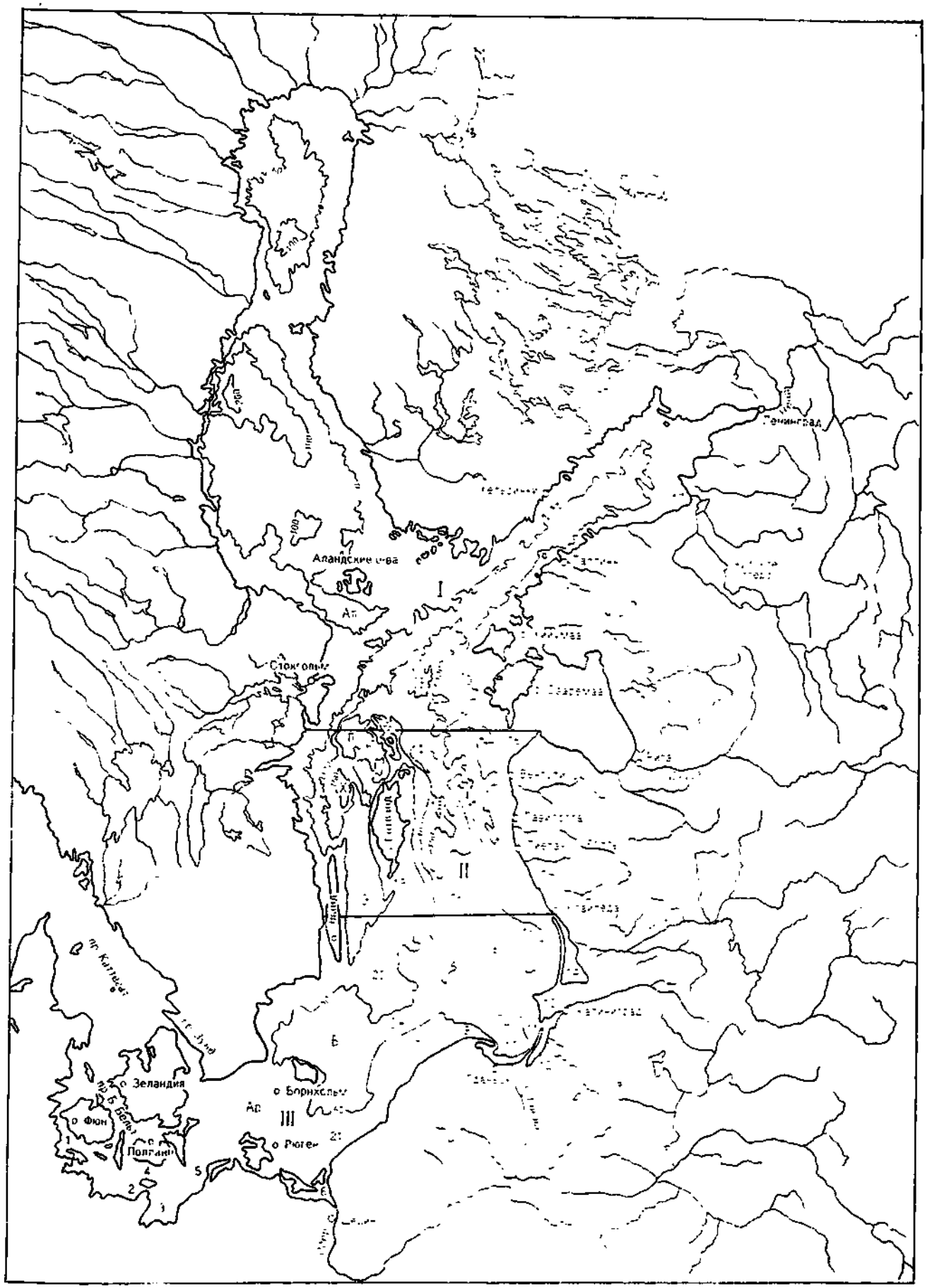


Рис. 1.1. Географическое районирование и батиметрическая схема Балтийского моря.

Районы открытого моря: I — северный, II — центральный, III — западный; впадины: Ар — Арконская, Б — Борнхольмская, Гд — Гданьская, Гт — Готландская, Э — Эландская, Ф — Форё, Л — Ландсортская, Х — Херадшер, СБ Северо-Балтийская, Ал Аландская; проливы, бухты, банки: 1—5 — Малые Датские проливы, 6 — Щецинский залив, 7 — Слупская банка, 8 — Гданьско-Готландский порог, 9 — коса Хель, 10, 11 — Вислинская коса, 12 — Вислинский залив, 13 — Самбийский полуостров, 14 — Куршский залив, 15 — древняя долина Немана, 16 — Ирбенский пролив, 17 — Нарвский залив, 18 — Кванте-Банка, 19 — Хобург-Банка, 20 — Северная, Средняя и Южная Средняя банки, 21 — Одер-Банка.

1.2. Морфометрическая характеристика

1.2.1. Строение и развитие берегов

Протяженность береговой линии Балтийского моря составляет около 22 000 км. К наиболее изрезанным следует отнести берега Финского и Ботнического заливов, а также п-ов Ютландия.

Берега Балтики (рис. 1.2) возникли и развиваются в пределах двух крупных тектонических структур — кристаллического щита Фенноскандии и Восточно-Европейской (Русской) платформы. На характер развития берегов основное влияние оказывали литологический состав и свойства горных пород и отложений, в меньшей степени — тектоника и условия залегания пород. Все берега Балтийского моря расположены на территории бывших материковых оледенений Скандинавии. Берега южных и восточных районов Прибалтики развивались преимущественно в позднеплейстоценовых ледниковых отложениях и в меньшей степени в голоценовых аллювиально-морских. В связи с тем, что Балтийское море расположено в пределах области непрывного воздымания, берега северной части среднего сектора Балтийского моря, Финского и Ботнического заливов испытывают значительное перемещение в сторону моря. Суша в северной части Балтийского моря поднимается со скоростью от +1 до +9 мм/год. Только южные берега и примыкающий к ним участок берегов п-ова Ютландия испытывают незначительное погружение (0,5—2 мм/год). Нулевая изобата, т. е. линия, севернее которой происходит поднятие земной коры, в данное время располагается в восточных районах Прибалтики вблизи Клайпеды и Лиепаи.

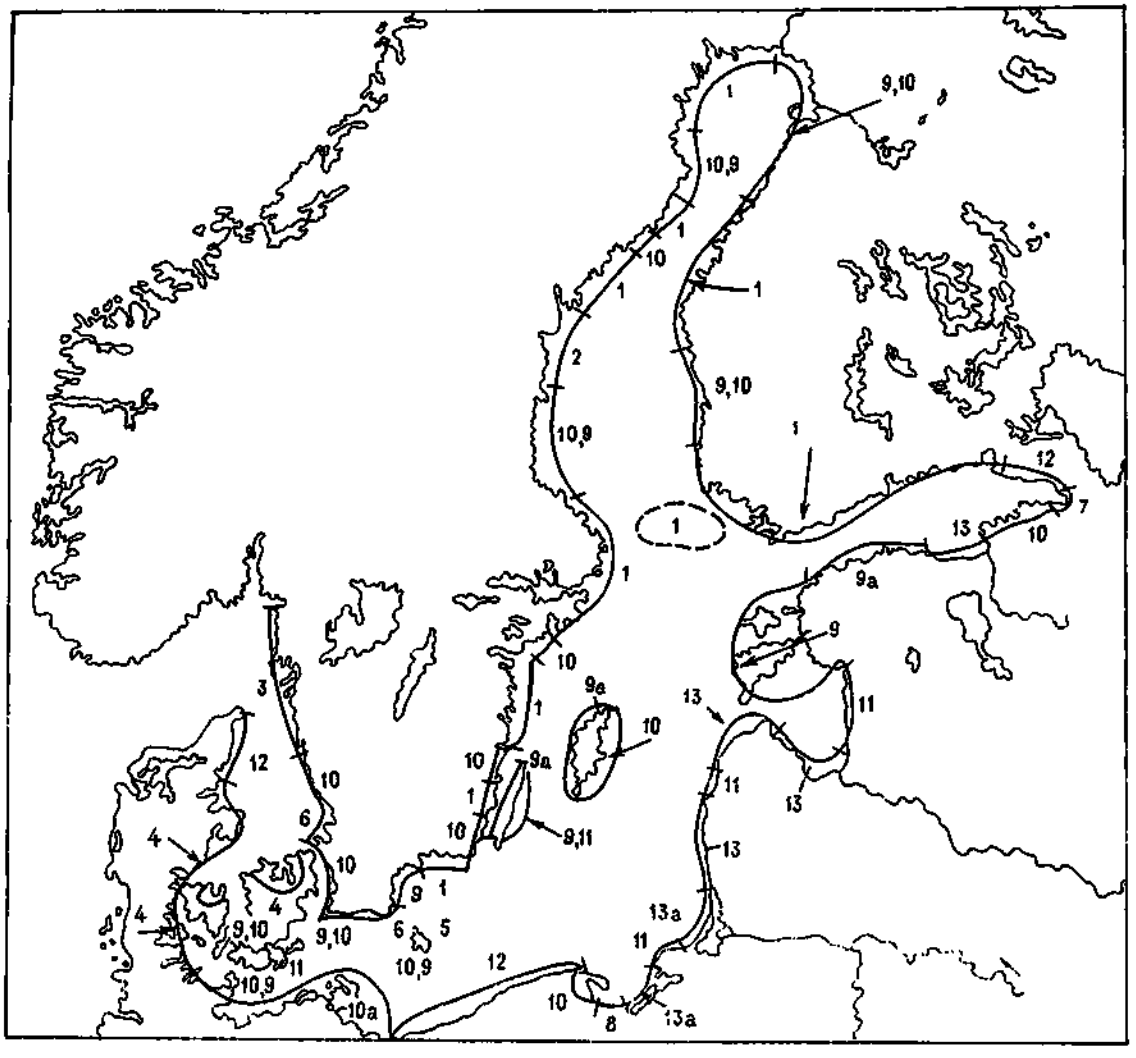


Рис. 1.2. Распределение основных морфогенетических типов и подтипов современных берегов Балтийского моря. По данным [28].

Берега, мало измененные морем: 1 — шхерные, 2 — фиордовые, 3 — фиордово-шхерные, 4 — фиардовые, 5 — первично бухтовые (различной степени расчленения), 6 — сбросовые; берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых факторов: 7 — дельтовые, 8 — берега аллювиально-морской аккумуляции; берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами: 9 — абразионно-бухтовые, 9а — глинтовый подтип берега, 10 — абразионно-аккумулятивные бухтовые, 10а — бодденовый подтип берега, 11 — абразионные выровненные, 12 — абразионно-аккумулятивно выровненные, 13 — выровненные, 13а — лагунный подтип берега.

На Балтийском море с середины голоцена преобладает западный перенос воздушных масс и связанное с ним ветровое волнение северо-западных и юго-западных румбов. На отмелых в основном песчанистых берегах юго-восточной Балтики при достаточном количестве материала и волновом поле зарождаются и функционируют мощные вдольбереговые перемещения наносов в виде долголетних

динавию с Финляндией. В районе Лулео можно выделить так называемый шхерно-фьордовый участок берега. В Онгернанланде широко развит типичный шхерный берег [116].

В Северном Кваркене, Кальмарсунде и в бух. Ханёбуктен, а также в районе Гёвле распространены абразионно-аккумулятивные берега. На островах Готланде и Эланде имеются берега глинтового типа. Клифы, находящиеся на востоке этих островов и на юге п-ва Сконе, сложены ледниковыми отложениями. Аккумулятивные берега — песчаные и песчано-гравийные. Они хорошо развиты в прол. Кальмарсунд, на юго-востоке о. Эланд и в бух. Ханёбуктен.

Абразионные участки в Швеции составляют около 700 км. С этих берегов ежегодно в море поступает от 615 до 1080 тыс. м³ обломочного материала, из которого почти половина выносится в открытое море [18]. Относительно слабая активность волновых процессов (она усиливается только при ветре восточных направлений) и дефицит наносов обусловили слабое развитие аккумулятивных форм (пляжей, кос и т. д.). На аккумулятивных берегах Швеции явно преобладает материал с подводного берегового склона.

Берега Дании. Балтийские берега Дании характеризуются сильной изрезанностью береговой линии, обилием крупных и мелких островов, мелководностью прибрежий и как следствие — относительно пониженной энергетикой береговых процессов. Датские берега развились и продолжают развиваться в условиях пересеченного холмисто-долинного моренного рельефа. На п-ве Ютландия широко распространенный тип берега — так называемый фьордовый берег, представляющий собою чередование относительно возвышенных участков с долинообразными узкими понижениями, далеко уходящими в глубь материка. Это затопленные морем бывшие долины, переработанные выпахивающим воздействием плейстоценовых ледников. Низменные берега, как правило, являются аккумулятивными с широкими песчаными пляжами и авандюнами. Берега на возвышенных участках представлены уступами и клифами. Например, клиф о-ва Мэн, представленный белоснежными меловыми породами, имеет высоту 130 м.

Для многих низменных участков датского берега характерны ветровые (сгонно-нагонные) осушки, такие, например, как в Рижском заливе и зал. Пярну или в вершине Ботнического залива. Здесь имеются широкие пляжи и береговые дюны. Вдольбереговые миграции наносов ограничены. Их мощность на порядок меньше, чем на восточных берегах Балтики [18]. В береговой зоне преобладают илистые осадки, а на месте песчаных пляжей во многих местах развиты приморские луга или задернованные каменистые осушки.

На о-ве Борнхольм, принадлежащем Дании, на севере и северо-западе в докембрийских кристаллических породах выработан высокий клиф (до 60 м). На остальном протяжении берег сложен рыхлыми четвертичными отложениями [116].

Берега Германии. Северо-западные берега западной Германии так же как и берега Дании, представлены фьордовым типом, а на участке от Кильской до Любекской бухт берега — абразионно-бухтовым типом. Здесь берег низменный, местами задернованный, с песчаными пляжами. Берега сложены в основном четвертичными отложениями; выходы меловых пород ограничены. Абразионные процессы проявляются главным образом на выступах или мысах, а общая длина разрушаемых берегов достигает только 55 км. За счет абразии берегов в море здесь поступает 130—250 тыс. м³/год обломочного материала, около 40 % выносится за пределы береговой зоны [28].

Длина береговой линии восточной Германии (включая крупные острова) составляет около 400 км. Здесь преобладают абразионно-аккумулятивные бухтовые, абразионно-бухтовые и так называемые бодденовые типы берегов [36]. Широко распространены песчаные и гравийно-галечниковые пляжи, а также авандюны. В восточной Германии длина разрушаемых берегов в 3 раза больше, чем в западной Германии. Берега представлены в большинстве случаев четвертичными отложениями (морена, флювиогляциальные пески и гравийно-галечный материал). На о-вах Рюген (Аркона), Хиддинзель и Узедом находятся высокие клифы, сложенные меловыми породами [127]. Абразионные уступы развиты во многих местах (Висмар, Фишланд, Росток). В районе Дарссер-Орт происходит мощная прогрессирующая аккумуляция наносов [127].

Суммарный объем ежегодной потери обломочной массы берегов в восточной Германии колеблется от 800 до 1000 м³.

Динамика береговых процессов внутрибодденовых берегов из-за изолированности, экранированности и мелководья водоемов выражена слабо.

Берега Польши. Длина берегов достигает почти 500 км, из которых 40 % относится к абразионным. Активные клифы развиты там, где к морю вплотную примыкает моренное плато или холмисто-моренный рельеф [116]. Здесь высота их максимальна (60—70 м и более). Такие отдельные (разделенные долинами или понижениями) плато называются *кемпами*. Клифы берегов Польши выработаны преимущественно в ледниковых отложениях. Только восточнее п. Розеве размыву подвержены глины и алевриты третичного возраста. На абразионных участках (с учетом подводного склона) ежегодно мобилизуется около 1—1,4 млн м³ терригенного материала. Примерно 1/3 указанного объема в виде взвеси выносится за пределы береговой зоны [18]. Следует иметь в виду, что в период экстремальных и сравнительно продолжительных (2—3 сут) штормов объем перерабатываемого волновыми процессами берегового материала может увеличиться до 50 % и более, так как при таких штормах весь берег подвергается воздействию волн, течений и ветра (разрушаются песчаные береговые уступы, авандюн).

Основные очаги, питающие береговую зону, расположены в районе Колобжег — Нехоже и на островах Волын — Узнам. Оттуда к вершине Приморской бухты следуют два разнонаправленных потока прибрежных наносов. Здесь развиты широкие песчаные пляжи и авандюны. Наиболее длинный и мощный поток — это так называемый Хельский вдольбереговой поток наносов [56]. Он получает питание от абразии берега в районе Колобжега, а также от других клифов (Ямно, Ярославец, Устка, Лебо, Розево). Этот направленный на восток поток наносов частично разгружается у п. Дарлово [133]. Тем не менее терминалом раз-

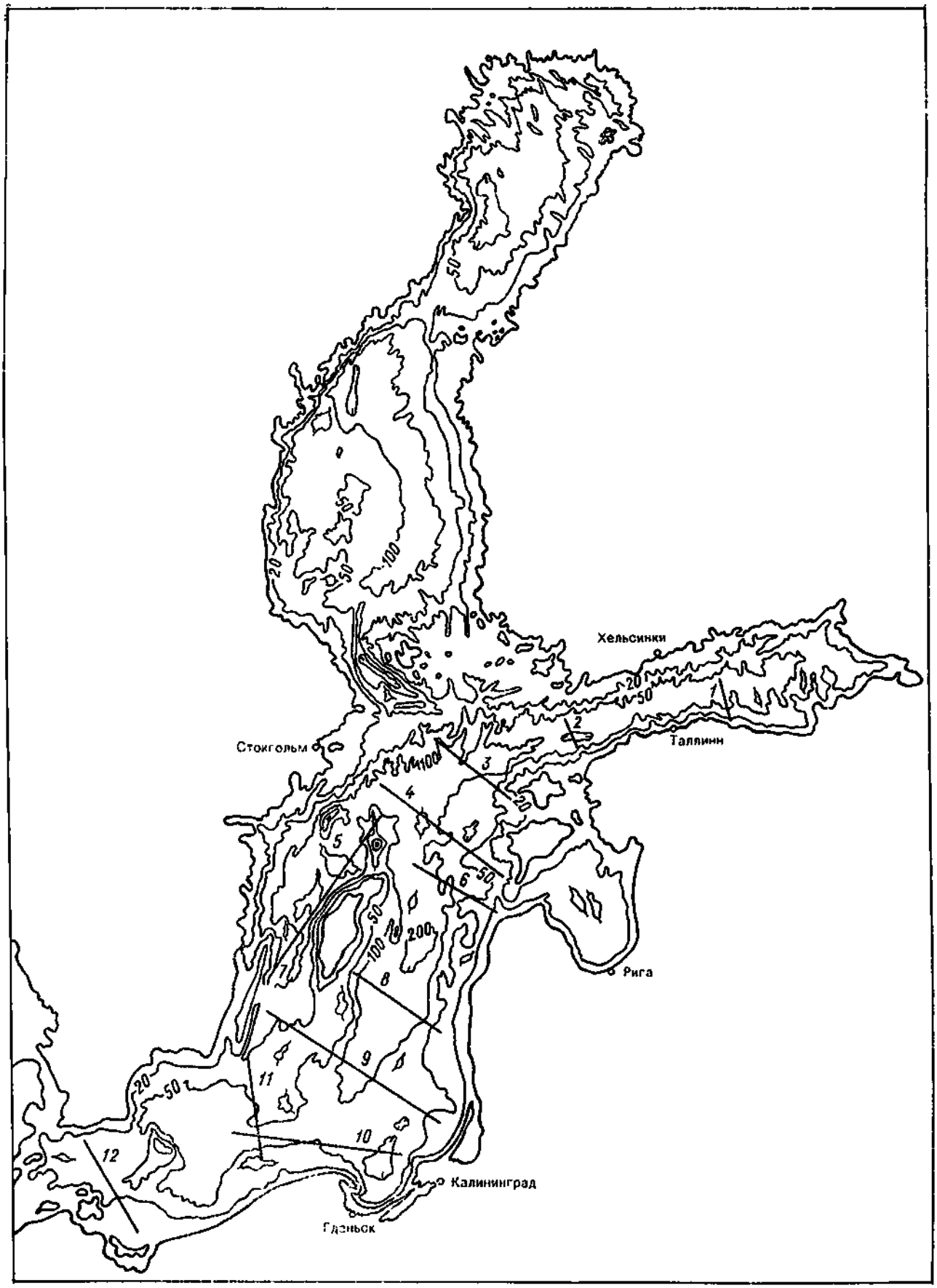


Рис. 1.3. Рельеф дна Балтийского моря (упрощенная схема).

Линиями *1—12* показано положение профилей рельефа дна (см. рис. 1.4).

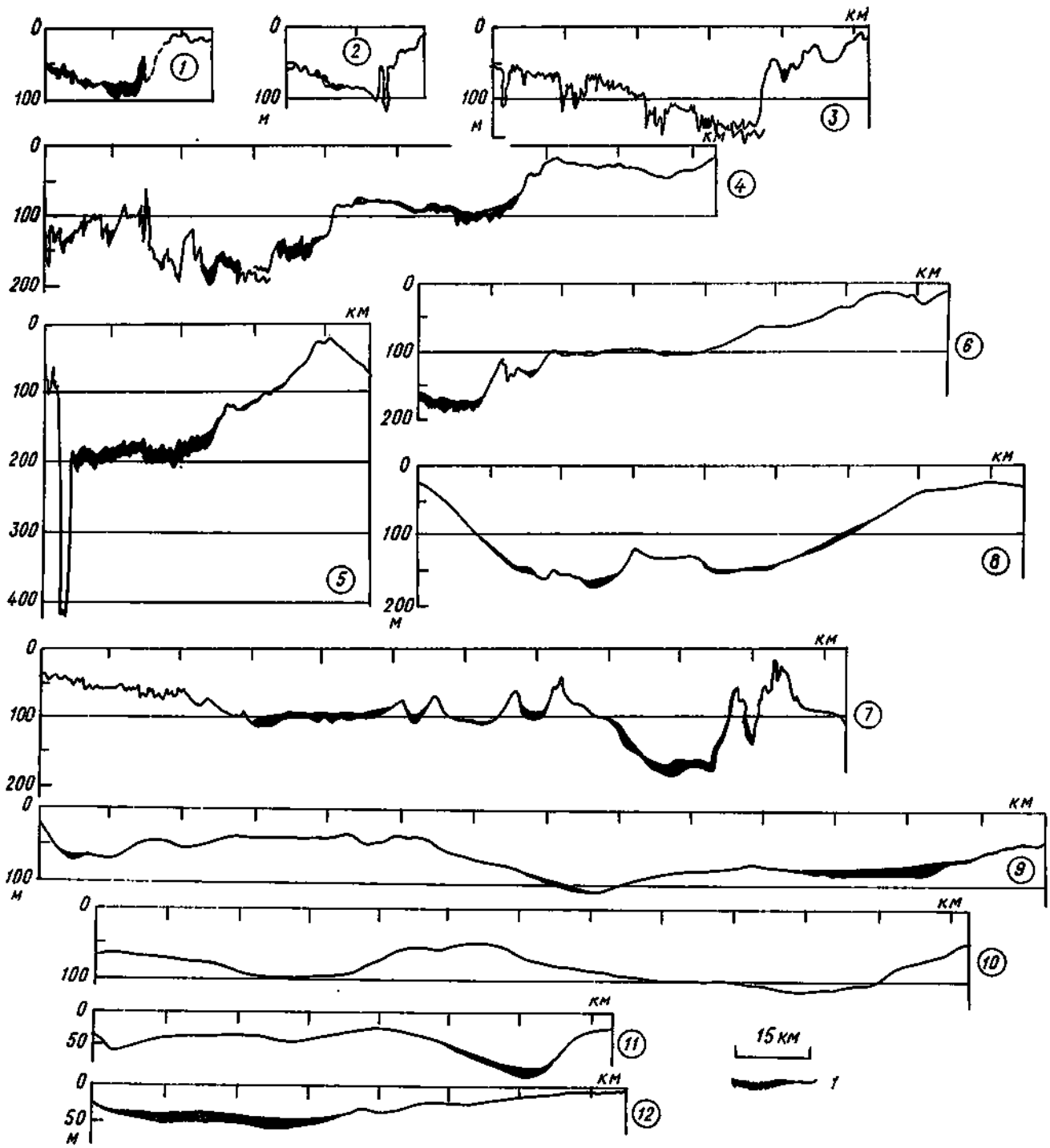


Рис. 1.4. Профили рельефа дна.

Цифры в кружке — номера профилей (см. рис. 1.3); *1* — мощность рыхлых осадков.

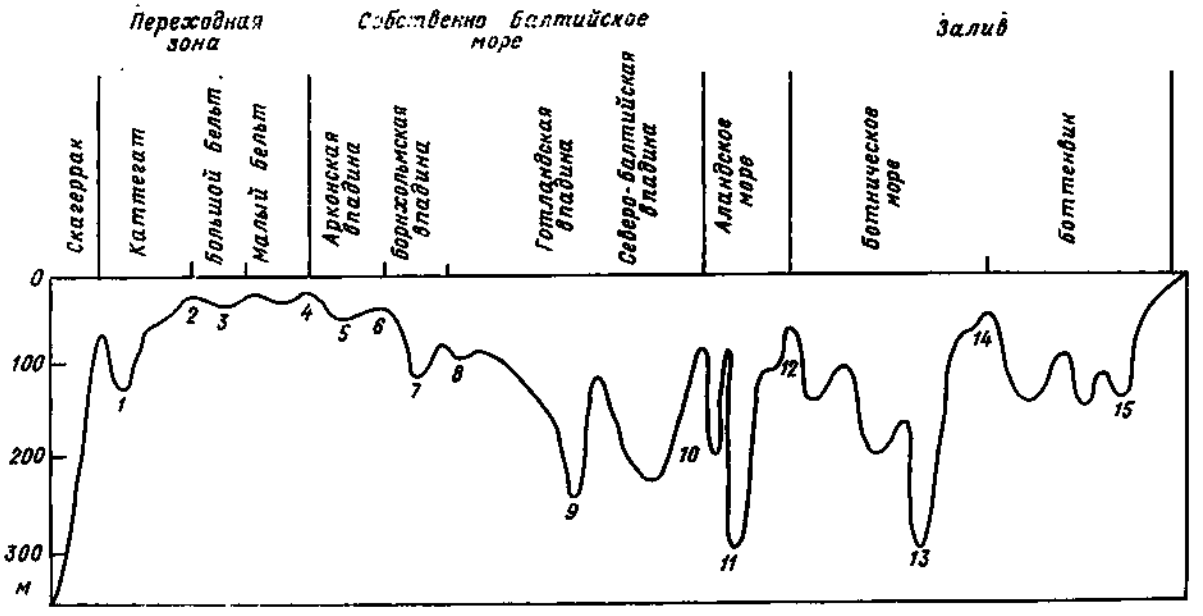


Рис. 1.5. Продольный профиль дна Балтийского моря (от Скагеррака до северной части Ботнического залива). По данным [107].

1 — впадина Лесё, *2* — порог Самсё, *3* — Большой Бельт и Малый Бельт, *4* — порог Дарсер, *5* — Арконская впадина, *6* — пр. Хамрарне (Борнхольмгат), *7* — Борнхольмская впадина, *8* — Слупский порог, *9* — Готландская впадина, *10* — Аландский порог, *11* — Аландское море, *12* — порог Южный Кваркен, *13* — впадина Ульвё, *14* — порог Северный Кваркен, *15* — впадина Бьюре.

Винс-Грав (глубина до 41 м) соединяется с проливом Ферман-Бельт.

Пролив Малый Бельт, соединяющий Кильскую бухту с Мекленбургской, представляет собой желоб с ровным дном; в его средней части глубины колеблются от 26 до 34 м. Ширина желоба между 20-метровыми изобатами составляет около 10 км.

Рельеф дна Мекленбургской бухты и прилегающей к ней части моря очень ровный, глубины достигают 24—26 м. Площадь и объем воды вместе взятых Мекленбургской и Кильской бухт составляет соответственно 82 тыс. км^2 и 100 км^3, что значительно превышает аналогичные характеристики проливов Большой и Малый Бельт. Другие проливы, заливы и бухты, расположенные в районе Датских проливов, занимают площадь всего 315 км^2, а объем воды в них составляет около 16 км^3.

Мекленбургская бухта соединяется с Балтийским морем через пролив Кадет-Реннен, представляющий собой желоб с максимальной глубиной 32 м, но на выходе из бухты располагается порог Дарсер — песчаная отмель между островами Лолланн, Фальстер и Мэн на северо-западе и побережьем восточной Германии (от Гелигендамма до о. Хиддензее) на юго-востоке. Наименьшая глубина на пороге 18 м; ширина наиболее узкой части порога составляет также 18 м. Через пороги Дарсер и Дрогден осуществляется общий водообмен Балтийского моря.

Собственно Балтийское море расположено между переходной зоной и Ботническим, Финским, Рижским и Калининградским (Вислинским) заливами. Миновав пороги Дарсер и Дрогден, североморские воды попадают в первую впадину собственно Балтийского моря — Арконскую. Эта впадина имеет округлую форму; глубина впадины более 40 м, максимальная глубина 55 м. Склоны впадины пологие, образованы они слабохолмистыми наклонными равнинами. Слабохолмистый рельеф дна впадины покрыт рыхлыми осадками позднe- и послеледникового возраста и представляет собой почти плоскую равнину. Выходы коренных пород отмечаются вблизи о. Борнхольм и на мелководной банке Рённе, расположенной к юго-западу от острова, поверхность которой осложнена небольшими уступами и грядами за счет этих выходов. Арконская впадина с востока ограничена Сконе-Одерским порогом, который протянулся от п-ва Сконе (на севере) через о. Борнхольм, банку Рённе, порог Адлер-Грунд до банки Одер-Банк (на юге) перед устьем Одера.

Основной поток североморских вод направляется через более глубоководную часть Сконе-Одерского порога, находящуюся на пороге Борнхольмсгат (45 м), между о. Борнхольм и Шоненом (пр. Хамрарне). На остальных участках этого порога глубины значительно меньше — на банках Рённе и Одер-Банк они не превышают 15 м, в районе Адлер-Грунд — 26 м. В Борнхольмской впадине глубины превышают 100 м. Эта впадина имеет корытообразную форму с равномерным понижением дна к центру с преобладающими глубинами более 90 м; максимальная глубина 108 м. Рельеф склонов и дна этой впадины, так же, как и Арконской, слабохолмистый. Прибрежные мелководья вдоль берегов Швеции, восточной Германии и Польши с глубинами 20—25 м имеют преимущественно выровненный рельеф. На внешних участках мелководья с глубинами до 45 м развиты процессы выравнивания рельефа. В пределах мелководий располагаются пологие возвышенности, сложенные песчаным материалом, образовавшиеся за счет размыва ледниковых отложений.

Борнхольмская впадина отделена от центрального бассейна Балтийского моря системой повышения дна. На севере его в пр. Кальмарсунд, отделяющем о. Эланд от побережья Швеции, глубина на пороге составляет всего 6 м. Между о. Эландом

и Средней банкой глубины достигают 46 м, а южнее Средней банки, в Слупском желобе — более 60 м (максимальная 77 м). На Слупской банке глубины составляют менее 20 м, а между банкой и побережьем Польши глубины увеличиваются до 30 м.

В Центральном бассейне, который простирается до Аландских островов и Финского залива, расположен Готландский порог, имеющий меридиональное направление и являющийся наиболее крупной положительной формой рельефа Балтийского моря. На севере он имеет форму вала, на котором располагается небольшой о. Готека-Сандё и несколько мелководных банок с глубиной менее 20 м. В средней части порога возвышается о. Готланд, к югу от которого порог расширяется и доходит до Слупского желоба. Южная часть порога с глубинами 30—40 м представляет собой равнину с беспорядочно разбросанными небольшими холмами и грядами ледникового происхождения. На ней возвышаются банки Хобург, Северная Средняя и Южная Средняя с глубинами менее 20 м. Рельеф поверхности банок в основном выровнен, но местами встречаются небольшие гряды. Готландский порог делит центральный бассейн на бо́льшую восточную и меньшую западную части. В восточной части находится самая большая в Балтийском море Готландская впадина, к северу от нее — впадина Форё, к югу — Гданьская впадина. Наибольшая глубина этих трех впадин составляет соответственно 249, 205 и 118 м.

В западной части Центрального бассейна (западнее Готландского порога) расположены в направлении с севера на юг впадины Ландсортская, Норркепинг и Карлсэ (наибольшая глубина впадин соответственно 459, 205 и 112 м). Ландсортская впадина является самой глубокой впадиной Балтийского моря. От впадины Норркепинг она отделена порогом глубиной 112 м.

В северной части Центрального бассейна расположена вытянутая в широтном направлении Северо-Балтийская впадина с максимальной глубиной 219 м. С впадиной Форё она соединена узким желобом, прорезающим приподнятые участки морского дна. Таким же желобом впадина Форё соединена и с Готландской впадиной. Глубина желобов 120—130 м. На востоке Северо-Балтийская впадина при постепенном уменьшении глубин свободно соединяется с Финским заливом. На севере она отделена от Ботнического залива мелководьем Шхерного моря (между Финляндией и Аландскими островами) с глубинами менее 40 м и порогом южнее Аландского моря (глубина 40 м), в котором имеется узкий канал глубиной 70 м. В Аландском море, расположенном между Швецией и Аландскими островами, находится впадина в виде широкого желоба (максимальная глубина 301 м). На севере Аландское море отделено от Ботнического залива порогом Южный Кваркен глубиной 70 м.

По характеру расчлененности рельефа дна Центральный бассейн Балтийского моря можно разделить на три крупных района [28]: южный, где преобладает выровненный рельеф; средний, где наблюдается ступенчатое строение рельефа дна; и северный, где преобладает холмисто-грядовый рельеф дна.

Прибрежное мелководье вдоль берегов СССР имеет две зоны: подводный береговой склон с глубинами до 20 м и внешнюю часть мелководья. Рельеф мелководья выровнен, хотя на внешней его части отмечаются небольшие холмы и гряды высотой 5—10 м, оставленные ледниками. Глубже 50 м прибрежное мелководье плавно переходит в пологие склоны впадин с уклоном менее 1°. Эти склоны характеризуются мелкохолмистым моренным рельефом, почти не прикрытым современными осадками.

Возвышенные участки прибрежного мелководья образуют банки: Клайпедскую банку с глубинами 45—50 м, банки Винкова, Михайловскую, Сарычева и другие с глубинами менее 20 м. Вершинные поверхности банок выровнены абразионно-аккумулятивными процессами, а на склонах этих банок отмечаются невысокие уступы, образовавшиеся за счет абразии берегов при более низких стояниях уровня моря.

В ряде мест прибрежное мелководье и склоны впадин пересекают подводные долины, многие из которых представляют собой как бы продолжения рек, впадающих в море, т. е. древние русла. Наиболее крупной является долина Пранемана, проходящая с глубин 20—25 м от Куршской косы до северного края Гданьской впадины. Меньшие по размерам долины обнаружены на склонах Борнхольмской впадины, в районе Слупской банки и Самбийского полуострова, а также в Финском, Рижском заливах, в Мекленбургской и Поморской бухтах. Все они свидетельствуют о более низком стоянии уровня моря и о существовании на месте современных впадин позднеледниковых бассейнов.

Склоны Готландского порога к впадинам моря на глубинах более 50 м пологи и представляют собой наклонные равнины с многочисленными холмами и грядами ледниково-аккумулятивного происхождения. Такой же характер рельефа дна наблюдается и на пороге между Готландской и Гданьской впадинами.

Дно впадин Центрального бассейна моря, напротив, хорошо выровнено и представляет собой аккумулятивные поверхности, созданные за счет накопления рыхлых послеледниковых осадков.

Севернее Готландской впадины находится широкая зона ступенчатого рельефа дна, протянувшаяся от побережья Швеции на западе до Моонзундского архипелага на востоке. Ступенчатость рельефа выражена в виде банок, возвышенностей и впадин, разделенных структурными уступами. Наиболее крупными возвышенностями дна, представляющими собой почти ровные плато с глубинами 80—100 м, являются Западно-Сааремское и Западно-Готландское. Самый северный из уступов, протянувшийся до о. Эланд, представляет собой древний ордовикский глинт высотой до 60—80 м. Южнее этого уступа от о. Сааремаа до северной оконечности о. Готланд и далее вдоль его северо-западного берега тянется несколько уступов высотой до 30—50 м, представляющих силурийский глинт.

Еще южнее прослеживается цепь слабо выраженных уступов высотой всего 10—15 м, относящихся к девонскому глинту. Рельеф ступенчатых плато, возвышенностей и банок имеет мелкохолмистый характер. Местами встречаются локальные структурные уступы. В целом район ступенчатого рельефа дна представляет собой моноклинальную

ступенчатую равнину, сформировавшуюся в дочетвертичный период и испытавшую впоследствии воздействие ледников, которые оставили на ее поверхности ледниково-аккумулятивный рельеф в виде многочисленных холмов и гряд.

Вдоль самого северного ордовикского глинта протянулись с востока на запад Северо-Балтийская и Ландсортская впадины. Их дно имеет общий уклон от прибрежных мелководий Финляндии и Швеции к подножию глинта, где располагаются максимальные глубины.

Ландсортская впадина делится на северную и южную части подводным порогом, отходящим от Западно-Готландского плато. Наиболее глубоководна северная часть впадины, в которой расположен самый крупный Ландсортский желоб подковообразной формы. Он имеет почти нерасчлененные крутые склоны (до 15—20°). Дно желоба узкое и плоское. Участок с глубинами более 400 м имеет длину около 25 км, а ширину 2—4 км. Во впадине обнаружены и другие менее значительные желоба с преобладающими глубинами 150—190 м.

Северо-Балтийская впадина несколькими подводными грядами меридионального простирания делится на ряд отдельных впадин с глубинами от 120 до 200 м.

Холмисто-грядовый рельеф Северо-Балтийской и Ландсортской впадин образован многочисленными холмами и грядами, ориентированными в основном с севера на юг и юго-восток, т. е. по направлению движения ледников в далеком прошлом. Отдельные холмы и гряды достигают высот 30—50 м и имеют довольно крутые склоны, до 3—5°. Дно между холмами и грядами покрыто слоем рыхлых осадков, под которыми залегают моренные отложения, обнаруженные на вершинах отдельных холмов и гряд. Ближе к прибрежному мелководью Финляндии и Швеции покров моренных отложений прерывается и на дне обнажаются коренные породы кристаллического фундамента. В южных частях впадин, вдоль подножия ордовикского глинта, наоборот, сформировались узкие полосы аккумулятивных равнин за счет активных процессов современного осадкообразования.

Прибрежные мелководья Финляндии и Швеции с глубиной до 50 м имеют расчлененный холмисто-грядовый рельеф, слабо затронутый процессами выравнивания. Во многих местах прибрежные мелководья и прилегающие к ним склоны впадин прорезаны узкими подводными долинами, находящимися в основном на продолжении фьордов и проливов шхерного побережья.

Глубина вреза их в дно моря составляет 20—40 м, реже 50 м.

Заливы. Наиболее крупные заливы Балтийского моря — Ботнический, Финский и Рижский. Ботнический залив порогом Северный Кваркен (глубина всего 25 м) делится на две части: южную, или Ботническое море, на севере которого, во впадине Ульве, глубины достигают 301 м, и северную (Боттенвик) с максимальной глубиной 146 м (впадина Бьюре). Рельеф дна Ботнического залива имеет холмисто-грядовое расчленение с отдельными долинами ледникового происхождения. На дне впадин северной и южной частей залива участки холмисто-грядового рельефа чередуются с участками выровненного рельефа, где глубины составляют 100—150 м. Здесь же располагаются желоба меридионального простирания, к которым приурочены максимальные глубины впадин.

Рельеф дна Финского залива очень похож на рельеф дна Северо-Балтийской впадины, которая, как отмечалось, практически переходит в Финский залив. Вдоль южного берега залива тянется крутой подводный уступ ордовикского возраста, который поднимается над уровнем моря в виде берегового глинта Эстонии. Вдоль подножия этого глинта расположена цепь узких аккумулятивных равнин с глубинами 70—80 м. На север от них дно постепенно повышается, переходя в прибрежное мелководье Финляндии. Подводный рельеф здесь типичный холмисто-грядовый с субмеридиональной ориентацией форм. В восточной части залива из-за наличия интенсивного выноса осадочного материала реками Невой, Нарвой и другими дно образовано хорошо выровненными аккумулятивными равнинами с глубиной 30—50 м. Над ними возвышаются обработанные ледником и волновой деятельностью останцы в виде небольших банок и островов с крутыми склонами.

Дно Рижского залива имеет более простое строение подводного рельефа. Оно образует чашеобразную впадину, в центре которой возвышается вытянутое в северо-западном направлении поднятие с о. Рухну. Преобладающие глубины на дне залива составляют около 40 м, а максимальная глубина, расположенная восточнее о. Рухну, достигает 56 м. Поверхность дна хорошо выровнена за счет накопления мощной толщи рыхлых осадков. Прибрежные мелководья фактически представляют собой подводные береговые склоны, плавно переходящие в пологие склоны впадины залива.

1.3. История развития моря, геологическое и тектоническое строение дна

1.3.1. История развития и эволюция моря

До начала оледенения в северном полушарии местность, где в настоящее время находится Балтийское море, представляла собой болотно-озерную область с многочисленными островами и поднятиями. В болотах и озерах накапливались песчаные и глинистые толщи осадков с торфом и бурым углем.

Оледенение в северном полушарии началось около 3,0—2,5 млн лет назад. Оно то усиливалось при общей тенденции продвижения края ледников по территории Балтийского моря на юго-запад, то ослабевало при тенденции отступания ледников на северо-восток.

К началу плейстоцена территория Балтийского моря была сушей. В эоплейстоцене (1 800 000—690 000 лет назад) в пределах современного Балтийского моря располагалась озерно-речная равнина с выровненным рельефом. В начале плейстоцена в депрессию будущего Балтийского моря со Скандинавских гор начали спускаться массы льда, которые здесь накапливались до определенной мощности (2—3 км) и образовали ледниковый покров (щит). Под действием гравитационных сил ледниковый щит приобретал пластическое радиально-секторное истечение, которое контролировалось неровностями подстилающей поверхности. В продолжении плейстоцена (690 000—16 000 лет

назад) территория Балтийского моря неоднократно служила областью накопления ледников и ареной интенсивного ледникового выпахивания (экзарации) и транзита. Как свидетельствуют данные изучения разрезов плейстоценовых ледниковых отложений, дочетвертичные породы дна Балтийского моря не менее трех раз, возможно, 5 или даже 7 раз, испытывали сильную экзарацию.

Впадина Балтийского моря служила своеобразным трогом (корытообразной долиной) для продвижения плейстоценовых ледников. Возникал Балтийский ледниковый поток, движение которого сильно зависело от перепада высот и конфигурации депрессии на месте современного Балтийского моря. От главного ледникового покрова по пониженным участкам на месте современных заливов (Рижского, Куршского, Вислинского, Одерского и др.) отделялись ледниковые лопасти, которые в дальнейшем распространялись на положительные участки Прибалтики (холмы, горки).

В начале среднего плейстоцена на территории Балтийского моря отмечены следы межледникового Гольштейнского моря, которое возникло между окским (эльстер) и днепровским (заале) оледенениями. Отложения Гольштейнского моря [128] представлены серыми алевритами и тонкослоистыми песками с органическими остатками. Максимальные мощности межледниковых гольштейнских отложений достигают 30 м в Калининградской области, 20—120 м на западе Латвии, 35 м на западе Литвы.

Микулинские (земские) межледниковые морские отложения (установлены на о. Суур-Прангли в Финском заливе у берегов Эстонии и на севере Курземского полуострова у пос. Колка (Латвия).

Покров четвертичных отложений на территории дна Балтийского моря сравнительно маломощный.

Наиболее полный разрез четвертичных ледниковых отложений изучен в южной и юго-восточной частях Прибалтики. Эти отложения сформированы ледниковыми покровами, которые передвигались из Фенноскандии по депрессии Балтийского моря и из нее распространялись на районы суши.

Из Скандинавских гор лед растекался на запад в Атлантический океан и на юго-восток в Балтийское море [24]. Уже на юге Ботнического залива лед сильно эродировал (выпахивал) дно. Эрозия еще сильнее протекала к югу от Аландских островов.

Балтийский ледниковый поток, возникший на территории Ботнического залива, двигался по низине Балтики с севера на юг. Затем в южной части Балтийского моря он поворачивал и продолжал движение в направлении восток — юг — запад.

Значительное влияние рельефа на движение льда проявилось в краевых частях ледникового покрова, где мощность льда была меньше.

Ледник, встретив преграду с отвесными склонами, дислоцировал (сминал) породы ложа и уносил их отторженцы. Так возникли отторженцы палеозойских, мезозойских и третичных пород в ледниковых отложениях Прибалтики. Во время кульминации оледенения ледниковый покров перешел границы Балтийской депрессии и распространялся разными лопастями на восток, юго-восток и юго-запад. Так, на разных этапах плейстона отделялись Рижская, Нижне-Нямунская, Вислинская, Одерская и другие ледниковые лопасти. Территория южной Прибалтики покрывалась Рижской (Средне-Литовской) и Нижне-Нямунской ледниковой лопастями. Экзарационная деятельность указанных ледниковых лопастей в значительной мере обусловила конфигурацию заливов Балтики, разместившихся в настоящее время в этих районах. Наибольшая экзарация пород ложа происходила в центральной части ледникового потока, а также в районах лопастей, имевших максимальные мощность, скорость и экзарационную способность.

В течение одного и того же оледенения экзарация пород ложа Балтики проявилась в разной степени во время различных фаз. Экзарация пород дна Балтийского моря более интенсивно происходила в период начальной и конечной фаз оледенения, когда толща льда была меньше и движение ледника зависело от впадины моря. При большой мощности льда верхние слои ледникового покрова в меньшей мере зависели от рельефа, чем нижние.

В фазу максимального развития ледникового покрова интенсивно экзарировались не только породы дна, но и породы островов и побережий Балтики.

Количественные подсчеты валунов и галек в моренах Германии и Дании позволили сделать целый ряд важных выводов о динамике и экзарационной деятельности балтийского ледникового потока в течение плейстоцена [24].

Отложения древнего оледенения (Эльстер) в северо-западной Германии и Дании образованы двумя ледниковыми потоками — норвежским и балтийским. Балтийский ледниковый поток двигался с севера на юг. В начале и конце этого оледенения ледник был связан с депрессией Балтийского моря и двигался по ней. Впадину моря он переходил только в период максимума оледенения. Со дна моря он принес большое количество валунов осадочных пород.

В период максимума среднего оледенения (заале) преобладал норвежский ледник. К концу оледенения заале балтийский ледник покрыл весь п-ов Ютландия, что сопровождалось большой экзарационной деятельностью на дне Балтийского моря.

Исследования морен южной Прибалтики также позволяют оценить интенсивность ледниковой экзарации в депрессии Балтики на разных этапах плейстоцена.

В центральной части современного Балтийского моря ледниковая донная экзарация интенсивнее проявлялась на тех этапах плейстоцена, когда ледник из своих центров на севере передвигался почти меридионально на юг (первая половина раннего, средняя и заключительные стадии позднего плейстоцена).

Деятельность плейстоценовых ледников, неоднократно спускавшихся во время плейстоцена со Скандинавских гор на Северо-Европейскую равнину, в значительной степени видоизменила рельеф депрессии современного Балтийского моря.

Около 54—50 тыс. лет назад вся площадь Балтийского моря, включая и бóльшую часть Датских проливов, находилась еще под ледниками. Край ледников проходил по высокому побережью Дании, а также по побережьям Германии [130]. После этого ледники стали то постепенно таять и отступать, то снова нарастать и наступать. В период с 50 тыс. лет назад до 15—13 тыс. лет назад насчитываются десятки таких колебаний края ледников.

Возникновение и дальнейшее развитие современного Балтийского моря происходило на протяжении позднe- и послеледникового периодов, продолжительность которых составила около 13 000 лет. Таким образом, Балтика, как морской водоем, является молодым образованием. Предшественниками современного Балтийского моря были межледниковые морские водоемы, которые неоднократно возникали и исчезали в котловине современной Балтики. Зарождение и развитие позднечетвертичного (современного) Балтийского моря неразрывно связано с таянием (деградацией) последнего Скандинавского ледникового покрова в пределах Балтийской котловины.

Переменное соотношение в пространстве и во времени эвстатических колебаний уровня воды, с одной стороны, и вертикальных движений земной коры, с другой, приводили то к трансгрессиям, то к регрессиям водоема. В результате этого возникала или прекращалась связь с Мировым океаном и происходила смена пресноводных водоемов солоноводными, и наоборот. Это послужило основанием для подразделения истории современной Балтики на ряд отдельных стадий и фаз развития.

Стратиграфия осадков и эволюция моря. Балтийский водоем начал свое существование в позднеледниковый период, около 13 тыс. лет назад [35, 58, 132]. Как известно, о солености и глубине бассейна можно судить по диатомовым водорослям. Состав диатомей в осадках определяет выборочная сохранность панцирей.

В донных отложениях комплекс диатомей создается в результате отбора видов, которые лучше противостоят первичной (в водной толще) и вторичной (в процессе диагенеза) растворимости.

При сравнении видового состава диатомовой флоры в планктоне и поверхностном слое осадков выяснилось, что перенос панцирей за период оседания их на дно относительно невелик.

Процесс образования диатомовых комплексов в палеобассейнах (в зависимости от региональных гидрологических и гидрохимических условий) лучше всего проследить по основным закономерностям формирования диатомовых комплексов в осадках поверхностного слоя.

По палинологическим данным, фации осадков, накопившиеся с послеледникового периода до настоящего времени, характеризуются чертами, которые свойственны отложениям крупных водоемов с активным гидродинамическим режимом, а именно: наличием перерывов в осадконакоплении, высоким содержанием пыльцы и спор, хорошей их сохранностью, постоянным осреднением состава спорово-пыльцевых спектров и искажением этих спектров за счет большого количества пыльцы сосны. Последние два фактора не всегда позволяют решить вопрос о времени формирования донных осадков [60].

В Балтийском море можно выделить две фациальные зоны донных отложений — глубоководную и прибрежную,— различающиеся составом спорово-пыльцевых спектров.

На основании детальных исследований разрезов прибрежных и глубоководных отложений, в которых отсутствуют стратиграфические перерывы, и их корреляций с пыльцевыми данными отложений прилегающей суши удалось расчленить сложный комплекс донных осадков Балтики на отдельные слои и соответствующие им палинозоны с учетом смены диатомовых комплексов и литологических особенностей.

При разработке системы палинозон учитывался принцип Иверсена, согласно которому каждая из них должна отражать коренные изменения в составе растительности.

За основу биостратиграфического расчленения донных осадков принята схема климатической периодизации позднe- и послеледникового периодов, созданная А. Блиттом и Р. Сернандером. Для донных осадков Балтики выделено 11 палинозон (рис. 1.6, см. вкладку), в характеристиках которых отражены основные региональные черты пыльцевых спектров [60].

Позднеледниковый период подразделяется на пять хронозон: ранний дриас, беллинг, средний дриас, аллеред и поздний дриас (см. рис. 1.6.). В этот период существовали стадии Балтийских приледниковых водоемов (БПВ) и Балтийского ледникового озера (БЛО).

Стадия Балтийских приледниковых водоемов (БПВ, 13 200—11 800 лет назад[1]). Ко времени 13 200—13 00 лет назад приурочено освобождение отступающим ледником юго-западной и юго-восточной окраин Балтийской котловины. Между фронтом ледника и освобожденной ото льда суши образовались и развивались сложные системы водоемов. Очертания и уровень этих водоемов были подвержены многократным изменениям в зависимости от вертикальных движений зон суши, смены порогов стока, климатической обстановки и динамики края ледника.

Стадию БПВ условно можно подразделить на две фазы: 1) местные приледниковые озера, 2) Южнобалтийское приледниковое озеро. Как в местных, так и в Южнобалтийском приледниковом озере на дне накапливались преимущественно крупноленточные глины. Их накопление шло за счет размыва морен, распространенных как выше уреза озер (на их водосборе), так и на дне. В целом последовательность образования литолого-геохимических комплексов, отражающих историю развития и геохимическую эволюцию, можно проиллюстрировать данными комплексов позднечетвертичных осадков, отобранных в южной части Готландской впадины на глубине 160 м (рис. 1.7) [45]. На моренных суглинках залегают крупноленточные, затем — микроленточные глины, химически заметно отличающиеся от подстилающих морен. Это — типично «водные» осадки. Они накапливались с большой скоростью главным образом за счет размыва морен. Об этом свидетельствуют высокое содержание $CaCO_3$, очень низкое содержание $C_{орг}$, $SiO_{2ам}$ и других элементов. В толще ленточных глин образовывались аутигенные кальцит и барит.

Стадия Балтийского ледникового озера (БЛО, 11 800—10 200 лет назад). Возрастной рубеж между стадиями БПО и БЛО проведен условно с учетом факта слияния в одно целое вод Южнобалтийского приледникового озера с остатками системы приледниковых озер северной Эстонии. Это могло произойти в начале аллереда, т. е. около 11 800 лет

[1] В разных источниках приводятся различные даты отдельных стадий развития Балтийского моря, они расходятся между собой в пределах нескольких сот лет. Это объясняется отсутствием общепринятых возрастных рубежей отдельных стадий и фаз для акватории Балтийского моря в целом.

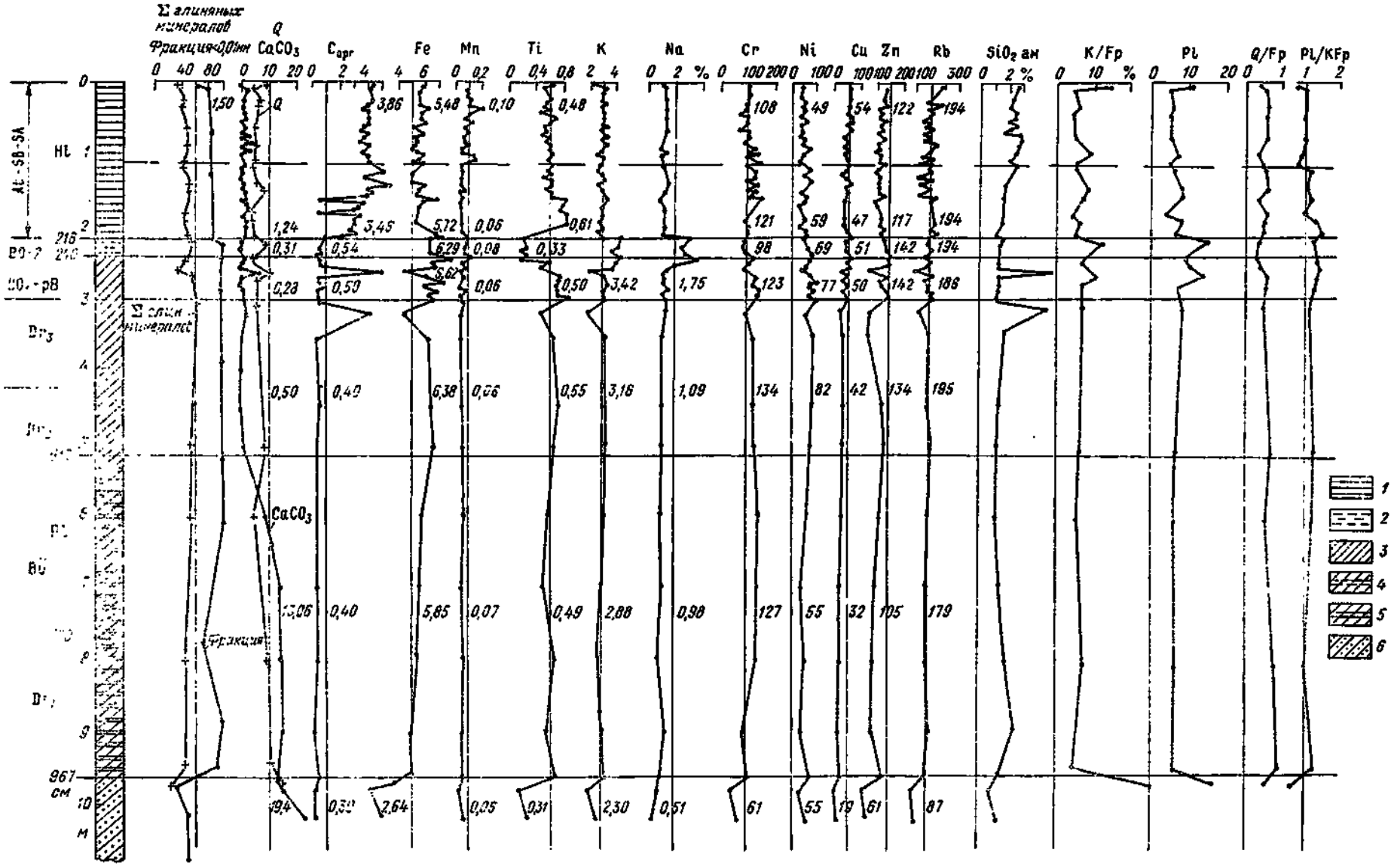


Рис. 1.7. Литолого-геохимические комплексы (пачки) позднечетвертичных осадков Готландской впадины и их химический и минеральный составы (ст. АК-2636, глубина 160 м).

1 — голоценовые сапропелевые глинистые илы с повышенным содержанием щелочей (K, Na), 2 — нижнеголоценовые глинистые илы с повышенным содержанием щелочей (K, Na), 3 — ледниковые (озерные) гомогенные глины, 4 — глина сверху пятнистая, с уровня 300 см и ниже коричневая, слабополосчатая, 5 — ленточные (обычно коричневые) глины, 6 — моренные суглинки; цифры у кривых — средние содержания фракции <0,01 мм и химических элементов и компонентов в литолого-геохимических комплексах осадков (комплексы отделены друг от друга горизонтальными линиями).

назад. В то время большая часть акватории Центральной Балтики была свободна ото льда, а край ледника на длительное время приостановился в полосе Среднешведских-Южнофинских конечных морен. Согласно данным палинологического анализа, позднеледниковый горизонт расчленяется на три палинозоны, характеризующие время (снизу — вверх): среднедриасовое, аллередское и позднедриасовое. Послеледниковый горизонт характеризует восемь палинозон от пребореальной до современной (рис. 1.8).

Отступание ледника с полосы конечных морен Фенноскандии, у горы Биллинген, в Средней Швеции привело к быстрому и окончательному дренажу БЛО.

Под конец существования БЛО значительная часть юго-востока Финляндии, Карелии и Эстонии находилась под водой, а Ладожское озеро соединялось с БЛО. На юге и юго-востоке Балтики суша далеко распространилась за пределы современной береговой линии (рис. 1.9). В данное время в результате значительного позднe- и послеледникового поднятий земной коры абсолютная высота береговых линий БЛО составляет: в районе Ботнического залива 220 м, на северо-западе Эстонии 75 м, в Западной Латвии 58 м, в Литве 12 м. Южнее

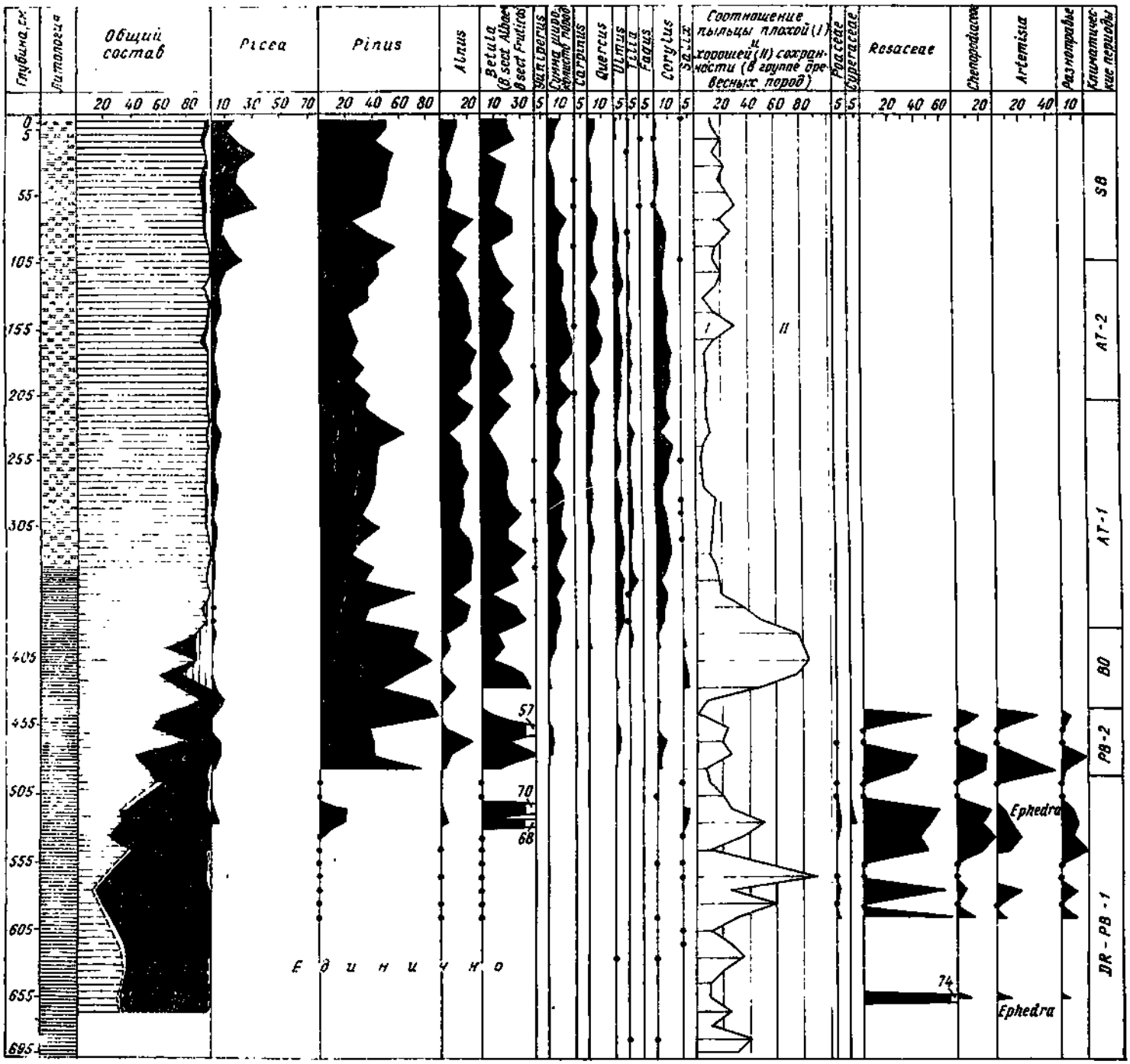
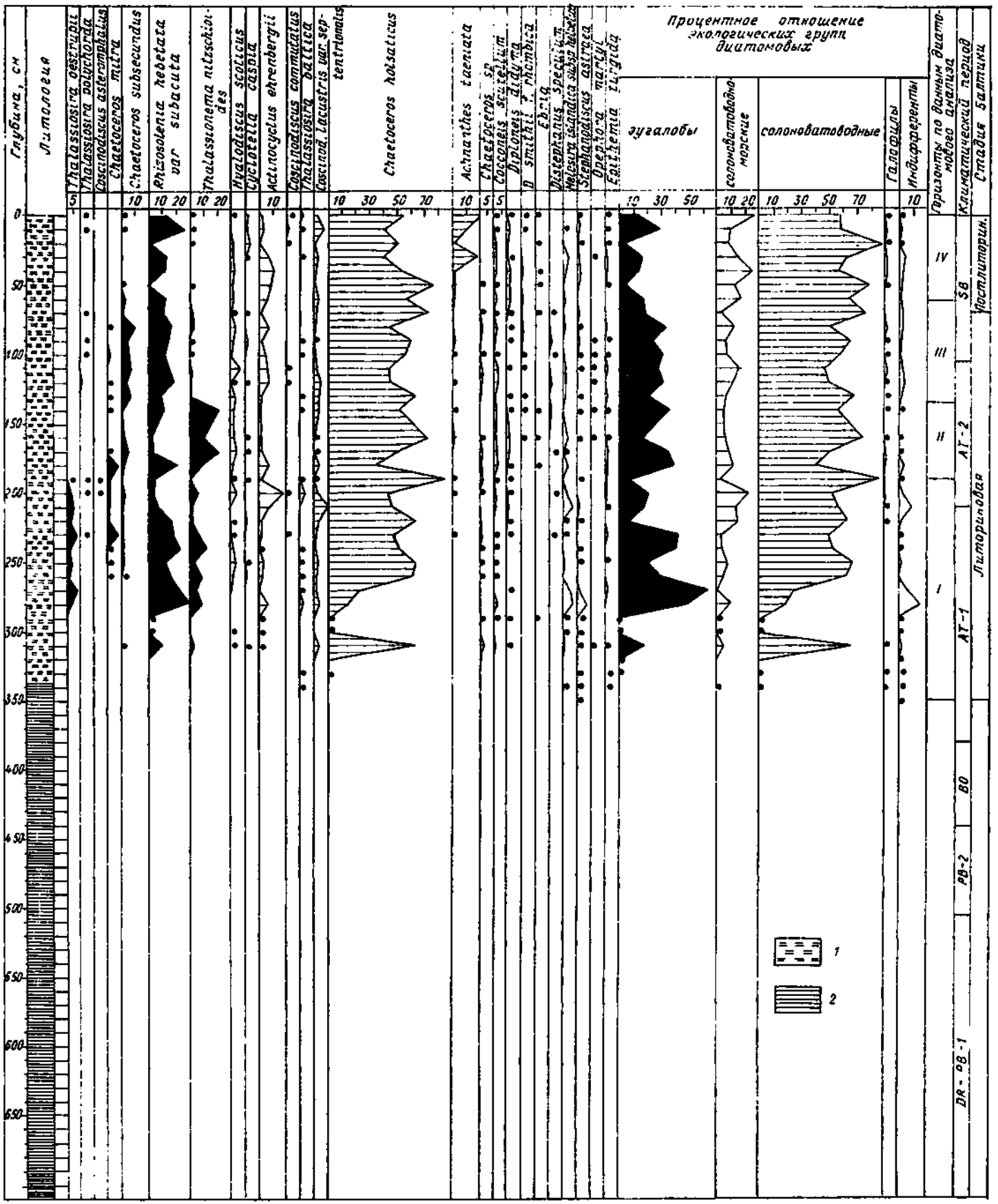


Рис. 1.8. Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы отложений
ский анализ выполнен Г. И. Клеймёновой и Н. М. Латышевой,

1 — песок.



донной колонки из района Финского залива (палинологические — диатомовый — Е. М. Вишневской).

2 — глина.

г. Клайпеда береговые линии БЛО находятся уже ниже уреза воды.

Позднеледниковый период подразделяется на пять хронозон: пребореальную, бореальную, атлантическую и субатлантическую.

Стадия Иольдиевого моря У (10 200—8 800 лет назад). Эта стадия относится к началу послеледникового периода и соответствует пребореальной хронозоне. Момент отступания ледника от горы Биллинген, в Средней Швеции, считается началом развития Иольдиевого моря (рис. 1.10). Это произошло 8 015 лет до н. э. Осадки Иольдиевого моря

В конце существования Иольдиевого моря произошла трансгрессия и некоторое повышение солености воды. На основании этого некоторые исследователи выделяют отдельную фазу развития водоема — море Эхинейс. В пребореальное время Ладога впервые стала самостоятельным озером, в которое воды Иольдиевого моря не проникали. Начавшееся быстрое поднятие земной коры на месте пролива привело к постепенному прекращению водообмена с океаном и опреснению водоема.

В результате проникновения в иольдиевый бассейн соленых вод, заполнивших некоторые из впа-

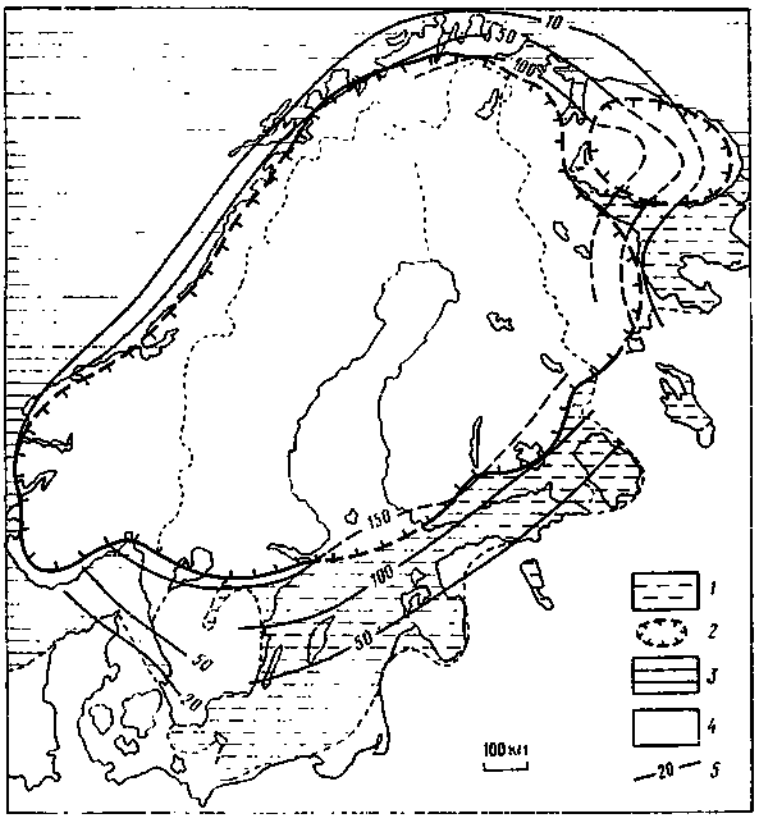


Рис. 1.9. Балтийское ледниковое озеро (10 500 — 10 200 лет назад). По данным [123].

1 — Балтийское ледниковое озеро, 2 — окраина ледника, 3 — море, 4 — суша, 5 — изобазы, м.

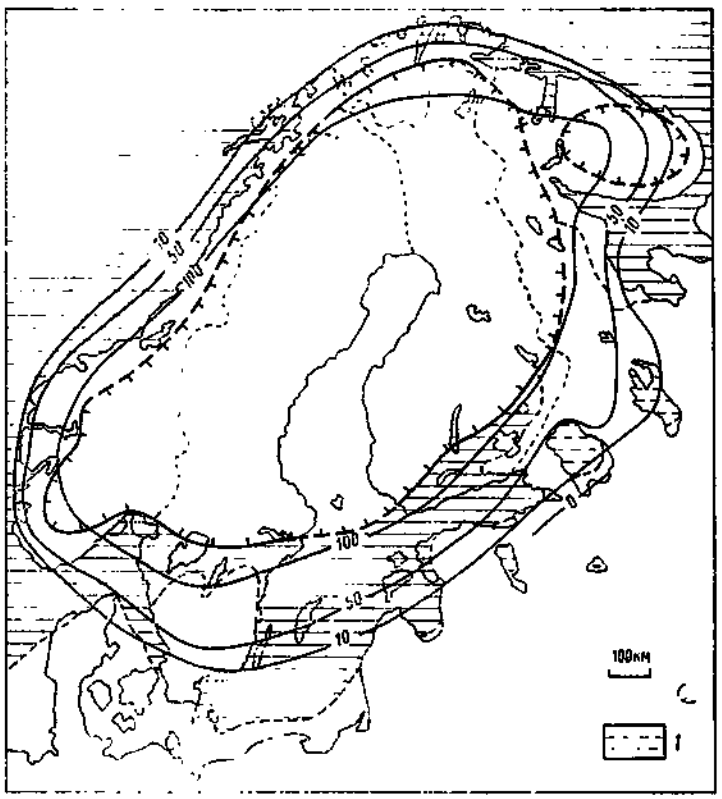


Рис. 1.10. Иольдиевое море, раннее (10 000 лет назад).

1 — Иольдиевое море; ост. обозначения см. рис. 1.9.

обнаружены в Арконской, Борнхольмской, Готландской и Гданьской впадинах. Судя по остаткам в них диатомовой флоры, это море было солоноватоводным. Повышенная соленость Иольдиевого моря отмечается в Эландской впадине, что, по-видимому, связано с близостью этого района к древнешведским проливам, которые соединяли в пребореальное время Балтийскую котловину с Мировым океаном.

Пребореальное время характеризовалось неустойчивым климатическим режимом, что подтверждается пока фрагментарными палинологическими данными

В начале стадии Иольдиевого моря почти вся юго-западная акватория Балтики представляла собою сушу. На месте Борнхольмской и Гданьской впадин располагались заливы этого моря, береговые линии которых сейчас обнаружены на глубине 80—60 м. В результате поднятия земной коры высота расположения береговых линий Иольдиевого моря в северном регионе повысилась на 200 м и более.

дин, водная толща расслоилась: у дна находились более плотные (солоноватые) воды, сверху — распресненные.

Стадия Анцилового озера А (8 800—7 500 лет назад). Эта стадия соответствует бореальной хронозоне. Примерно 9 500 лет назад пролив Иольдиевого моря обмелел и сузился, и на его месте образовалась мощная р. Свея, по которой шел поток вод Иольдиевого моря на юго-запад, в океан. Постепенно вода настолько опреснилась, что в Балтийской котловине опять образовался пресный водоем, получивший название Анцилового озера (рис. 1.11). В связи с поступательным поднятием земной коры сток вод через озерно-речную систему Свеи окончательно прекратился, и водоем быстро превратился в замкнутый пресноводный бассейн. Судя по составу диатомовых комплексов донных осадков, Анцилово озеро было холодноводным олиготрофным бассейном.

В самом начале стадии Анцилового озера огромные пространства дна прибрежной акватории Юж-

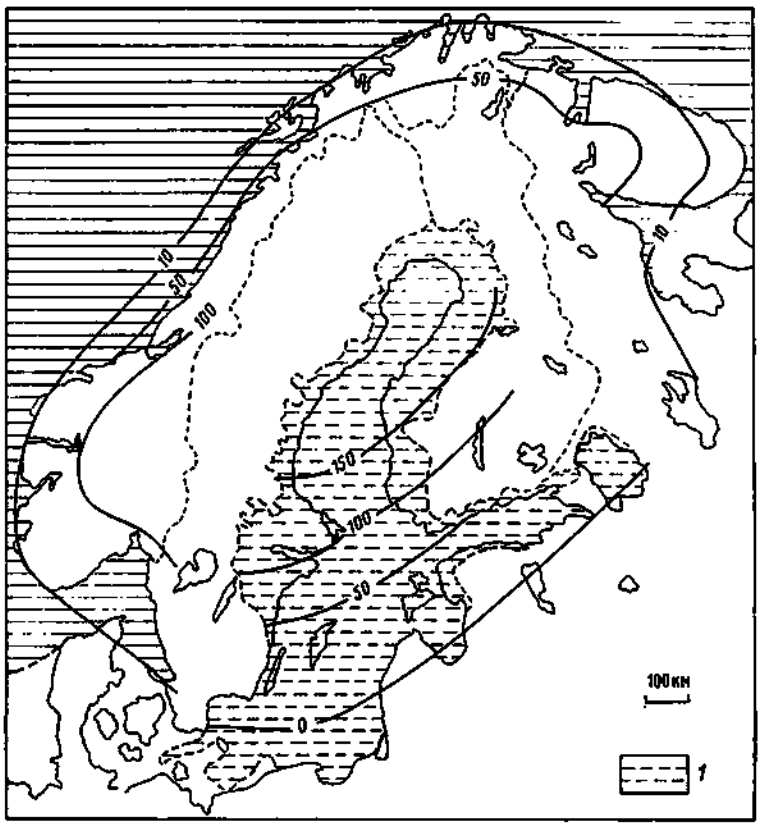


Рис. 1.11. Анциловое озеро (8800 лет назад).
1 — Анциловое озеро; ост. обозначения см. рис. 1.9.

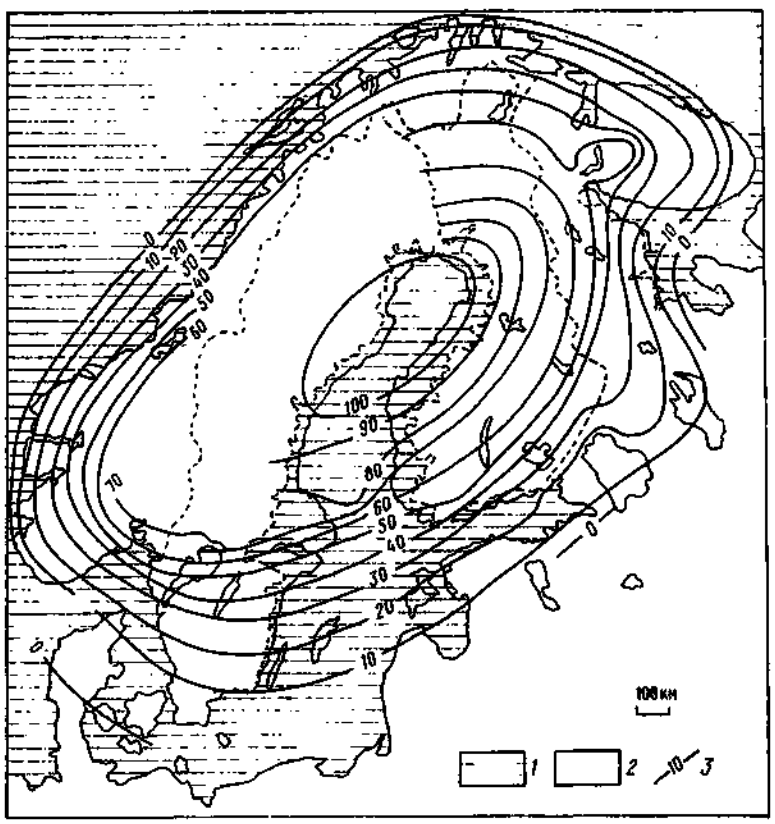


Рис. 1.12. Литориновое море (7000 лет назад).
1 — море, 2 — суша, 3 — изобазы, м.

ной и Средней Балтики стали сушей, которая впоследствии была затоплена водами анциловой трансгрессии. Регрессия, происшедшая в конце этой стадии, значительно понизила уровень воды данного водоема. Продолжительность существования автономного (без водообмена с океаном) Анцилового озера составляет около 600 лет.

Береговые линии Анцилового озера в Северной Балтике расположены на высоте до 130 м над уровнем моря, а в Средней и Южной Балтике — на глубине до 35 м.

В Анциловом озере на дне впадин накапливались серые гомогенные глины. В глинах содержался гидротроилит, много сульфидов железа. Местами образовался вивианит. По мелководным окраинам Анцилового озера были лагуны, в которых накапливались черно-серые и черные сапропелевые илы, содержащие до 15 % $C_{орг}$.

Стадия Литоринового моря L (7500—4200 лет назад). Эта стадия охватывает почти весь атлантический и ранний этап суббореального периодов (рис. 1.12). Опускание земной коры в районе Датских проливов и одновременно происшедшее повышение уровня Мирового океана привели к возникновению Датских проливов и увеличению притока в Балтийскую котловину морской воды. Началось постепенное осолонение водных масс, которое с определенным опозданием продвигалось с юга на север. Это вызвало резкую смену гидрологических условий, которые нашли соответствующее отражение в изменении животного и растительного мира, а также процессов осадкообразования.

Некоторые авторы начальный этап развития Литоринового моря рассматривают как отдельную стадию, так называемое Мастоглоевое море. Для этой стадии, точнее, фазы, характерны трансгрессия и появление комплекса диатомовых (руководящие виды *Mastogloia smithii*), свидетельствующих об осолонении водоема. Так как Мастоглоевое море постепенно превращается в Литориновое, его следует рассматривать в качестве фазы Литоринового. Усиление водообмена с океаном через Датские проливы привело к значительному повышению солености.

Береговые линии Литоринового моря в северной части Ботнического залива обнаружены на абсолютных отметках, превышающих 100 м, в Эстонии — на высоте 25 м, в Латвии — на высоте 13 м, в Литве — на высоте 5—6 м. На южном и юго-западном побережьях Балтики литориновые береговые линии располагаются в основном ниже современного уровня моря.

Максимум литориновой трансгрессии является кульминационным уровнем подъема воды в Балтийском водоеме за весь послеледниковый период. Наступившая в суббореальный период регрессия была вызвана преимущественно поднятием земной коры, а не эвстатическим понижением уровня моря. Скорость изостатического и тектонического поднятий земной коры в регионе Балтийского моря, начиная с литориновой стадии, стала заметно уменьшаться.

Состав диатомовых комплексов в отложениях различных районов Балтики позволил выявить более тепловодный характер Литоринового моря в юго-западной части, а также постепенное уменьшение солености водных толщ с юга на север.

Во второй период существования Литоринового моря началось формирование главных черт побережья современной Балтики. В стадию литориновой трансгрессии соленые североморские воды проникали в Балтику в виде глубинного (придонного) потока, постепенно заполняя впадины и вытесняя из них пресные воды. В конце концов все впадины оказались заполненными солеными водами. Водная толща расслоилась на верхний полуосолоненный и хорошо перемешанный слой и нижний, более соленый. Между ними возник резкий плотностный барьер, что мешало вертикальному перемешиванию вод.

В верхнем обогащенном питательными солями слое бурно развивался фитопланктон. Падающий вниз органический детрит интенсивно накапливался на дне. Кислород, содержащийся в нижнем слое вод, интенсивно расходовался в процессе гниения накопившейся органики. В результате в осадках, а затем и в придонных водах стал появляться свободный сероводород. Он то исчезал (когда во впадины проникали свежие североморские воды), то вновь появлялся. Донные илы обогащались не только органическим веществом, но и Mn, Fe (Fe^{2+}), местами — $SiO_{2ам}$, P, Ba, Cu, Zn, Mo. Эта ассоциация элементов характерна для илов периферийных участков впадин, для участков, где в природных водах почти всегда в небольших количествах содержался кислород. В глубоководных же участках впадин образовывались илы с иным комплексом химических элементов. Сами илы являются микрослоистыми, творожистыми карбонатно-марганцовистыми. Они обогащены $C_{орг}$—CO_2—Mn—Mo—Se(As). По составу донные илы уникальны: они не встречаются нигде в других участках Мирового океана. Илы содержат до 9,5 % $C_{орг}$, до 5,0 % $SiO_{2ам}$, до 6,60 % CO_2, до 6,54 % Mn, до 8,58 % Fe.

Стадия развития Балтийского моря, начавшаяся 7,8—7,9 тыс. лет назад (литориновая трансгрессия), продолжается и поныне.

Стадия Послелиторинового или Современного моря Pl (4200 лет назад и поныне). Послелиториновый этап охватывает суббореальное и субатлантическое время. Поскольку после максимальной трансгрессии Литоринового моря физико-географические изменения были несущественными, то есть основание весь остальной период развития Балтийского моря назвать послелиториновым или современным.

Некоторое уменьшение соленых вод, поступающих из океана (в связи с обмелением Датских проливов), а также относительное увеличение количества пресных вод, приносимых речным стоком с суши, привело к заметному опреснению водоема. Граница между литориновой и послелиториновой стадиями условно проведена по временному уровню более резкого снижения солености вод, которое наступило 4500—4200 лет назад.

Современная стадия Балтики характеризуется постепенным сокращением видового состава и значительным увеличением роли холодноводных эвригалинных видов, свидетельствующих об опреснении Балтийского моря на современном этапе. Стадия Лимнического моря прослеживается также и для Борнхольмской и Гданьской впадин. В районе Готландской впадины, Рижского и Финского заливов прослеживается единый нерасчлененный послелиториновый комплекс диатомей.

1.3.2. Геологическое и тектоническое строение и твердые породы дна

Балтийское море располагается в юго-западной части докембрийской Восточно-Европейской платформы. Историю геологического изучения дна моря можно разделить на три этапа. До 1960 г. геологические исследования носили случайный характер и были направлены в основном на изучение донных осадков. Второй этап (1960—1980 гг.) характеризуется планомерной направленностью геолого-геофизических исследований с целью выяснения глубинного строения дна моря и мелкомасштабного картирования геологических и тектонических структур. В это время были проведены большие работы как в Советском Союзе (ВНИИГеофизика, ВНИИМоргео, Атлантическое отделение Института океанологии АН СССР), так и за рубежом. Полученные результаты нашли отражение в ряде книг и монографий. На третьем этапе (с 1980 г. и по настоящее время), наряду с продолжением работ по геологическому картированию и геолого-геофизическому изучению глубинного строения, развернулось поисково-разведочное бурение на нефть и газ на дне моря, началась геолого-промышленная оценка некоторых видов минеральных ресурсов (гравийно-песчаные смеси, янтарь, фосфориты).

В пределах моря выделяются три крупные геологические структуры: Балтийская синеклиза, Балтийский щит и Краевая синклиналь (рис. 1.13). Центральную часть моря занимает Балтийская синеклиза — прогиб, который образовался в докембрийском кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы 300—500 млн. лет назад. Этот прогиб заполнился осадками палеозоя, нижние горизонты которых являются нефтеносными. Северная и северо-западная части моря и Финский залив расположены на склоне Балтийского щита, а Ботнический залив — на самом щите, который

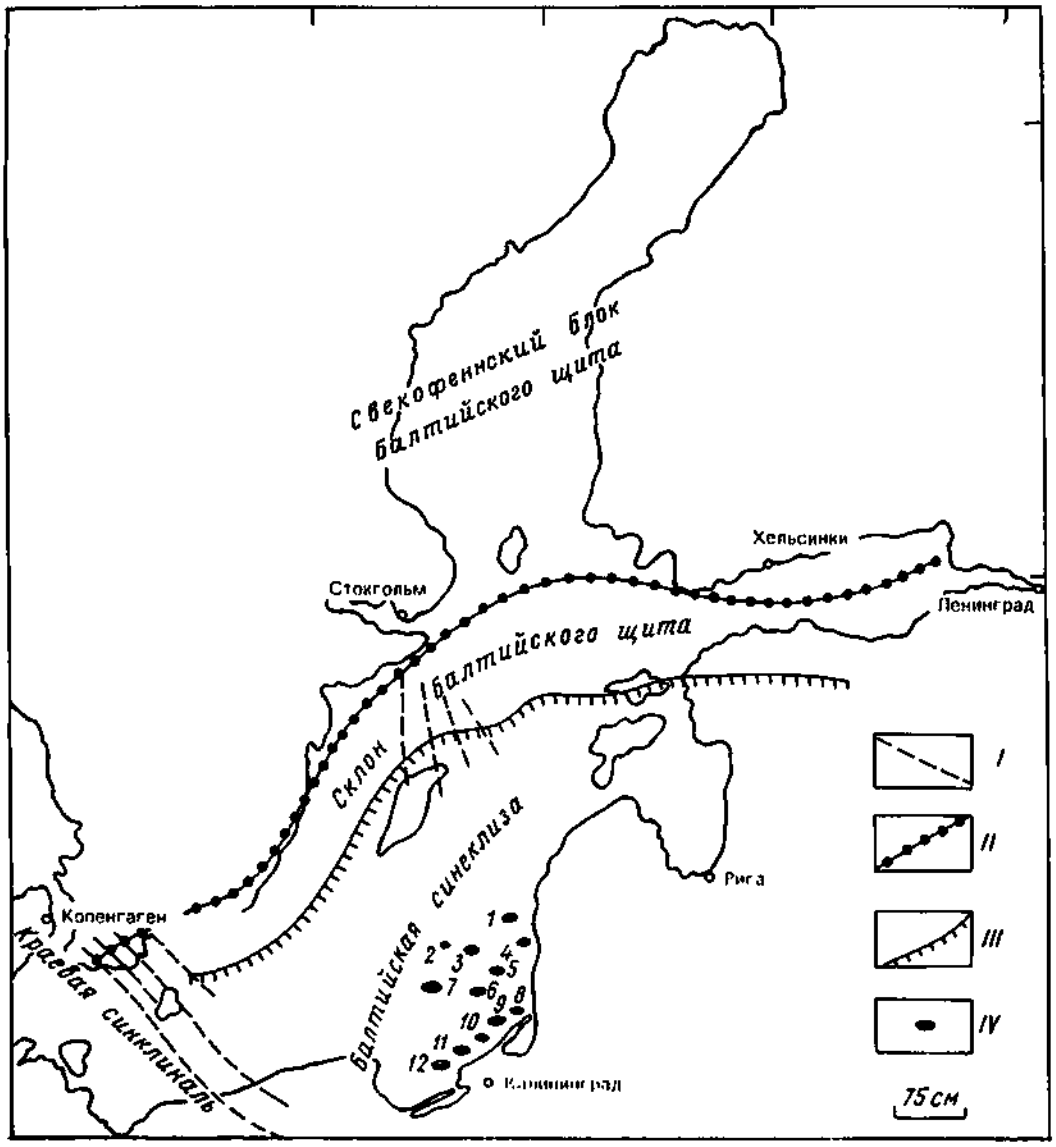


Рис. 1.13. Схема тектонического районирования дна Балтийского моря (составил Г. С. Харин по данным [29, 76, 99, 104]).

I — глубинные разломы, II — южная граница Балтийского щита, III — северная граница Балтийской синеклизы, IV — локальные поднятия (структуры): 1 — Лиепая — море, 2 — Западно-Балтийское, 3—Балтийское, 4 — Папес-море, 5, 6 — Западно-Клайпедские, 7 — Южно-Балтийское, 8 — Клайпедское, 9 — Западно-Нидское, 10 — Светлогорское, 11 — Таран — море, 12 — Морское.

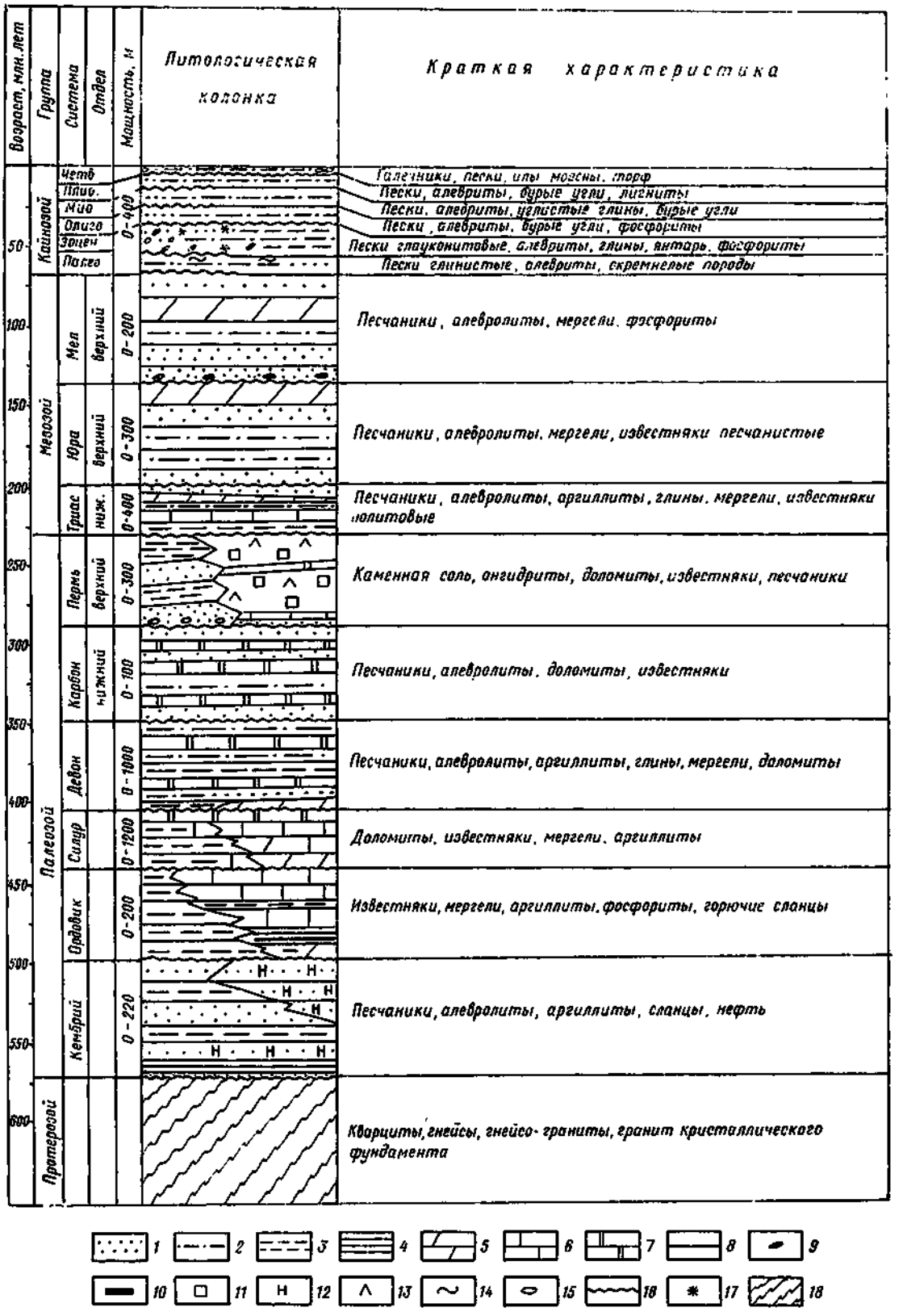


Рис. 1.14. Сводный литолого-стратиграфический разрез фанерозойского осадочного чехла дна Балтийского моря (составил Г. С. Харин по данным [27—29, 43, 105]).

1 — пески и песчаники, 2 — алевриты, алевролиты, 3 — глины, аргиллиты, 4 — сланцы глинистые кварцевые, горючие, 5 — мергели, 6 — известняки, 7 — доломиты, 8 — кукерситы, горючие сланцы, 9 — фосфориты, 10 — угли бурые, 11 — каменная соль, 12 — нефть, 13 — ангидрит, 14 — окремнение пород, 15 — галька, 16 — размывы и перерывы в осадконакоплении, 17 — янтарь, 18 — породы фундамента.

сложен древними (докембрийскими) кристаллическими породами. Юго-западная часть моря (к югу от о. Борнхольм) занята Краевой синклиналью, которая сочленяется с Балтийской синеклизой и Балтийским щитом через систему глубинных разломов и надвигов, получивших название линии Торнквиста — Тейссера. Краевая синклиналь и названные разрывные нарушения являются наиболее молодыми в пределах Балтийского моря. Они сформировались в мезозое (начиная с 150 млн. лет назад) и кайнозое под влиянием тектонических движений, происходящих в Альпийском складчатом поясе, который в свою очередь возник при субдукции (погружении) земной коры древнего океана Тетис в результате столкновений Евроазиатской и Африкано-Гондванской континентальных плит.

Балтийский щит, породы которого слагают северные берега Балтийского моря, дно Ботнического залива и частично Финского, является древней и устойчивой положительной структурой. Этот щит делится глубинными разломами на ряд блоков [104]. Северная часть Балтийского моря расположена в пределах самого крупного из них — Свекофеннского блока, охватывающего юго-западную Финляндию и Восточную Швецию. В составе этого блока преобладают сильно метаморфизованные осадочные и вулканические породы, кристаллические сланцы, гнейсы и граниты, возраст которых более 1,5 млрд. лет. Поверхность Балтийского щита плавно погружается под дно Балтийского моря. Свекофеннский блок, как и другие участки Фенноскандии в целом, в настоящее время поднимается. В недавнем прошлом (в плейстоцене), когда здесь существовал толстый ледниковый покров, эта область земной коры под давлением льда испытала значительный прогиб. Исчезновение ледника привело к общему изостатическому поднятию щита, который будет продолжаться еще длительное время. Как считают некоторые геофизики, это может привести к исчезновению Балтийского моря.

Балтийская синеклиза формировалась длительное время (до 0,5 млрд. лет). Наиболее интенсивные прогибания земной коры происходили здесь в силурийский период (435—395 млн. лет назад). В пределах Балтийского моря породы синеклизы имеют плавный наклон с севера на юг. В отдельных местах имеются зоны пологих поднятий (антиклинальных структур) и прогибов (синклинальных структур). Выделяется Лиепайско-Салдусская зона поднятий и ряд поднятий Южной Балтики. Балтийская синеклиза заполнена осадочными породами кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела и осадками кайнозоя (рис. 1.14). Большая часть из них образовалась в нормальных морских условиях (в мелководных водоемах прошлых эпох). Для некоторых эпох (например, перми) были характерны засоленные лагуны, в которых формировались мощные толщи поваренной соли. В ордовике и силуре наблюдалось образование строматопоровых и коралловых биогермов и рифов, которые сейчас слагают некоторые банки на дне Центральной Балтики, а также развиты на островах Готланд, Сааремаа и др.

Краевая синклиналь, в отличие от Балтийской синеклизы, не претерпевшей значительных дислокаций, сложена осадочными породами, которые испытали сильное сжатие. Они смяты в мелкие складки в основном северо-западного простирания и разорваны многочисленными надвигами, сбросами, сдвигами и трещинами. Верхняя часть осадочного чехла этой синклинали представлена меловыми и юрскими породами, мощность которых намного больше, чем в Балтийской синеклизе. Здесь есть сравнительно молодые (пермские) вулканические породы (базальты), отсутствующие в Балтийской синеклизе.

Геология Ботнического залива хорошо изучена шведскими и финскими учеными [137, 139]. Он образовался в депрессии Скандинавского щита. Дно залива представлено метаморфизованными осадочными породами, метаморфическими и магматическими породами протерозоя и археозоя. В юго-западной части залива шведские геологи закартировали прогиб кристаллического фундамента, который заполнен осадочными породами кембрия и ордовика (рис. 1.15).

Ландсортский желоб образовался в результате разрыва верхней части земной коры и сброса. В плане он имеет подковообразную форму, выпуклой стороной направленную на северо-восток. На северо-западном склоне обнажаются граниты и гнейсы протерозоя. Юго-восточный склон сложен песчаниками рифея (иотния). Днище желоба заполнено ледниковыми песками и моренами (мощностью 50—60 м), перекрытыми позднеледниковыми глинами (мощностью до 100 м) и небольшим слоем голоценовых илов.

Финский залив вытянут в широтном направлении почти на 440 км при средней ширине около 70 км. Берега сильноизрезанные, скалистые. Прибрежная мелководная часть изобилует многочисленными островами и мелкими фьордами (шхерами). Дно залива расчленено ледниковыми (троговыми) и древними речными долинами, банками, возвышенностями и уступами. Современные и позднеледниковые осадки в северной части моря залегают на древних кристаллических породах склона Балтийского щита, а в южной — на кембрийских терригенных и ордовикских карбонатных отложениях.

Рижский залив имеет форму, близкую к эллипсу, с осями около 150 и 100 км. Дно ровное, берега слабоизрезанные, низменные, покрыто четвертичными осадками мощностью до 80 м. Эти осадки лежат на верхнесилурийских, нижне- и среднедевонских карбонатнотерригенных осадочных породах.

Гданьский залив имеет полукруглую форму и вдается в берега Советского Союза и Польши до 60 км. Дно покрыто позднечетвертичными осадками, залегающими на осадочных породах кайнозоя и мезозоя. Гданьский залив занимает наиболее прогнутую часть Балтийской синеклизы. Кристаллический фундамент здесь опущен до глубины 4—5 км. На породах фундамента залегает толща палеозойских отложений, в том числе и кембрийских нефтегазоносных песчаников. Мощность четвертичных отложений до 80 м.

Куршский и *Вислинский* заливы являются лагунами, отгороженными от моря песчаными косами. Современные и позднечетвертичные осадки залегают на разных горизонтах неогеновых и меловых отложений, мощность которых достигает сотни метров. Разрез палеозойских отложений под

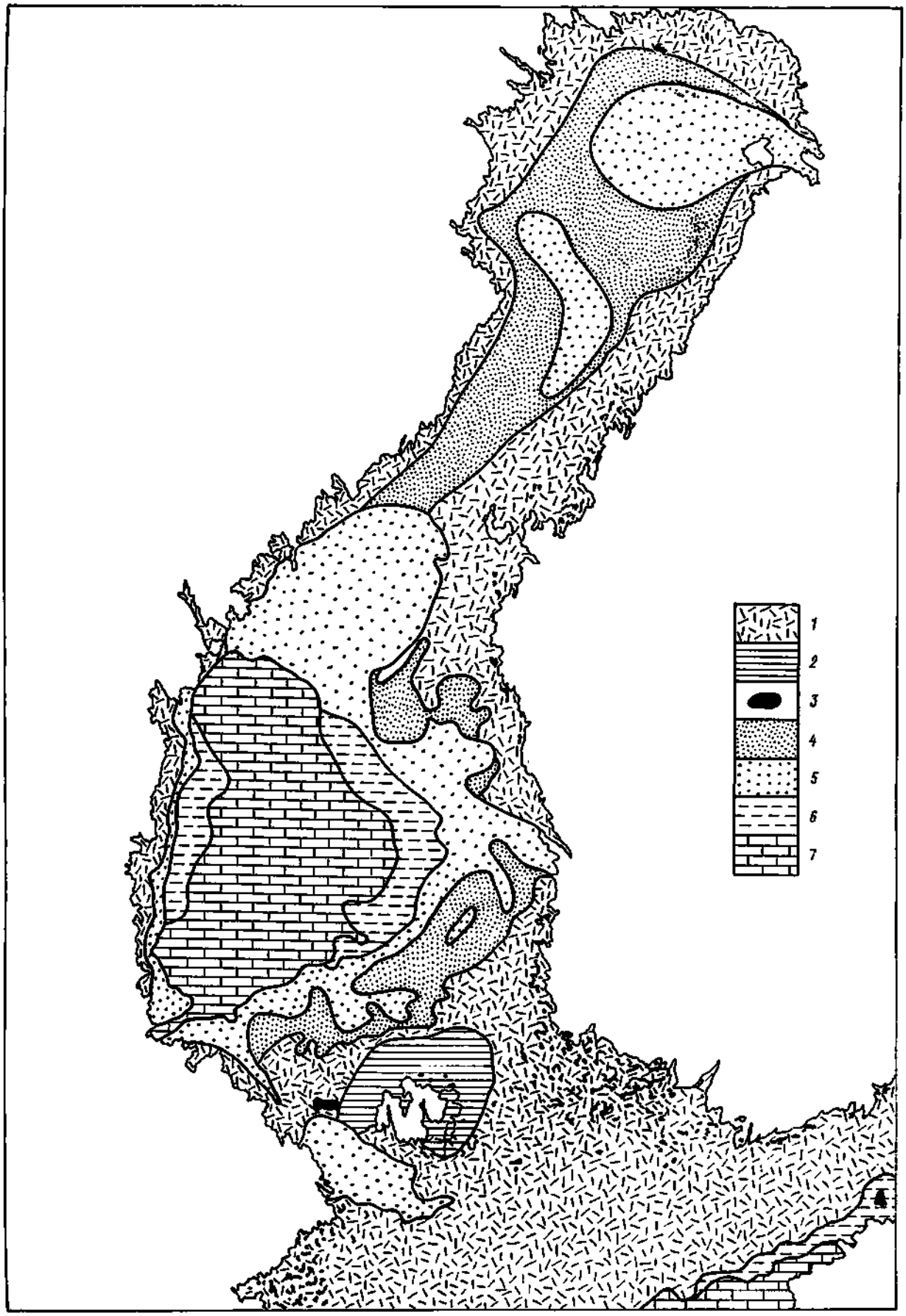


Рис. 1.15. Геологическая карта дна Ботнического залива, по данным [137].

1 — протерозойский кристаллический фундамент, 2 — граниты рапакиви, 3 — потнийские диабазы, 4 — дислоцированные осадочные и кристаллические породы, 5 — потнийские песчаники, 6 — кембрийские песчаники, алевриты, глины, 7 — ордовикские известняки.

заливами характеризуется наличием соленосных толщ нижнепермского возраста и нефтеносных горизонтов нижнего кембрия.

Остров Готланд. Площадь 2690 км², высота до 83 м. Берега отвесные, обрывистые, особенно северо-западные. Остров сложен силурийскими отложениями и кораллово-строматопоровыми рифами. Карбонатные породы пригодны для получения извести, цемента, строительного камня.

Остров Сааремаа. Наиболее крупный остров в Моонзундском архипелаге. Площадь 2714 км², высота до 54 м. Берега обрывистые и выположенные. Силурийские отложения, составляющие остров, разделены на несколько горизонтов. Более древние из них обнажены в его северной части. Разведаны и разрабатываются месторождения облицовочного камня, строительного доломита, известняков для обжига извести, а также торфа и лечебных грязей. Поверхность острова покрыта каменистой почвой и моренными осадками.

Одной из известных геологических достопримечательностей острова является группа метеоритных кратеров Каале — единственная в Европе. Падение железного метеорита массой около 1000 т произошло 2700 лет назад. Диаметр наибольшего кратера 110 м, глубина 16 м.

Остров Хийумаа. Площадь 965 км², высота до 54 м. Нижнесилурийские, верхне- и среднеордовикские карбонатные и терригеновые толщи, слагающие остров, разделены на ряд литолого-стратиграфических горизонтов (см. рис. 1.17). Разведаны месторождения торфа, строительного камня и известняков.

Остров Эланд. Площадь 134 км², максимальная высота до 60 м. Остров слагают карбонатные и терригенные породы ордовика и кембрия. Имеются месторождения строительного камня, известняков для изготовления извести, мергелей для получения цемента, квасцовых сланцев.

По выходам твердых пород можно, не прибегая к бурению, провести геологическое картирование дочетвертичных отложений. Дочетвертичные осадочные породы содержат целый ряд минеральных ресурсов, в том числе являются нефтегазоносными. Сведения о распространенности обнажений твердых пород необходимо учитывать при развитии рыболовства, при судовождении, инженерно-геологических изысканиях, строительстве подводных сооружений и коммуникаций. В экспедициях при драгировках подводных обнажений нами было определено, что поверхность обнажений твердых пород нередко покрыта скоплениями и пятнами мазутоподобного вещества, тогда как на соседних участках, где развиты современные осадки, таких скоплений нет. Видимо, неуплотненные осадки способны поглощать и перекрывать новыми слоями опускающиеся на дно нефтяные сгустки, а твердые породы, лишенные осадков, аккумулируют их на своей поверхности. Учет этих поглощенных осадочной толщей продуктов загрязнения на дне моря необходим, так как при изменении гидрологического режима, усилении донных течений и т. д. они могут размываться и распространяться на большой акватории, и, кроме того, влияют на донную флору и фауну.

Результаты исследований, проведенных после 1970 г., позволили выяснить основные закономерности распределения обнажений твердых пород на дне Балтийского моря и изучить состав и возраст этих пород. По этим данным была составлена первая схематическая геологическая карта дна Балтийского моря [28] и выявлены прямые признаки осадочного чехла [27].

На дне Балтийского моря выступы (обнажения) твердых горных пород наиболее часто встречаются в северной части Центральной Балтики, где они приурочены к глинтовым уступам. В южной части Центральной Балтики твердые породы обнажаются в древнебереговых клифах (1.16). Нередко обнажения твердых пород находятся на склонах банок, котловин, врезах древних речных и ледниковых долин на дне моря, на экзорированных (размывающихся) платообразных останцах и выступах, не закрытых современными осадками и т. д. Почти полным отсутствием обнажений твердых пород характеризуются центральные части котловин, где развиты мягкие слоистые и полужидкие илы.

Магматические и метаморфические породы докембрийского фундамента обнажаются на дне моря в северной его части, в Ботническом и Финских заливах, где они слагают склон Балтийского щита. В южной части моря кристаллические породы фундамента встречены в скважинах на глубинах от 2,5 км (Янтарное — Зеленоградск) и до 3,5—5 км (Гданьская впадина). Породы фундамента на дне моря представлены красными гранитами, похожими на аландские, гнейсо-гранитами, амфиболитами и кристаллическими (биотит—мусковитовыми) сланцами. Во впадинах фундамента залегают терригенные кварцевые породы верхнего протерозоя. Севернее о. Готланд и в Ботническом заливе обнажаются нотнийские кварцевые песчаники. Аналогичные песчаники обнаружены советскими исследователями севернее о. Хийумаа. Нередко здесь встречаются сургучные яшмовидные песчаники, похожие на кварцито-песчаники Шокшинского месторождения Карелии.

Кембрийский терригенный комплекс на дне моря прослеживается в виде узкой полосы от северного побережья Эстонии до восточного побережья Швеции. Породы этого комплекса, представленные гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, возникли за счет продуктов разрушения, выветривания и переотложения пород фундамента. По составу они изменяются от аркозовых (кварц-полевошпатово-слюдистых) до кварцевых. Нередко песчаники пиритизированы, ожелезнены (пропитаны гидроокислами железа) и содержат зерна глауконита.

Терригенно-карбонатный комплекс пород ордовика развит южнее полосы кембрийского комплекса и занимает на дне моря значительную площадь, которая в виде широкой (до 60 км) зоны тянется от берегов Эстонии до южного побережья Швеции. Среди пород ордовика преобладают органогенно-обломочные, детритусовые и шламовые известняки. Встречаются оолитовые и фосфатизированные известняки, доломиты, песчаники и сланцы. В Финском заливе на отрезке между северной оконечностью о. Хийумаа и Таллинном при драгировках нами были найдены обнажения горючих сланцев, относящиеся по возрасту к нижнему ордовику. Содержание $C_{орг}$ в собранных на дне моря образцах сланцев равно 10—15 %. Отмечаются повышенные в них концентрации Cu, Zn, Pb, Mo. Аналогичные по составу сланцы

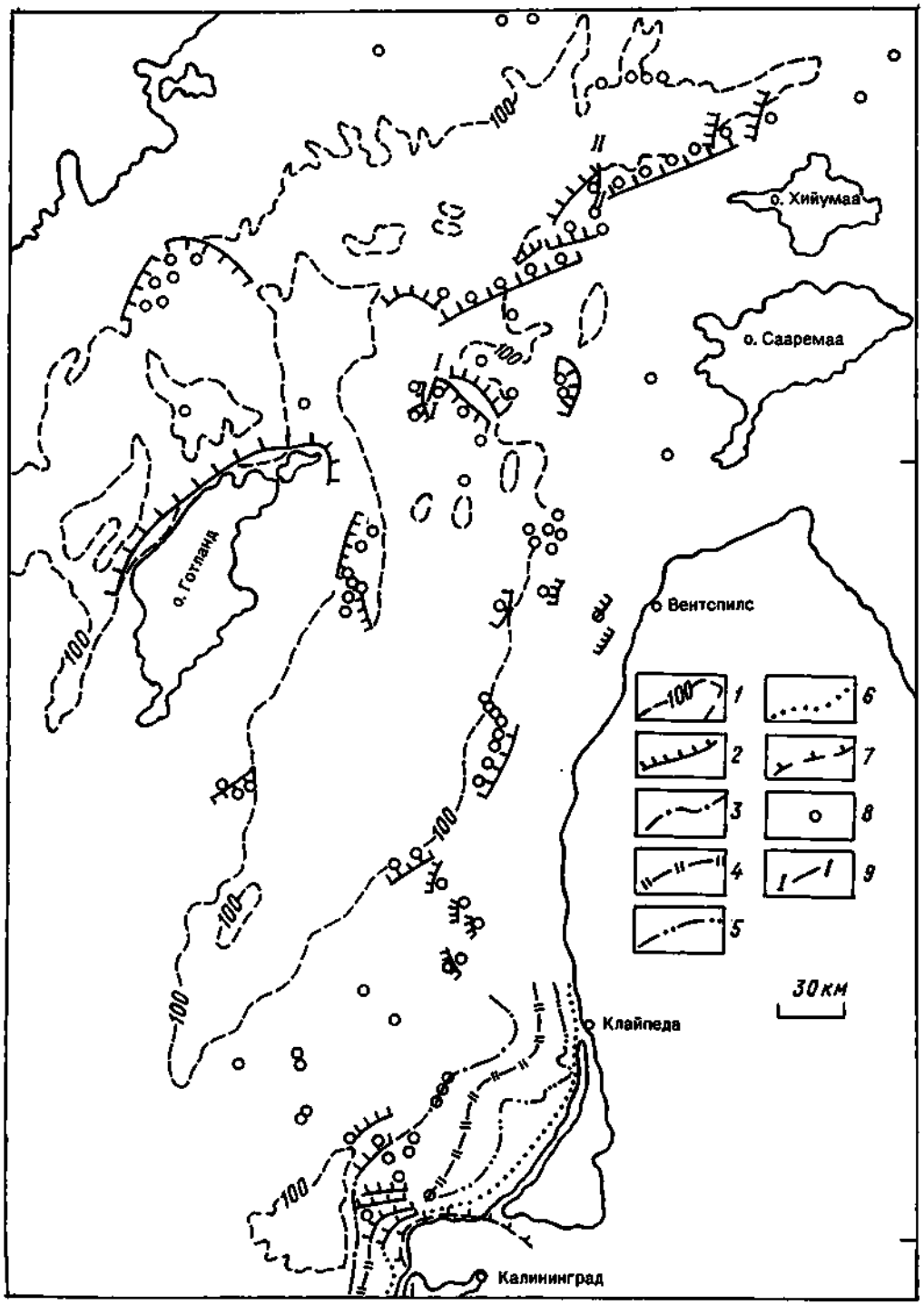


Рис. 1.16. Древние береговые линии и уступы на дне Центральной Балтики.

1 — изобата 100 м; *2* — древние береговые линии и уступы, возраст которых не определен; *3—7* — положение изученных древнебереговых уровней в юго-восточной части моря, по [8]. *3* — польдневый, *4* — первый лициловый, *5* — первый литориновый, *6* — второй литориновый, *7* — третий литориновый; *8* — основные места обнажений дочетвертичных осадочных пород, *9* — профили эхолотного промера и геологические разрезы, промеры которых приведены на рис. 1.19.

были найдены шведскими геологами на дне южной части Ботнического залива. Эти сланцы являются радиоактивными и содержат до 0,02 % U.

Карбонатно-терригенный комплекс пород силура занимает на дне моря наибольшую площадь по сравнению с другими литологостратиграфическими комплексами. Широкой полосой (от 100 км на северо-востоке до 160 км на юго-западе) он прослеживается от островов Хийумаа и Сааремаа через о. Готланд почти до о. Борнхольм, юго-западнее которого перекрыт мезозойскими осадками Датско-Польского авлакогена. В составе комплекса преобладают мергели, известково-глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники. В северной части Центральной Балтики значительное распространение имеют органогенно-обломочные и биогермные известняки.

Терригенный комплекс нижнего девона распространен в Центральной Балтике и Рижском заливе. На дне моря этот комплекс плохо обнажен. Судя по единичным образцам, полученным при драгировках восточного склона Готландской впадины в районе Вентспилса и Ирбенского пролива, он состоит из пестроокрашенных (коричневых с зелеными пятнами) песчаников и алевролитов. Реже встречаются доломиты.

Карбонатно-терригенный комплекс среднего и верхнего девона и нижнего карбона развит на дне Центральной Балтики в районе Вентспилса—Лиепаи. На восточном склоне Готландской котловины имеются хорошие обнажения пород этого комплекса. Одно из таких обнажений на северо-западном склоне высокой гряды было прослежено на протяжении 5—7 км (от 56°50,5′ с. ш. 19°36,5′ в. д. до 56°53,4′ с. ш. 19°41′ в. д.). Состав пород на этом отрезке сохраняется неизменным и представлен пестроцветными песчаниками, красноцветными аргиллитами и доломитами. В образцах доломитов имеются пустоты, вероятно, от выщелачивания кристаллов гипса.

Галогенный терригенно-карбонатный комплекс пород перми плохо обнажен на дне Балтийского моря. На дне моря этот комплекс состоит из доломитов, известняков, алевролитов, песчаников и гравелитов. Каменная соль и ангидриты обнаружены в верхнепермских отложениях в разрезах буровых скважин, пробуренных вблизи советского (Калининградская область) и польского побережий. Так, северо-западнее Балтийска толща солей и ангидритов имеет мощность около 250 м и залегает на глубине около 0,9—1,2 км ниже дна моря. Наиболее чистая каменная соль находится в средней части толщи и составляет пласт мощностью до 100 м. Верхняя и нижняя части верхнепермской соленосной толщи содержат больше ангидрита. В них встречаются прослои доломитов и известняков. Во время образования этих соленосных толщ (около 255 млн лет назад) рассматриваемая часть дна Балтики представляла собой северо-восточную периферию большого солеродного бассейна, занимавшего почти весь север Западной Европы. В этом бассейне (он получил название цехштейнового) кроме каменной накапливались также калийные соли и медноносные сланцы.

Мезозойско-кайнозойский терригенный комплекс пород занимает обширную площадь в южной и юго-восточной частях Балтийского моря. В его составе выделены отложения нижнего триаса, юры, мела и палеогена.

Отложения нижнего триаса и юры прослеживаются по дну моря от района Паланги в юго-западном направлении. В районе Гданьского залива они перекрываются отложениями мелового периода и западнее на поверхность дна моря не выходят. Состав пород мезозойско-кайнозойского комплекса очень разнообразный. В триасе преобладают пестроцветные (бордовые, зеленые, серые) плотные глины, алевролиты, песчаники, мергели, оолитовые известняки. Находки линз и включений гипса в красноцветных глинах свидетельствуют о том, что в раннем триасе осадконакопление происходило в засоленных водоемах. Отложения юры на дне моря представлены песчаниками и песками кварцево-слюдистого состава, алевролитами, мергелями известняками, образование которых происходило в мелководном морском бассейне с нормальной соленостью воды. Наиболее широко на дне Южной Балтики распространены терригенные отложения меловой системы, представленные глауконито-кварцевыми песками, песчаниками, алевролитами с гнездами и желваками фосфоритов. Желваков иногда так много, что они сливаются в линзовидные слои.

Глауконитовые пески и песчаники с повышенным содержанием рудных минералов (ильменита, циркона) характерны для палеогена. В отложениях эоцена имеются слои алевролитов зеленовато-голубого цвета («голубая земля»), в которых заключено большое количество желваков и обломков янтаря. Эти слои являются продуктивным горизонтом, из которого добывается основная масса янтаря [9].

Отложения неогена являются терригенными и состоят из песков, алевритов и глин. Эти отложения содержат пласты бурого угля в неогеновых (миоценовых) отложениях. Это Грачёвское (вблизи Светлогорска) и Мамоновское. Запасы угля в них составляют более 50 млн. т. Не исключено, что бурые угли могут быть обнаружены в аналогичных отложениях на дне моря.

Таким образом, твердые породы дна Балтийского моря представлены в основном осадочными образованиями, которые по составу и возрасту разделены на ряд литолого-стратиграфических комплексов, слагающих северо-западное крыло Балтийской синеклизы.

Для этих отложений характерно пологое (3—5°) однообразное наклонное залегание слоев с преимущественным погружением на юг — юго-восток. Наиболее древние слои осадочного чехла (вендские) обнаружены в северной части моря. По направлению к югу они погружаются на глубину до нескольких километров и перекрываются более молодыми породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя (рис. 1.17). Самые молодые неогеновые породы имеются лишь в южной части Балтийского моря. Современные (голоценовые) и моренные отложения несогласно перекрывают более древние породы.

Вдоль побережья Самбийского полуострова мористее Светлогорска — Янтарного на глубине 3—96 м выявлена серия погруженных древнебереговых клифов, в которых обнажаются породы мезозойско-кайнозойского комплекса. Наиболее высокие и протяженные клифы характерны для более

прочных пород, представленных окварцеванными алевролитами и песчаниками палеогена. В слаболитифицированных породах мела и юры клифы небольшие по размерам (высота 0,5—1,0 м, протяженность 20—30 км) и очень пологие.

а затем опять появляются. Высота их достигает 80—100 м.

Клифы и глинты являются важными разделительными линиями на дне моря. В отличие от пологих подводных склонов море надолго задержи-

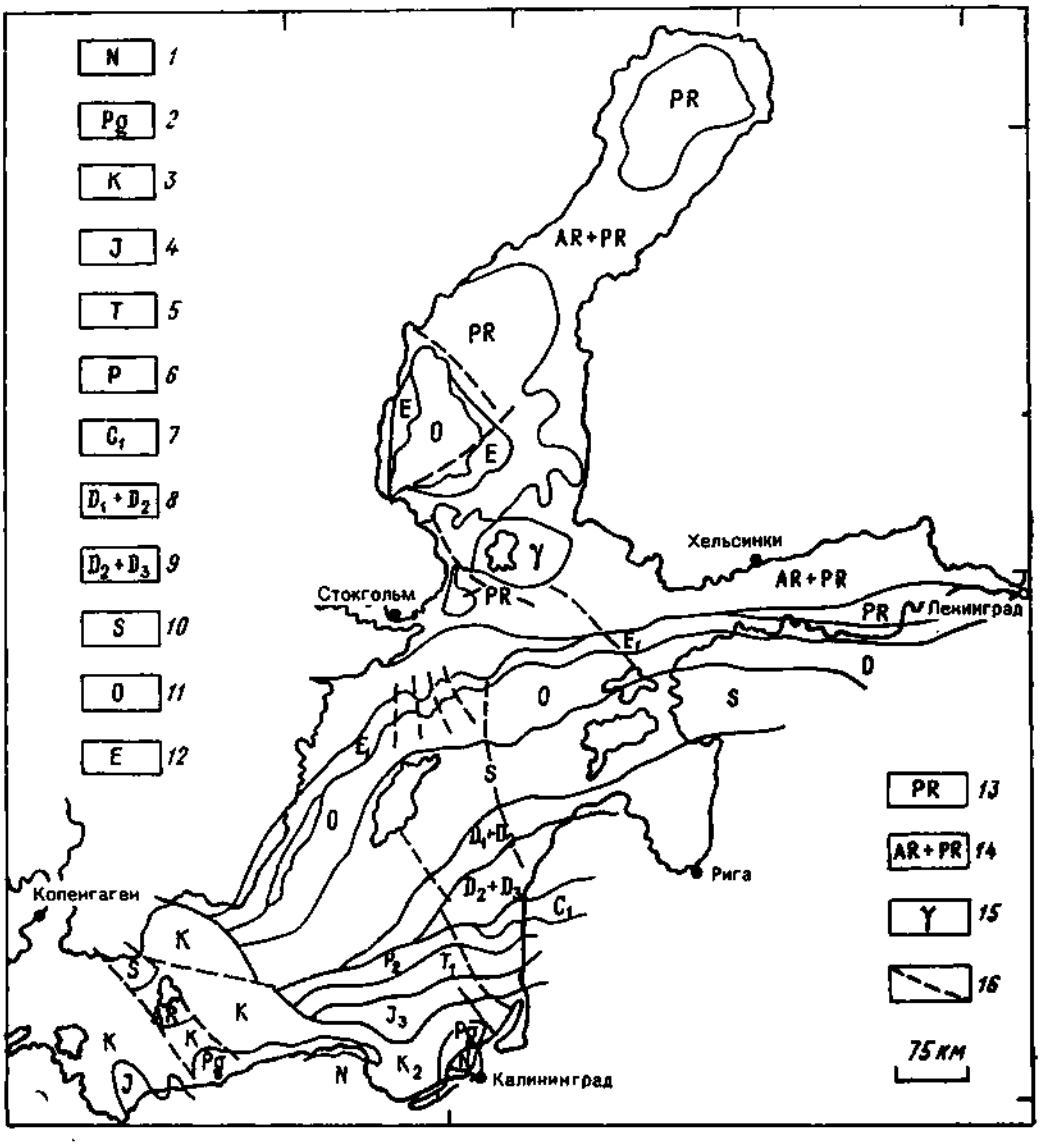


Рис. 1.17. Схематическая геологическая карта дна Балтийского моря (четвертичные осадки сняты) (составлена по материалам Атлантического отделения Института океанологии АН СССР с использованием геологических карт Евразии (1968 г.), Прибалтики (1978 г.) и зарубежных данных [139]).

Комплексы дочетвертичных горных пород. *1* — неогеновый (N), 2 — палеогеновый (Pg), 3 — меловой (K), 4 — юрский (J), 5 — триасовый (T), 6 — пермский (P), 7 — каменноугольный (C_1), 8 — нижне- и среднедевонский (D_1 и D_2 соответственно), 9 — средне- и верхнедевонский (D_2 и D_3 соответственно), 10 — силурийский (S), 11 — ордовикский (O), 12 — кембрийский (E), 13 — протерозойский (PR), 14 — архейский (AR) и протерозойский (PR), 15 — аландские граниты и метаморфические породы, 16 — разрывные нарушения.

Клифы и глинты — основные морфоструктуры на дне Балтийского моря, к которым приурочено наибольшее количество обнажений твердых пород. Эти морфоструктуры встречаются в разных частях моря на глубине до 160 м. В северной части Центральной Балтики выявлена система протяженных уступов (глинтов), заложенных в терригенных и карбонатных породах ордовика и кембрия. Эта система была прослежена нами с отбором образцов пород на протяжении более 130 км. Уступы здесь не являются непрерывными. Они кулисообразно заходят друг за друга, иногда прерываются, валось около таких линий (в результате чего собственно и возникает клиф). Породы, слагающие побережье, подвергались абразии и перемыву. И если эти породы были представлены песчаниками и алевролитами с повышенным содержанием рудных минералов (как это имеет место в меловых и палеогеновых отложениях), то при их размыве вдоль клифов могли формироваться остаточные россыпи циркона и ильменита, более богатые, чем материнские.

Так как древние береговые линии, с которыми связаны клифы, уступы и обнажения коренных по-

род на дне моря, имеют большое значение, рассмотрим некоторые закономерности их распределения. Они широко развиты в юго-восточной части моря [8, 35, 41]. В северной части Центральной Балтики они представляют собой высокие (до 100 м) и протяженные обрывы (глинты). В юго-восточной части моря было выделено шесть систем береговых линий и террас [8] (рис. 1.18). Стадии Иольдиева моря соответствует древнебереговая линия, находящаяся на глубине 62—55 м. Береговая линия Анцилового озера находится на глубине 42—35 м. Для Литоринового моря выделены уровни береговых линий, расположенные на глубинах 32—27, 20—16, 12—8 и 0—2—3 м. На восточном склоне

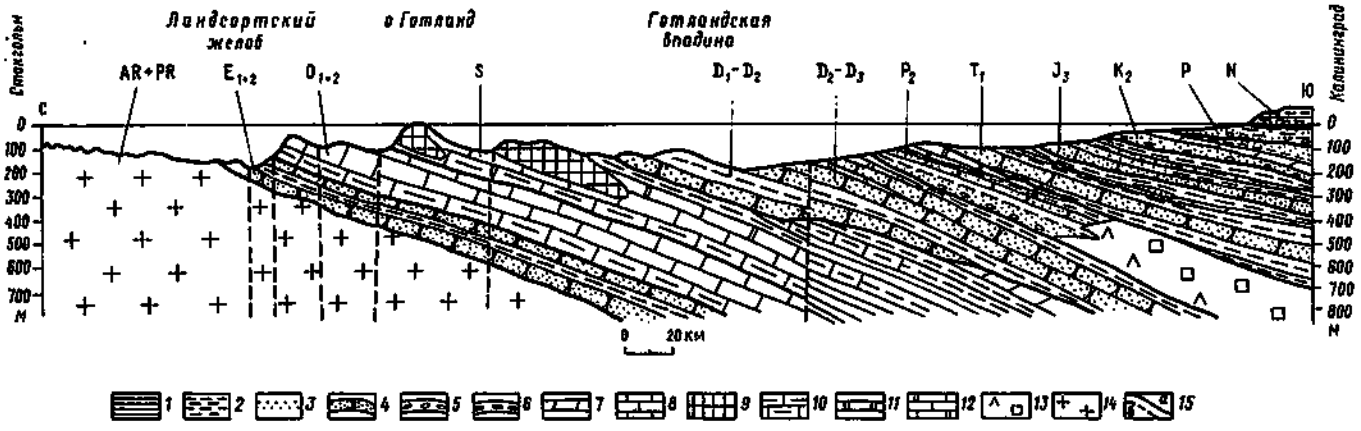


Рис. 1.18. Геологический разрез фанерозойского осадочного чехла дна Балтийского моря по линии Стокгольм—Калининград.

1 — аргиллиты, глины; *2* — алевролиты, алевриты; *3* — пески; *4* — песчаники; *5* — конгломераты; *6* — желваки фосфоритов; *7* — мергели; *8* — известняки; *9* — массивы рифовых известняков; *10* — глинистые известняки; *11* — доломиты; *12* — доломитистые известняки; *13* — ангидриты и соли; *14* — граниты, гнейсограниты и другие магматические и метаморфические породы Балтийского щита; *15* — границы: *а* — стратиграфические, *б* — разрывные; индексы указывают возраст пород (см. рис. 1.17).

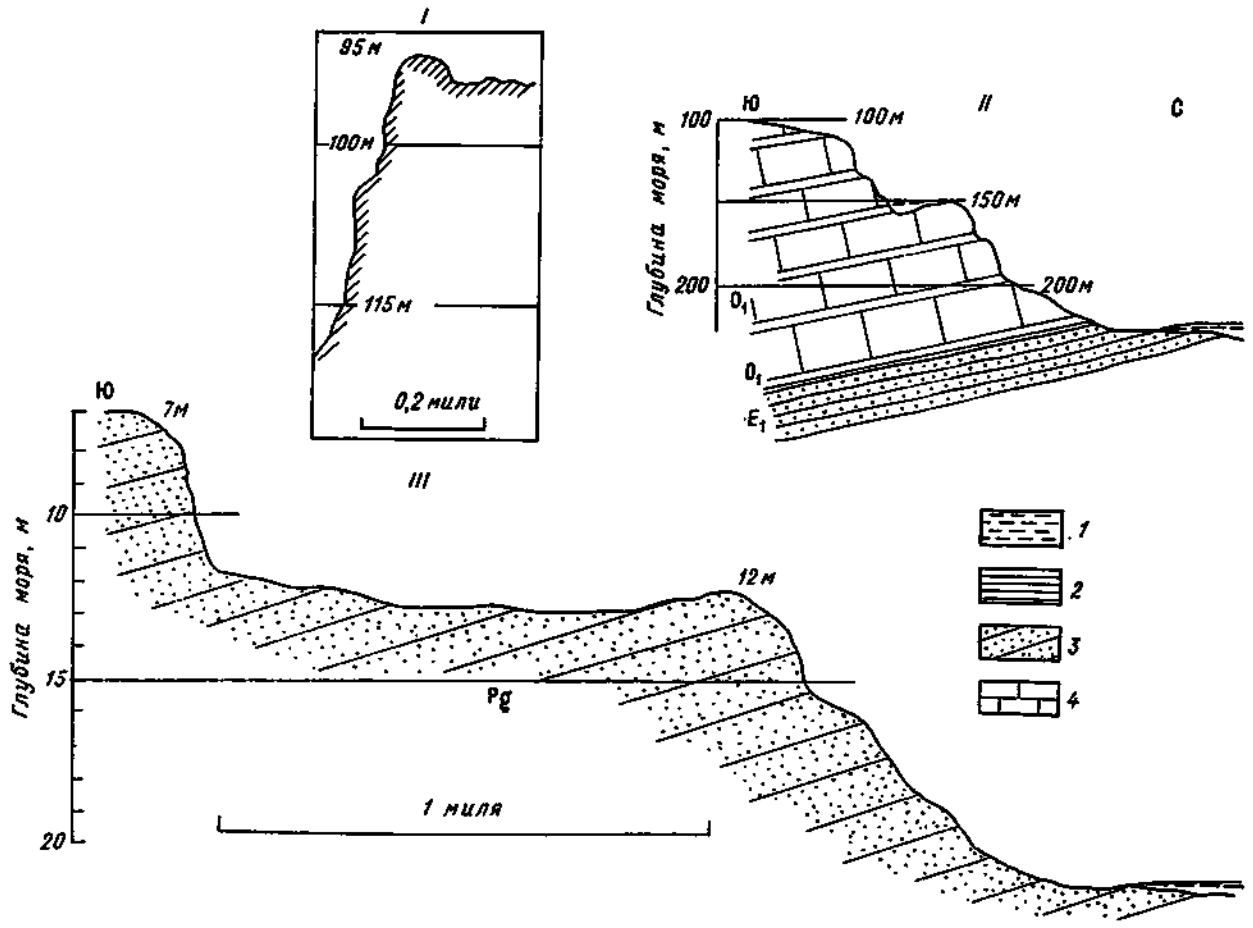


Рис. 1.19. Примеры профилей древнебереговых клифов и уступов в рельефе дна Центральной Балтики.

I — эхолотная запись уступа (глинта) в северной части Центральной Балтики (58°33′ с. ш. 20°33′ в. д., ст. Ш-1398); II — профиль глинта и геологический разрез ордовика по данным эхолотного промера и драгировок; III — геологический разрез палеогена и положение древних клифов (крутые участки) на эхолотном профиле; положение профилей I—III показано на рис. 1.16; состав осадков и пород: 1 — современные терригенные осадки, 2 — аргиллиты, 3 — песчаники, 4 — известняки; индексы указывают возраст пород: Pg — палеогеновый, O_1 — нижнеордовикский, E_1 — нижнекембрийский.

Гданьской впадины нами были обнаружены, кроме перечисленных выше, уступы на дне моря на глубинах 90—95, 24—16, 20—12, 4—6 м. Таким образом, количество древнебереговых уровней Балтийского водоема в юго-восточной части Центральной Балтики должно быть увеличено по меньшей мере до 10. Уступы хорошо сохранились на подводном склоне Самбийского полуострова. Спектр распределения глубин уступов здесь почти непрерывный (от 95 до 4 м). Уступы невысокие (не более 15 м), крутые, иногда почти отвесные (рис. 1.19). Протяженность их обычно невелика — несколько километров.

Серия уступов была выявлена на склоне Готландской впадины между Палангой и Лиепаей, на глубине 80—60 м. Эти уступы, видимо, отвечают стадии Иольдиева моря (60—50 м) и Балтийских ледниковых озер. Между Лиепаей и Вентспилсом на склоне Готландской впадины обнаружен хорошо выраженный в рельефе уступ, выработанный в доломитах и терригенных пестроцветных породах девона. Глубина его 140—105 м, протяженность около 30 км.

На широте Вентспилса фиксируется серия слабовыраженных в рельефе дна выположенных уступов, сложенных терригенными породами среднего и нижнего девона. Высокие (до 100 м) и протяженные (до 20—30 км) уступы на дне моря имеются западнее и севернее островов Сааремаа и Хийумаа (см. рис. 1.19). На таких высоких уступах распространение моря в горизонтальном направлении длительное время не происходило — море задерживалось перед ними. Изменение уровня моря приводило к тому, что на одном уступе (глинте) вырабатывалась серия ступенек (клифов), отвечающих определенной стадии развития моря (см. рис. 1.19).

1.4. Плейстоценовые и раннеголоценовые отложения

В Балтийском море четвертичные[1] отложения залегают с большим стратиграфическим несогласием на породах разных геологических систем. Положение подошвы четвертичных отложений и мощность покрова определяются в основном рельефом поверхности дочетвертичных пород, процессами ледниковой аккумуляции и голоценового осадконакопления.

В рельефе дочетвертичных пород выделяются крупные отрицательные формы (рис. 1.20), поверхность которых опускается до —1000... —300 м и более. Эти формы разделены валообразными поднятиями, валами, порогами и плато, абсолютная высота которых достигает —20... —90 м [90]. В северной части моря рельеф поверхности дочетвертичных пород характеризуется сильной расчлененностью и наличием крупных уступов. В южной части поверхность более выровнена. По всему Балтийскому морю распространены погребенные долинообразные врезы, глубина которых достигает 200 м и более. Палеоврезы имеют продолжение на суше и, по-видимому, являются эрозионными палеодолинами. Эти долины взаимосвязаны и, вероятно, имели общий сток в южной части моря. Долинообразные понижения, как правило, выровнены плейстоценовыми отложениями, но иногда их направление прослеживается в современном рельефе дна. На крутых уступах и в пределах отдельных возвышенностей четвертичные отложения составляют покров в несколько метров или вообще отсутствуют.

1.4.1. Мощность

Четвертичные отложения покрывают дно Балтийского моря почти сплошным покровом (рис. 1.21). Они отсутствуют лишь там, где наблюдаются сильные придонные течения или где волновые процессы касаются дна. Это в основном северо-западная часть Балтийского моря, где на дне либо на крутых обрывах впадин (например, Ландсортской впадины) и склонов островов и банок обнажаются докембрийские (протерозойские) породы. Максимальная мощность обнаружена на днище Ландсортской впадины — 160 м (рис. 1.22). На большей же площади дна мощность четвертичных отложений колеблется от 10 до 40 м.

Четвертичные отложения по акустическим и другим свойствам разделяются на плотные (моренные) и рыхлые (глины, илы). Рыхлые отложения накопились уже в водной среде — в Балтийском ледниковом озере и в собственно Балтийском море. Рыхлые осадки (рис. 1.23) приурочены преимущественно к впадинам или к центральным (глубоководным) частям заливов. Максимальные мощности рыхлых осадков измерены в Готландской (до 50 м) и Ландсортской впадинах (до 100 м).

Изменение мощности плейстоценовых отложений связано с особенностями ледниковых процессов. В зонах активной седиментации отмечаются ледниковые отложения значительной мощности, а в зонах преимущественной экзарации местами они вообще отсутствуют. Дифференцированное ледниковое выпахивание (экзарация) и процессы голоценового осадконакопления способствовали обнажению на поверхности дна разновозрастных четвертичных отложений и дочетвертичных пород. В зонах активного волнового воздействия ледниковые отложения часто сверху прикрыты песчано-гравийно-галечными отложениями с валунами, являющимися продуктами их размыва. За пределами этой зоны области распространения моренных отложений хорошо отражаются в характере рельефа дна. Здесь наблюдается слабохолмистая (зубчатая) поверхность рельефа дна, которая мало переработана последующими абразионными и аккумулятивными процессами. На глубине более 30 м происходят процессы голоценового осадконакопления, и здесь плейстоценовые отложения перекрыты алевритами, илами. Рельеф дна здесь сглаженный, и только отдельные более крупные положительные формы выделяются на общем выровненном фоне.

На поверхности дна Балтийского моря плейстоценовые ледниковые отложения обнаружены, начиная с прибрежной зоны и до глубины 160 м

[1] Четвертичный период (Q) — современный период в истории развития Земли. Он охватывает интервал времени 1,8—0 млн. лет назад; подразделяется на плейстоцен (от греческих «плейстос» — наиболее и «кэнос» — новый) (1,8—0,01 млн. лет назад) и голоцен (от греческих «голос» — весь и «кэнос» — новый) (10—0 тыс. лет назад).

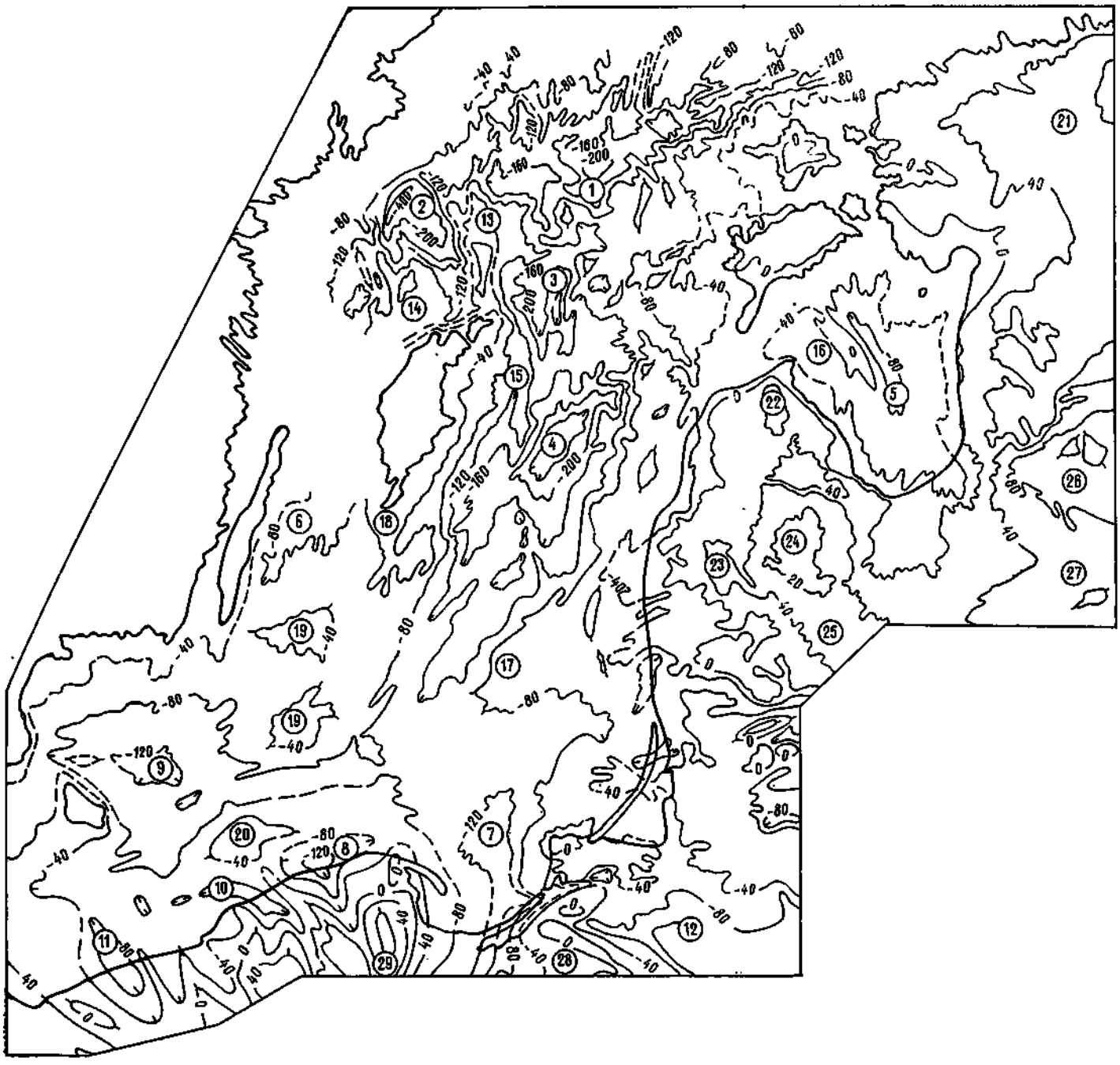


Рис. 1.20. Рельеф поверхности дна дочетвертичных пород (изобаты в м от поверхности воды). По данным [90].

Впадины (цифры в кружках): 1 — Северо-Балтийская, 2 — Ландсортская, 3 — Форё, 4 — Готландская, 5 — Рижская, 6 — Эландская, 7 — Гдыньская, 8 — Лебская, 9 — Борнхольмская, 10 — Слупская, 11 — Щецинская, 12 — Правдинская; валы, пороги, возвышенности, плато: 13 — Готска-Сандё, 14 — Центрально-Ландсортское плато, 15 — Средне-Готландский вал, 16 — Рухну, 17 — Лиепайско-Лебский, 18 — Готландский, 19 — Северная и Южная Средние банки, 20 — Слупское плато, 21 — Пандиверская возвышенность, 22 — Дунаганская, 23 — Южно-Курземская, 24 — Восточно-Курземская, 25 — Шауляйская, 26 — Видземско-Алуксенская, 27 — Рошнкская, 28 — Ольштынская, 29 — Кошубийская.

(рис. 1.24). Наиболее широко они распространены на глубине 40—80 м. На глубине менее 40 м часто распространен песчано-гравийно-галечный материал, являющийся продуктом размыва ледниковых отложений, залегающих под этим материалом. Эти гравийно-галечные отложения, получившие название «каменная отмостка», препятствуют дальнейшему размыву ледниковых отложений. Обширные поля развития указывают на распространение плейстоценовых ледниковых отложений под ними в этих районах.

Ледниковые отложения дна Балтийского моря различаются между собой по физическим характеристикам. Наиболее плотными являются темно-коричневые и желтовато-коричневые разновидности, обогащенные железомарганцевыми гидроокислами. Они сохраняют монолитную форму, хорошо ломаются. Местами на поверхности встречается уплотненная ожелезненная корка. Ледниковые отложения серого и голубовато-серого цвета менее плотные, иногда мягкие или даже разжиженные. Коричневые и серовато-коричневые отложения мягкие, вязкие, глиноподобные. Иногда ледниковые отложения коричневого цвета постепенно переходят в серые разновидности. Среди коричневых разновидностей встречаются линзы сероватых и голубовато-серых оттенков. Окраска, как и физические свойства (плотность) ледниковых

Рис. 1.21. Схема изопахит (м) четвертичных отложений. По данным [87].

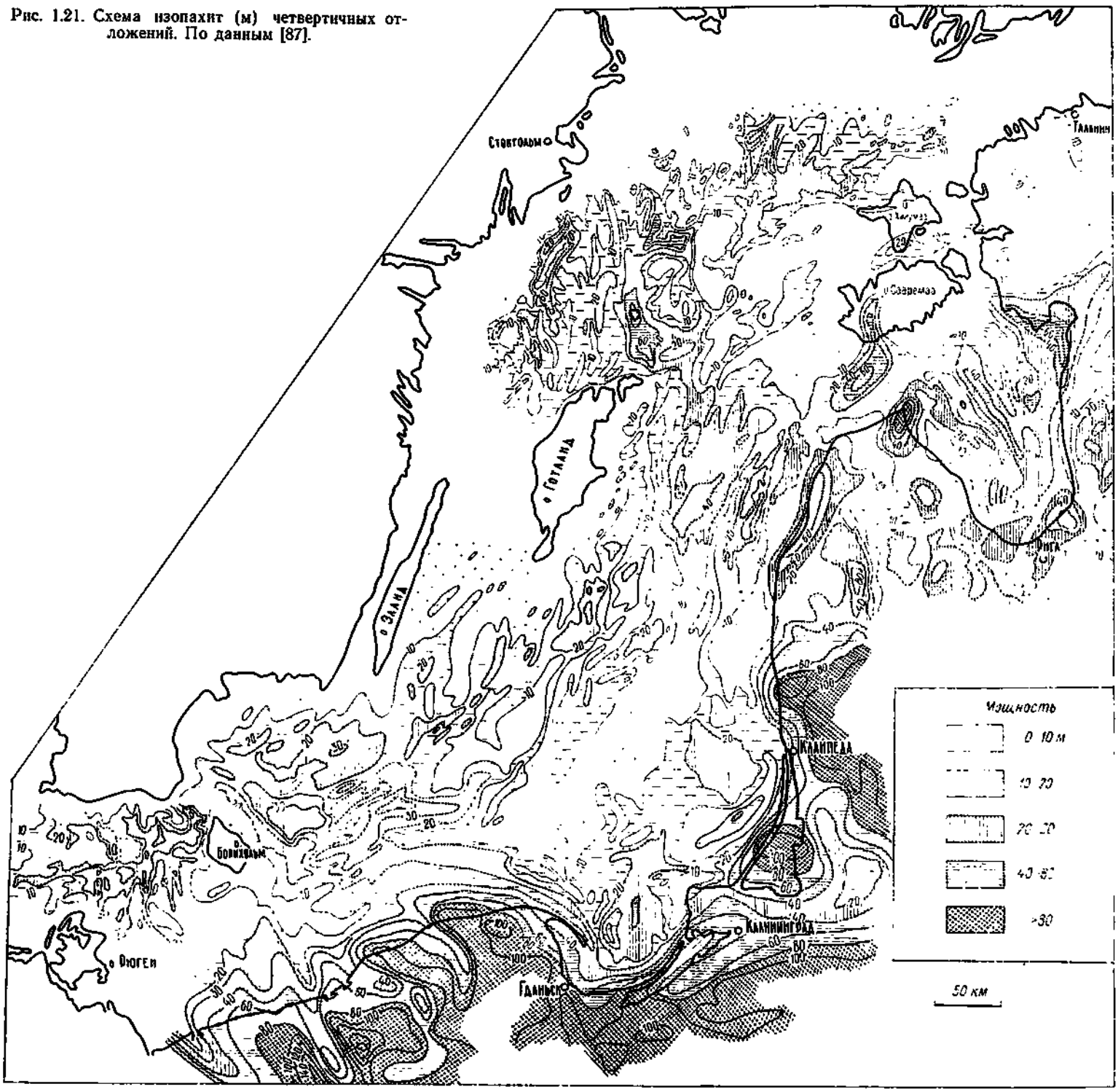


Рис. 1.22. Поперечный сейсмический профиль через Ландсортский желоб (глубина 459 м).

Желоб заполнен горизонтально залегающими осадками.

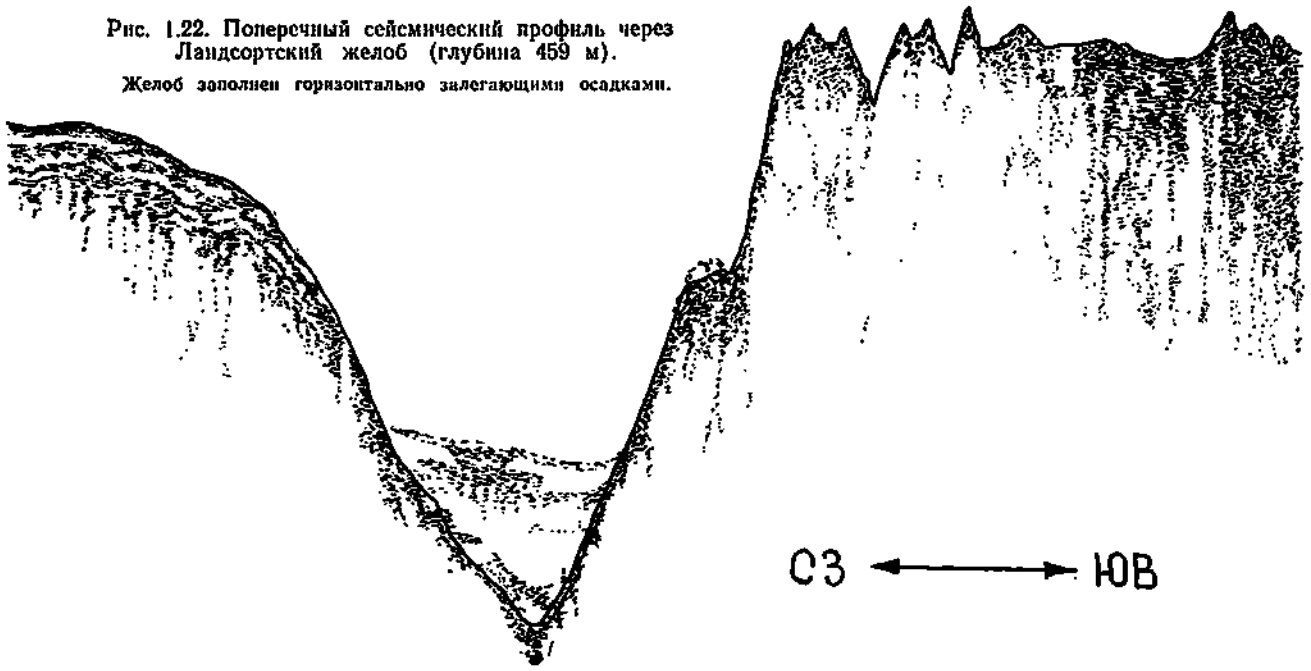
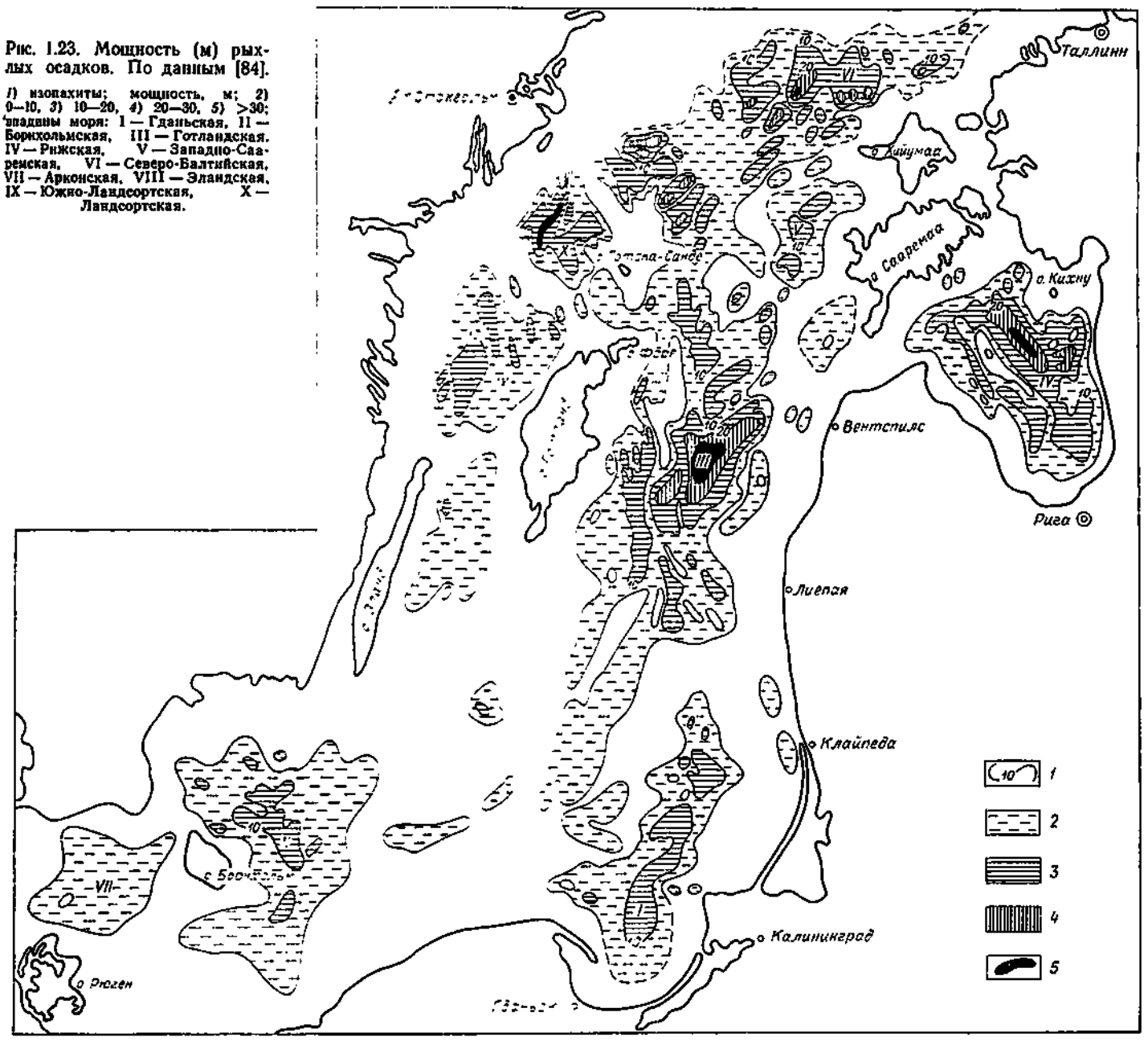


Рис. 1.23. Мощность (м) рыхлых осадков. По данным [84].

1) изопахиты; мощность, м; 2) 0—10, *3*) 10—20, *4*) 20—30, *5*) >30; впадины моря: I — Гданьская, II — Борнхольмская, III — Готландская, IV — Рижская, V — Западно-Саремская, VI — Северо-Балтийская, VII — Арконская, VIII — Эландская, IX — Южно-Ландсортская, X — Ландсортская.



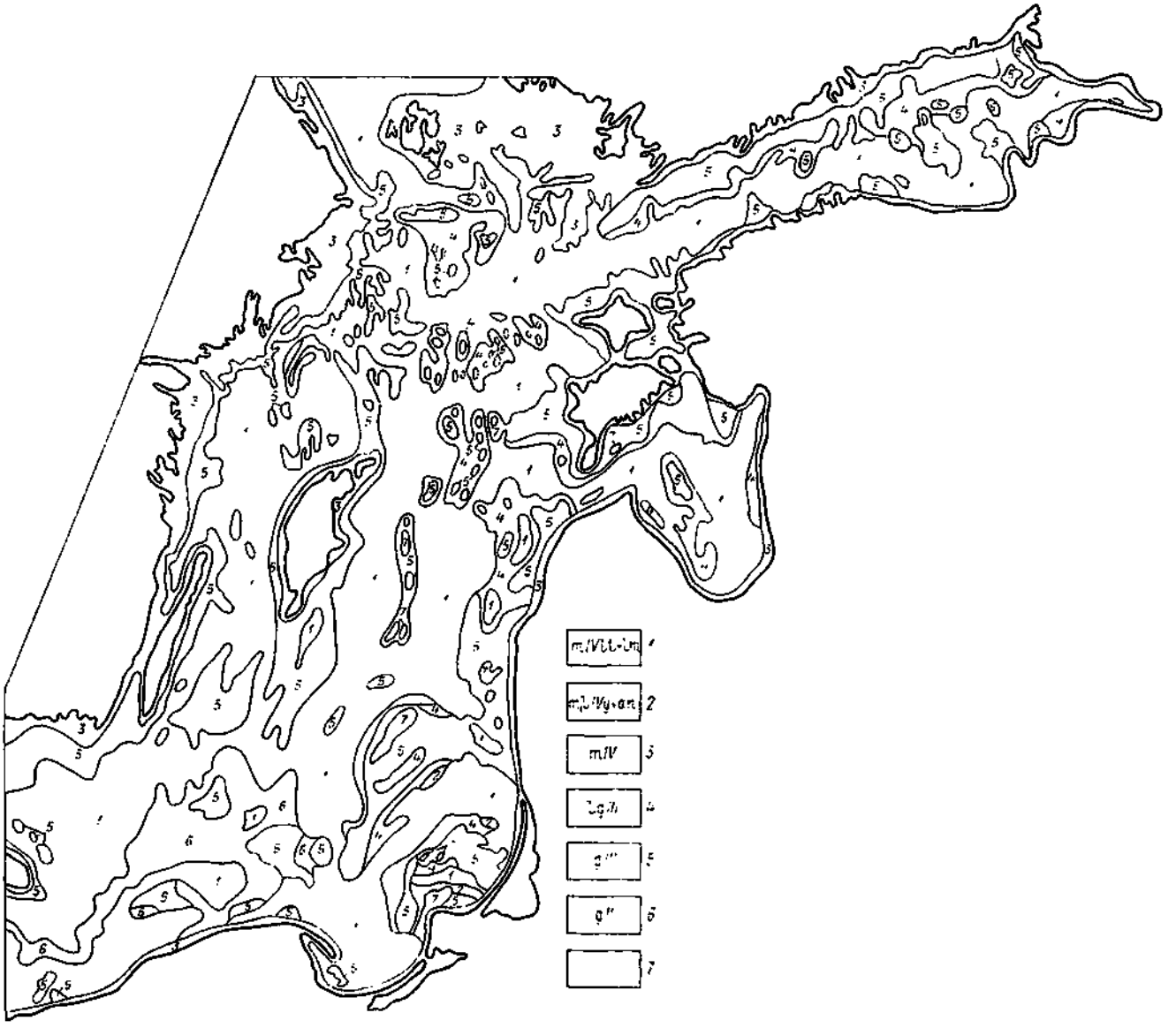


Рис. 1.24. Карта четвертичных отложений Балтийского моря.

1 — гравийно-галечные отложения, *2* — пески, *3* — алевриты, *4* — пелиты, *5* - - плейстоценовые отложения.

отложений, зависит от состава пород субстрата, условий накопления и последующих геохимических процессов.

По площади дна моря четкого изменения цвета ледниковых отложений не наблюдается. В одном и том же районе встречаются коричневые, коричневато-серые разновидности отложений. В южной части моря (южнее Паланги) преобладают отложения коричневого цвета, в средней части (Паланга—Вентспилс) — коричневато-серого и серого, а севернее — серые и голубовато-серые.

Твердое дно (твердые коренные породы и морены) распространено в основном в юго-восточной части моря и в Ботническом заливе. Песчаное дно с небольшими ареалами твердого дна характерно для западной и юго-восточной областей моря, а также для Рижского залива. Для северных частей Балтики и для Финского залива характерно «твердое» дно (морены, пески) с небольшими ареалами «мягкого» дна (илов). Для центральных частей впадин и наиболее глубоководных частей заливов (Рижского, Финского, Ботнического и др.) характерно мягкое (илистое) дно.

На дне Балтийского моря прослеживается несколько моренных гряд, пересекающих впадину моря с запада на восток. Эти гряды отмечают рецессионные остановки деградирующего (отступающего) ледника последнего оледенения. Они представляют краевые (конечные) морены, которые хорошо прослеживаются на сопредельных территориях Прибалтики. На дне Балтики в южной части отмечена краевая ледниковая гряда Слупской фазы, в средней части — две гряды Готландской и Сааремской фаз, а в южной части Ботнического залива — три гряды Северо-Балтийской регрессионной фазы отступающего ледникового покрова.

1.4.2. Литологический состав

Четвертичные отложения состоят из разных по составу и физическим свойствам пачек, или слоев (табл. 1.3). Это (снизу вверх) морены, ленточные глины, микроленточные глины, гомогенные гидротроплитовые и гомогенные розовые или серые глины (см. рис. 1.7). На последних залегают голо-

Таблица 1.3

Литологостратиграфические комплексы позднечетвертичных глубоководных отложений Балтийского моря. По А. И. Блажчишину, В. К. Лукашеву и др. [12] с дополнениями и изменениями

Комплекс	Обстановка седиментации	Характеристика осадков								Содержание компонентов, %		Средняя скорость седиментации, мм/год
		текстура	цвет	плотность, г/см³	влажность, %	коэффициент пористости	магнитная восприимчивость, ед.	механический состав	аутигенные минералы	$C_{орг}$	$CaCO_3$	
VI. Сапропелевидные илы (средний—верхний)	Морская, восстановительная	Гомогенная, пятнистая, тонкослоистая	Зеленовато-серый, темно-серый, черный	1,06—1,35	50—80	3,0—7,2	5—15	Алевриты, пелиты; фракция <0,001 мм, до 20 %	Mn-карбонаты, родохрозит, кальцит, сидерит, фосфаты Fe, Mn, сульфиды Fe, Mn, барит	2—12	0—5	0,1—0,5
V. Глины Анцилового озера и Иольдиевого морей	Озерная, слабовосстановительная окислительная	Гомогенная, пятнистая, коломорфная	Голубовато-серый, серый с черными пятнами и прослоями	1,13—1,80	36—65	2,9—4,8	10—30 (в сульфидных прослоях до 120)	Пелиты; фракция <0,001 мм, 20—70 %	Гидротроилит, грейгит, пирит, вивианит, барит	0,5—2,0	0—5	0,5—1,5 (до 2,0—4,0)
IV. Глины Балтийского ледникового озера	Озерная, окислительная	Микроленточная, гомогенная	Палевый, серый, коричневый	1,18—1,80	30—35	2,6—3,8	22—26	Пелиты; фракция <0,001 мм, 60—80 %	Гидротроилит, грейгит, вивианит	0,2—0,7	0—10	1—3
III. Глины Балтийских приледниковых водоемов	Озерноледниковая, подледная, окислительная	Ленточная	Серый, коричневый	1,38—1,85	28—50	2,0—3,4	20—27	Пелиты; фракция <0,001 мм, 50—70 %	Кальцит, барит	0,2—0,4	5—30	5—10
II. Покровная (абляционная) морена	Водно-ледниковая, окислительная		Серый, коричневый, бурый	1,8—2,2	15—40	—	15—35	Глины, суглинки, супеси	Кальцит, гидроокислы Fe, Mn	0,2—0,5	5—40	—
I. Донная (основная) морена	Ледниковая		Серый, коричневый, бурый	2,1—2,4	5—20	—	17—40	Глины, суглинки, супеси	То же	0,2—0,5	5—50	—

ценовые илы (во впадинах), которые накопились за последние 7—8 тыс. лет.

Морены. Наибольшие площади распространения морен приурочены либо к прибрежным мелководным участкам (глубина менее 40—25 м), либо к подводным банкам вдали от берегов с глубиной над ними 10—25 м. В этом случае банки представляют собой небольшие моренные возвышенности на дне моря с пологими (угол наклона менее 1°) бортами. На вершинах таких возвышенностей залегают песчаные, гравийно-галечные и валунные отложения, представляющие собой остаток от размыва морен. Наиболее известными из таких банок являются: Кригер-Флак (Арконская впадина), Слупская, Южная Средняя, Северная Средняя, Хобурге-Банк, Клинтс-Банк и многие другие.

Иногда морены представляют собой не отдельные возвышенности, а длинные моренные гряды. Одна из таких гряд — Клайпедско-Гданьский порог, простирающийся от Клайпеды на юго-запад. Поперечный профиль через эту гряду показывает (рис. 1.25), что морены практически не прикрыты голоценовыми осадками. Они подвергаются размыву придонными течениями, их поверхность нередко покрыта железистыми корками, отдельными валунами, щебнем и галькой. В понижениях дна (в «карманах») на моренах скапливаются пески или песчано-гравийные или алевритовые осадки.

Ледниковые отложения являются полигенными многокомпонентными образованиями. Литологические особенности их обусловлены соотношением различных фракций: от тончайших пелитовых (0,001 мм) до гравийно-галечных (0,1—10 см) и валунного материала (10 см). Количество тех или иных фракций в ледниковых отложениях обусловливает литологическое их название. Содержание алевритовых частиц (0,1—0,01 мм) в ледниковых отложениях изменяется мало; их гранулометрический состав определяется в основном соотношением частиц >0,1 мм и <0,01 мм. Исходя из этого гранулометрическая классификация отложений проводится по количеству в них пелитовых (<0,01 мм) частиц (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Классификация ледниковых отложений (морен) по гранулометрическому составу [26]

Вид моренных отложений и их разновидность	Количество фракции <0,01 мм, %	Вид моренных отложений и их разновидность	Количество фракции <0,01 мм, %
Глина		Супесь	
тонкая	>75	тонкая	30—20
грубая	75—50	грубая	20—10
Суглинок		Песок	
тонкий	50—40	тонкий	10—5
грубый	40—30	грубый	<5

На дне Балтийского моря встречаются все приведенные в табл. 1.4 типы и разновидности ледниковых отложений (морен), за исключением тонкой глины и моренного песка. Наиболее широко встречаются ледниковые супеси, суглинки и глины, средний гранулометрический состав которых приведен в табл. 1.5. Изменения количества отдельных фракций в пределах одного литологического типа довольно значительны, но сохраняется общая тенденция уменьшения частиц >0,05 мм от супесей к глинам и увеличение количества фракций <0,005 мм.

Гистограммы ледниковых отложений (морен) дна Балтийского моря имеют сложный характер (рис. 1.26). Во всех литологических разновидностях отмечается повышенное содержание гравийно-галечного материала, что выражается незначительной вершиной в начале гистограмм.

Приведенные закономерности распределения фракций в моренах по средним данным не являются результатом суммирования отдельных проб различного литологического состава, хотя встречается определенное количество образцов, в которых рас-

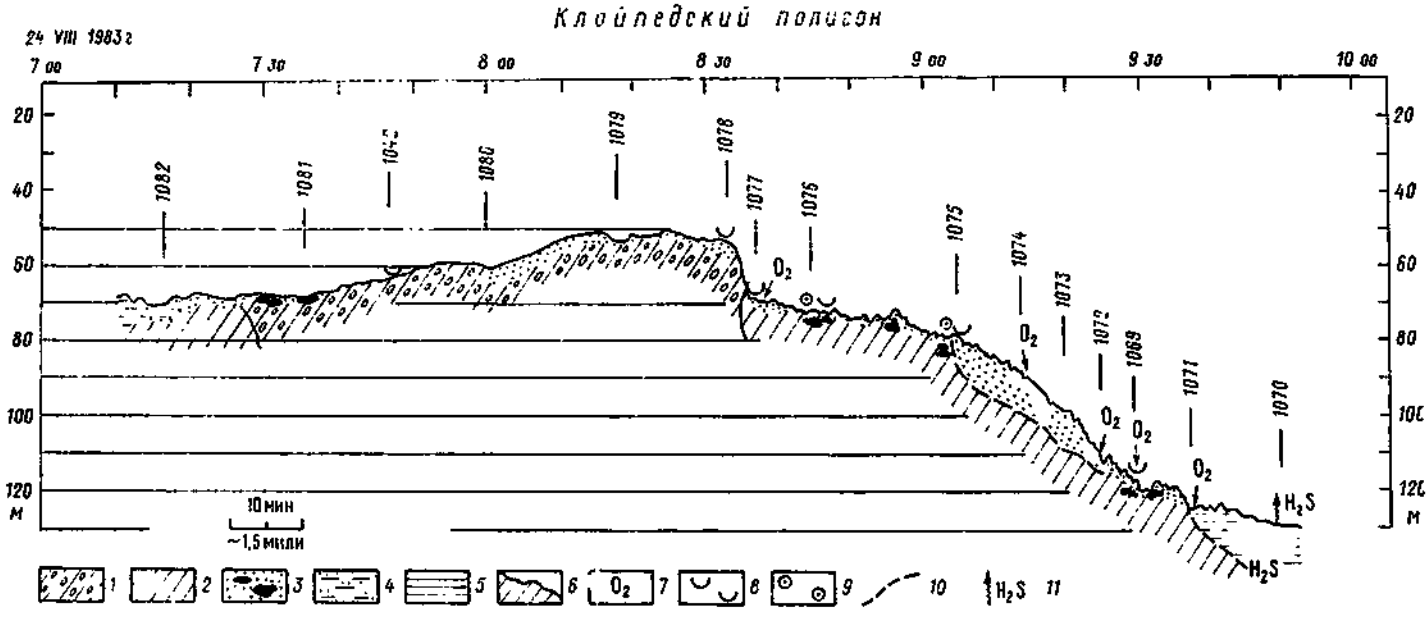


Рис. 1.25. Временной профиль рельефа дна и распределение донных отложений в районе Клайпедско-Гданьского порога.

Сверху указаны: номера станций НИС «Шельф», дата и часы работы (ч, мин): *1—5* — типы отложений: *1* — суглинок моренный; *2* — глина позднеледниковая; *3* — пески с галькой, валунами; *4* — алевриты терригенные; *5* — ил глинистый; *6* — наличие на глине и песках пленки; *7* — наличие окисленной пленки; *8* — железомарганцевые корки (древние); *9* — железомарганцевые конкреции (древние); *10* — граница позднеледниковых глин и голоценовых осадков; *11* — диффузия H_2S.

Таблица 1.5

Средний гранулометрический состав ледниковых супесей, суглинков и глин дна Балтийского моря

Тип отложений	Фракция, мм					
	> 1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01
Супесь	7,2 21,2—0	4,4 12,9—0	10,2 44,4—0,1	16,9 44,9—2,4	20,6 43,9—2,8	20,0 46,1—4,7
Суглинок	7,4 19,6—0	2,5 5,2—0	4,8 15,1—0,8	9,8 17,1—3,5	13,3 22,4—3,1	22,5 40,9—8,3
Глина	4,6 13,3—0	1,5 5,6—0	2,8 6,7—0,3	6,0 12,1—1,0	8,3 14,9—3,1	15,9 35,7—2,3

Тип отложений	Фракция, мм				Md	Количество проб
	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	< 0,01		
Супесь	12,8 26,9—7,6	5,2 14,4—0	2,7 11,9—0	20,7 29,9—5,4	0,09 0,26—0,04	20
Суглинок	11,4 15,2—7,0	16,5 20,2—6,4	11,8 22,8—0	39,7 49,9—14,6	0,029 0,065—0,012	39
Глина	11,7 29,7—2,3	21,0 34,5—11,7	28,2 39,7—12,4	60,9 76,4—50,9	0,006 0,009—0,002	23

Примечание. В числителе — среднее содержание фракций, %; в знаменателе — пределы их изменений.

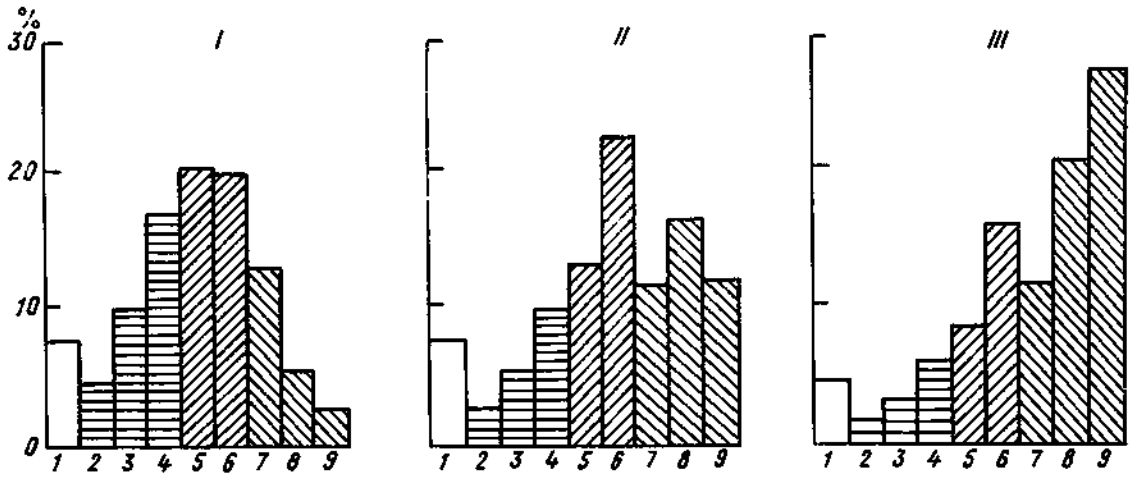


Рис. 1.26. Гистограммы ледниковых отложений дна Балтийского моря.

I — супесь, II — суглинок, III — глина; фракции, мм: *1*) >1; *2*) 1—0,5; *3*) 0,5—0,25; *4*) 0,25—0,1; *5*) 0,1—0,05; *6*) 0,05—0,01; *7*) 0,01—0,005; *8*) 0,005—0,001; *9*) <0,001.

пределение фракций не соответствует приведенному на гистограммах. В ледниковых глинах около 20 % проб имеют распределение фракций, аналогичное их распределению в суглинках, а максимумы на гистограммах во фракциях 0,05—0,01 мм и <0,001 мм встречаются в 90 % проб. Аналогичная картина наблюдается в суглинках. В супесях только 40 % проб имеют распределение фракций, приведенное на гистограмме I (см. рис. 1.26), а 30 % проб супесей имеют распределение, аналогичное распределению фракций в суглинках (гистограмма II) и глинах (гистограмма III). Это указывает на то, что распределение фракций в ледниковых супесях имеет сложный характер. Их гранулометрический спектр представлен тремя типами гистограмм (см. рис. 1.26) приблизительно в одинаковых количествах. Приведенные данные показывают, что только незначительная часть супесей образовалась в условиях нормальной (водной) осадочной дифференциации, а основная часть ледниковых отложений имеет гетерогенный состав, не достигший полной дифференциации осадочного материала.

Литологический (гранулометрический) состав моренных отложений по площади дна моря изменяется незначительно. Моренная супесь чаще встречается западнее Самбийского полуострова и восточнее о. Готланд. Севернее Самбийского полу-

Таблица 1.6

Минеральный состав позднечетвертичных осадков Балтийского моря (рейс 26А НИС «Академик Курчатов», июнь—июль 1978 г.). По данным дифрактометрического анализа на ДРОН-1,5 (% массы валовой пробы осадка)

Горизонт, см	Тип осадка	$CaCO_3$	Монтмориллонит	Иллит	Каолинит	Хлорит	Кварц	Калиевые полевые шпаты	Плагиоклазы	Кальцит	Доломит	Амфиболы	Пирит	Сумма				Ка/Пш **	Пл/Кпш	Ка+Пш/ глинистые минералы ***
														глинистых минералов	карбонатов	кристаллических фаз	аморфных фаз			
Рижский залив, станция 2578, глубина 30 м																				
0—2	Ил мелкоалевритовый, терригенный, бурый с мелкими шаровидными конкрециями	6,25	0	23	6 *		16	19	13	0	10	0	0	29	10	87	13	0,5	0,68	1,66
2—4	То же	3,25	0	23	3 *		12	14	10	0	6	0	0	26	6	68	32	0,5	0,71	1,38
5—10	Ил мелкоалевритовый терригенный, коричневый, со сфероидными конкрециями	5,00	0	19	3 *		23	26	19	0	7	Сл.	0	22	7	97	3	0,51	0,73	3,09
14—16	То же	11,51	0	25	4 *		19	22	14	0	11	„	0	29	11	95	5	0,52	0,63	1,9
20—23	Крупный алеврит терригенный, коричневый	2,51	0	14	Сл.		24	32	22	0	5	„	0	14	5	97	3	0,44	0,68	5,57
54—56	Ил мелкоалевритовый, терригенный, серый, слабо пятнисто-полосчатый	9,01	3	23	6	3	16	17	14	0	12	„	0	35	12	94	6	0,51	0,82	1,34
108—110	Ил мелкоалевритовый терригенный, серый	10,01	Сл.	20	6	4	11	11	9	0	12	2	0	30	12	75	25	0,55	0,81	1,03
189—192	Ил мелкоалевритовый, коричневый, плотный, пятнистый, с мелкими гроздевидными микроконкрециями	15,51	0	22	3 *		15	19	14	0	18	Сл.	0	25	18	91	9	0,45	0,73	1,92
210—213	Глина коричневая	16,01	0	24	6 *		15	16	15	0	23	„	0	30	23	99	1	0,48	0,93	1,53
288—290	Песок мелкозернистый, терригенный, коричневый	11,76	0	13	Сл. *		20	27	19	0	16	3	0	13	16	98	2	0,43	0,70	5,08
350—355	Глина коричневая	17,51	0	38	6	4	8	9	8	6	15	Сл.	0	48	21	94	6	0,47	0,88	0,52
418—422	Глина пестрая, микроленточная	15,01	0	35	4	3	11	14	10	4	17	„	0	42	21	98	2	0,46	0,71	0,83
Гданьская впадина, станция 2682, глубина 110 м																				
0—7	Ил алевритово-пелитовый терригенный, темно-серый	0,00	14	27	10	4	17	7	7	0	0	0	0	55	0	86	14	1,21	1	0,56
50—60	То же, зеленовато-серый	—	12	21	4	7	17	7	8	0	Сл.	0	4	44	Сл.	80	20	1,13	1,14	0,73
110—120	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, светлый зеленовато-серый	2,00	8	25	10	6	19	7	6	0	„	0	3	49	„	84	16	1,46	0,86	0,65
170—180	То же	4,75	11	18	8	6	18	8	8	0	6	0	Сл.	43	6	83	17	1,12	1	0,79

230—239	Ил мелкоалевритовый, терригенный, зеленовато-серый	1,75	6	29	10	5	20	9	9	0	Сл.	0	Сл.	50	Сл.	88	12	1,11	1	0,76
291—300	Ил пелитовый, терригенный, темно-серый, слабополосчатый	0,25	8	30	5	5	17	16	13	0	0	0	3	48	0	97	3	0,59	0,81	0,96
333—341	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, темно-серый, слабо полосчатый	—	7	27	7	7	20	8	10	0	0	0	5	48	0	86	14	1,11	1,25	0,79
360—370	Глина черная	—	8	23	11	7	20	9	12	0	0	0	0	49	0	90	10	0,95	1,33	0,84
430—440	Глина серая	—	12	24	11	4	17	8	10	0	0	0	0	51	0	86	14	0,91	1,25	0,69
500—510	Глина полосчатая	0,00	12	28	8	7	24	8	9	0	0	0	0	55	0	96	4	1,41	1,12	0,74
570—580	То же	0,00	10	28	8	Сл.	20	8	10	0	0	0	0	46	0	84	16	1,11	1,25	0,83
650—660	„	0,00	12	17	4	4	17	7	10	0	0	0	0	37	0	71	29	1,00	1,43	0,92
706—717	Глина темно-серая, однородная	—	8	29	8	6	19	9	13	0	0	0	0	51	0	92	8	0,86	1,44	0,8
770—780	Глина темно-серая	—	10	27	12	5	20	9	12	0	Сл.	0	0	54	Сл.	95	5	0,95	1,33	0,76
840—850	То же	—	12	28	12	6	16	6	10	0	6	0	0	58	6	96	4	1	1,67	0,55
922—930	„	—	8	28	6	9	18	6	7	0	9	0	0	51	9	91	9	1,38	1,17	0,61
972—980	Глина серая, слабополосчатая	—	8	30	4	Сл.	14	8	7	0	7	0	0	42	7	78	22	0,93	0,88	0,69
1112—1124	Глина ленточная	—	6	32	14	4	16	8	10	0	0	0	0	56	0	90	10	0,89	1,25	0,61
1135—1143	То же	—	5	29	10	5	19	9	11	0	Сл.	0	0	49	Сл.	88	12	0,95	1,22	0,80
1143—1150	„	—	8	24	12	4	19	9	8	0	0	0	0	48	0	84	16	1,12	0,89	0,75
1205—1215	Глина ленточная	—	5	25	13	4	18	7	10	0	0	0	0	47	0	82	18	1,06	1,43	0,74
1255—1265	То же	—	5	31	14	Сл.	21	8	10	0	5	0	0	50	5	91	9	1,17	1,25	0,78
1305—1315	„	—	5	32	12	4	16	9	10	0	Сл.	0	0	53	Сл.	88	12	0,84	1,11	0,66
							Арконская впадина, станция 2656, глубина 47 м													
40—45	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, зеленовато-серый	4,25	Сл.	16	Сл.	—	25	30	20	0	5	Сл.	0	16	5	96	4	0,5	0,67	4,68
120—125	То же	1,75	„	23	5	2	21	20	18	0	3	4	0	30	3	96	4	0,55	0,9	1,97
160—165	„	2,75	4	30	5	4	17	13	12	0	5	0	0	43	5	90	10	0,68	0,92	0,98
240—245	„	2,75	4	20	6	4	23	16	18	0	5	Сл.	Сл.	34	5	96	4	0,68	0,12	1,68
340—345	„	2,75	4	22	5	3	20	20	21	0	3	„	„	34	3	98	2	0,49	1,05	1,79
380—385	„	2,75	5	26	7	4	16	13	16	0	8	0	0	42	8	95	5	0,55	1,23	1,07
400—405	„	3,25	5	29	6	4	15	12	12	0	6	0	Сл.	44	6	89	11	0,62	1	0,89
420—425	„	3,25	4	24	5	3	17	18	17	0	6	0	„	36	6	94	6	0,48	0,94	1,44
440—445	„	3,25	4	32	5	5	13	16	15	0	7	Сл.	„	46	7	97	3	0,42	0,94	0,96
460—466	„	2	5	23	5	4	18	16	16	0	5	0	3	37	5	92	8	0,56	1	1,35

Горизонт, см	Тип осадка	$CaCO_3$	Монтмориллонит	Иллит	Каолинит	Хлорит	Кварц	Калиевые полевые шпаты	Плагиоклазы	Кальцит	Доломит	Амфиболы	Пирит	Сумма				Кв/Пш **	Пл/Кпш	Кв+Пш/глинистые минералы ***
														глинистых минералов	карбонатов	кристаллических фаз	аморфных фаз			
Готландская впадина, станция 2636, глубина 160 м																				
0—5	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, зеленовато-серый	0,00	4	20	5	7	9	14	11	0	7	0	Сл.	36	7	77	23	0,36	0,78	0,94
5—10	Ил пелитовый, терригенный, зеленовато-серый	2,5	6	20	6	6	5	5	5	0	3	0	3	38	3	59	41	0,50	1	0,39
25—30	То же	1,25	10	24	6	6	7	6	6	0	0	0	4	46	0	69	31	0,58	1	0,41
35—40	„	1,5	5	24	6	5	5	5	5	0	3	0	2	40	3	60	40	0,5	1	0,38
65—70	„	1,25	7	31	7	7	5	5	5	0	3	0	2	52	3	72	28	0,5	1	0,29
86—91	„	0,25	7	35	4	7	5	8	7	0	4	0	3	53	4	80	20	0,33	0,88	0,38
110—115	„	1,5	6	30	3	7	4	6	5	0	3	0	3	46	3	67	33	0,36	0,83	0,33
115—122	Ил пеллитовый, терригенный, полосчатый	0,5	6	25	6	6	6	5	6	0	0	0	4	43	0	64	36	0,54	1,20	0,4
140—146	То же	1	5	36	8	5	8	8	8	0	4	0	4	54	4	86	14	0,5	1	0,44
161—167	„	0,75	8	35	5	8	4	7	8	0	0	0	0	56	0	75	25	0,27	1,14	0,34
182—186	„	1,25	4	28	7	6	4	4	4	0	0	0	4	45	0	61	39	0,50	1	0,27
190—195	Ил пеллитовый, терригенный, зеленовато-серый	1,75	7	25	6	6	5	6	8	0	0	0	3	44	0	66	34	0,36	1,33	0,43
212—216	Ил пеллитовый, терригенный, полосчатый	1,25	8	24	9	10	5	5	7	0	0	0	5	51	0	70	30	0,42	1,40	0,33
216—221	Ил пеллитовый, терригенный, голубовато-серый, полосчатый	0,5	7	42	4	5	9	12	15	0	0	0	0	58	0	94	6	0,33	1,25	0,62
240—245	То же	0,75	7	31	4	4	4	7	9	0	0	0	0	46	0	66	34	0,25	1,28	0,43
245—250	Глина черная, пятнистая	0,75	3	32	6	4	5	7	10	0	0	0	0	45	0	67	33	0,29	1,43	0,49
260—265	То же	6,25	7	20	5	4	11	10	13	0	4	0	0	36	4	74	26	0,48	1,30	0,94
273—280	„	0,00	7	35	8	7	6	6	7	0	0	0	0	57	0	76	24	0,46	1,17	0,33
300—310	Глина коричневая, слабополосчатая	0,75	10	37	7	7	6	7	8	0	0	0	0	61	0	82	18	0,40	1,14	0,34
500—505	То же	1,25	10	30	8	8	8	6	7	Сл.	Сл.	0	0	56	Сл.	77	23	0,62	1,17	0,38
600—605	Глина коричневая, микроленточная	9,51	7	30	9	9	5	5	6	7	3	0	0	55	10	83	17	0,45	1,20	0,29
800—805	Глина серая, ленточная	14,51	8	24	6	8	8	6	6	14	5	0	0	46	19	85	15	0,67	1,00	0,43
963—967	То же	12,51	10	20	8	8	9	5	6	10	5	0	0	46	15	85	15	0,82	1,20	0,43
980—985	Суглинок моренный, серый	15,26	2	15	4	4	14	25	16	15	2	0	0	25	17	97	3	0,45	0,64	2,20

* Сумма каолинита и хлорита.
** Пш — полевые шпаты (калиевые и плагиоклазы).
*** Сумма глинистых минералов; $CaCO_3$ определен химически (по CO_2).

острова несколько чаще распространены ледниковые глины. Суглинки распространены по всей площади дна моря.

Моренные супеси сравнительно часто встречаются на севере Центральной Балтики, а моренные глины — на юге. Суглинки несколько чаще встречаются в средней (центральной) части моря. В среднем в моренных отложениях отмечается незначительное уменьшение количества фракций >1 мм и увеличение содержания частиц <0,01 мм с севера на юг.

Несмотря на отсутствие четкой закономерности распространения отдельных литологических типов ледниковых отложений (морен) по площади дна, при рассмотрении распределения отдельных фракций и их соотношений намечается определенная взаимосвязь. В центральной части моря и восточнее Куршской косы выделяются области, в пределах которых соотношение пелитовых (<0,01 мм) и песчаных (>0,1 мм) частиц превышает 2. У побережья Польши, восточнее о. Готланд, западнее о. Хийумаа и мыса Колки соотношение пелитовых и песчаных частиц менее 1. На остальной площади это значение колеблется от 1 до 2. Такое изменение соотношений частиц связано с незначительным увеличением количества пелитовых и алевритовых и уменьшением песчаных частиц.

Приведенные данные показывают, что гранулометрический состав ледниковых отложений изменчив, но в среднем его состав на дне моря с севера на юг практически не изменяется. Вероятно, основание, по которому двигался ледник, в гранулометрическом отношении было сравнительно однородное, и, видимо, на большей площади представляло более древние плейстоценовые отложения.

В связи с тем, что ледниковые отложения опробовались преимущественно геологическими трубками малого диаметра (60—70 мм), в них редко попадали зерна гравия, гальки, а валуны вовсе не могли попасть. Поэтому петрографический состав грубообломочного материала дна Балтийского моря изучен пока слабо. В последние годы представительные пробы морен и валунно-галечного материала были получены драгой. Для получения необходимого количества грубообломочного материала промывалось 3—5 кг ледниковых отложений. Определение петрографического состава пород проводили во фракциях >3 мм. В таких пробах обнаруживалось до 10—12 разновидностей пород, которые были объединены в шесть групп. Из обломочных пород было выделено четыре разновидности известняков, две-три разновидности песчаников, доломитов, кристаллических и других типов пород.

Петрографический состав крупнообломочного материала ледниковых отложений очень изменчив [25]. Содержание кристаллических пород (гранитов, гнейсов) среди крупнообломочного материала ледниковых отложений в пределах одного района (площадью несколько сот квадратных километров) изменялось от 6 до 86 % (от количества всех разновидностей пород в пробе). В среднем отмечалось некоторое уменьшение кристаллических пород с севера (38,5 %) на юг (18,8 %).

Суммарное содержание известняков в крупнообломочном материале ледниковых отложений на юге моря составляет 20,7 %, а в средней части — 44,3 %, на севере до 70 % количества всех типов пород тесно связано с составом пород подледникового основания.

Большая часть обломков кристаллических пород в крупнообломочном материале осадков дна Балтийского моря принесена ледниками из районов Швеции и Финляндии [25]. Остальные обломки кристаллических пород дна Ботнического и Финского заливов, Аландских островов и дна Балтийского моря. Выделяется несколько зон с определенными ассоциациями обломков кристаллических пород: а) северная, б) восточная и в) юго-западная. Такое зональное распространение ассоциаций обломков кристаллических пород обусловлено главным образом направлениями движения плейстоценовых ледниковых покровов, а также водноледниковым переотложением и вторичным рассеиванием принесенного ледником материала.

По распределению обломков кристаллических и осадочных пород в крупнообломочных отложениях дна Балтийского моря выделяются четыре крупные петрографические зоны [25]. Первая зона охватывает Ботнический и Финский заливы, а также северную часть Средней Балтики. Эта зона характеризуется обломками пород. Вторая зона располагается в районе подводных куэст нижнепалеозойских и силурийских пород. Обломки этих пород в разном количестве присутствуют в отложениях этой зоны. Третья зона растянута вдоль Латвийского побережья. В ней присутствуют в большом количестве обломки девонских песчаников, алевритов и других пород. Четвертая зона охватывает южную часть дна Балтийского моря. Отложения этой зоны отличаются наибольшим разнообразием. Для них характерны мезозойские мергели, силициты, фосфориты, глаукониты, янтарь, обугленная древесина, базальты и др.

Мелкозем моренных суглинков состоит преимущественно из калиевых полевых шпатов (микроклин, ортоклаз, в среднем 25 % всей породы), плагиоклазов (10—20 %), кварца (10—15 %), кальцита (10—20 %), доломита (2—3 %) и глинистых минералов (25—40 %). Среди глинистых минералов преобладает гидрослюда (60—80 %), присутствует хлорит (5—15 %), каолинит (3—20 %) и в некоторых образцах встречается монтмориллонит и смешаннослойные минералы (3—5 %) [109]. В целом, минеральный состав моренных суглинков представляет собой среднюю смесь перетертого ледниками субстрата, по которым эти ледники ползли (гранитогнейсы, песчаники и известняки). О составе конкретной пробы моренных суглинков можно судить по данным, приведенным для горизонта 980—985 см (см. данные ст. 2636, табл. 1.6).

Количество отдельных глинистых минералов по площади моря практически не изменяется, за исключением района между г. Вентспилсом и Швянтой, в пределах которого на 10—15 % понижено количество гидрослюд и соответственно больше каолинита. В глинистой фракции ледниковых отложений дна Балтийского моря в пределах территории Литвы на отдельных станциях обнаружено 3—5 % смешаннослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. У побережья Самбийского полуострова в глинистой фракции обнаружено 5—10 % монтмориллонита. Эти незначительные изменения количества глинистых минералов по площади дна Балтийского моря, по-видимому, обусловлены составом глинистых минералов пород суб-

страта. Состав глинистых минералов ледниковых отложений соответствует составу этих минералов в современных донных отложениях [15].

Ленточные глины. Ленточными они названы потому, что состоят из отдельных слоев (лент) разного цвета, а иногда и разного состава. Мощность отдельных лент — от 2—5 до 20 мм. Обычно чередуются ленты двух видов (расцветок): светлого и темного. В целом, ленты, как и перекрывающие их гомогенные глины, окрашены в коричневые, коричнево-серые, зеленовато-коричневые, зеленовато-серые тона.

Ленточные глины образовались в ледниковых озерах, когда озеро то замерзало (зимой), то освобождалось ото льда (летом). Весной и летом, когда в озеро стекали мутные ледниковые воды, на дне накапливался слой осадков (лента), состоящий из материала с повышенным содержанием песчано-алевритовых частиц, а также гравия и гальки. Зимой, когда реки и ручьи замерзали и приток осадочного вещества в озера был незначительным или вовсе прекращался, на дне накапливался более тонкий слой (лента) осадков, состоящий в основном из глинистого вещества. Две ленты (зимняя и летняя) образуют, таким образом, слои осадка, накопившегося за один год. Год за годом на протяжении всего периода существования приледниковых озер ленты накладывались друг на друга, образовав слои ленточных глин мощностью до 3—5 м, а иногда и более. Зная, что за один год образуются две ленты глин, подсчитывая их количество, геологи определяют возраст ленточных глин и продолжительность времени, в течение которого они накапливались.

Наиболее благоприятными для накопления ленточных глин были условия, существовавшие в период небольших приледниковых озер (примерно 13—11 тыс. лет назад), когда начал интенсивно таять ледник, покрывавший территорию современного Балтийского моря. В связи с тем, что уровень вод в приледниковых озерах был значительно ниже, чем уровень океана, ледниковая вода скапливалась лишь в небольших понижениях, образуя небольшие по размерам озера. Таким образом, ленточные глины могли накапливаться лишь на небольших участках дна современного Балтийского моря.

Ленточные глины образовались преимущественно за счет продуктов размыва морен, которые скапливались у края ледников или на самих ледниках. Так как эти морены были рыхлые, а потоки ледниковых вод были бурными, то за весенне-летний сезон на дно озер поступало очень много материала: за сезон накапливался слой (лента) мощностью до 0,5—1,0 см. Средняя скорость накопления ленточных глин на дне приледниковых озер была очень высокой —5—10 мм в год или 5—10 м в тысячу лет. Это в 2—20 раз больше, чем скорость накопления перекрывающих ленточные глины гомогенных глин и примерно в 40—50 раз больше, чем скорость накопления голоценовых илов во впадинах современного Балтийского моря.

Минеральный состав глин разных лент (летней и зимней) практически один и тот же, так как они образовались за счет одного и того же источника осадочного материала. Различаются они лишь по гранулометрическому составу: летняя лента содержит заметно большую примесь песчано-алевритового материала по сравнению с зимней.

Позднеледниковые глины. Они распространены на дне Балтийского моря очень широко. Это пластичные и очень вязкие отложения, содержащие 50—70 % влаги. Геологическими трубками они вскрыты на глубину 3—8 м. Во многих местах слой глин был полностью пройден, и были вскрыты более древние отложения. Чаще всего это коричневато-серые с зеленоватым оттенком образования. Реже глины имеют розовый или серо-розовый цвет. Местами они пятнисты: на розово-сером фоне выделяются разводы и пятна серого или зеленовато-серого цвета.

Верхние слои гомогенных (однородных) в отличие, от ленточных глин часто имеют пятнистый черно-серый или серо-черный цвет. Такая окраска придается глинам аморфными соединениями железа и серы — гидротроилитом. Гидротроилит нередко стягивается в виде сгустков и образует комки довольно плотной черной гидротроилитовой глины. Такие комки очень часто наблюдаются во впадинах, где голоценовые илы и придонные воды содержат свободный сероводород (впадина Форё, Готландская, Ландсортская и др.).

Гомогенные позднеледниковые глины чаще всего залегают во впадинах и понижениях дна. Они накапливались либо в приледниковых озерах, либо в Балтийском ледниковом озере.

Мощность гомогенных глин от нескольких десятков сантиметров до 3—5 м, а иногда и более.

Глина обычно залегает либо на поверхности морен, тем самым нивелируя неровности и делая рельеф дна более сглаженным, либо на поверхности ленточных глин.

Глины Рижского залива (см. табл. 1.6) на 30—48 % состоят из глинистых минералов (в первую очередь из иллита), калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, кварца и доломита с небольшой примесью (1—2 %) амфиболов (обыкновенная роговая обманка).

Глины Готландской впадины содержат 36—61 % глинистых минералов, 6—10 % калиевых полевых шпатов, 7—13 % плагиоклазов, 5—11 % кварца и практически лишены доломита, столь характерного для глин Рижского залива.

Кроме того, в глинах Готландской впадины много монтмориллонита и каолинита (см. табл. 1.6, горизонты 245—505 см, ст. 2636). Карбоната кальция в глинах очень мало —0,00—1,25 %. Лишь на горизонте 260—265 см глины содержат 6,25 % $CaCO_3$ и 4 % доломита.

Глины Гданьского бассейна (см. табл. 1.6, ст. 2682) имеют сходный состав с глинами Готландской впадины, но в них заметно больше каолинита и еще меньше $CaCO_3$: в верхних слоях глин, которые имеют мощность около 7 м, карбонаты полностью отсутствуют. Лишь в нижних слоях глинистой толщи содержится 6—9 % доломита.

1.4.3. Содержание химических элементов

Как видно из табл. 1.6, из всех видов донных отложений Балтийского моря наиболее богаты карбонатом кальция морены. Так, например, в районе Клинтс-Банки в отложениях содержится до 43,35 % $CaCO_3$. Это — максимальное содержание $CaCO_3$ в позднечетвертичных отложениях всего Балтийского моря. Среднее содержание $CaCO_3$ в моренах, которое было рассчитано без учета

Таблица 1.7

Содержание химических компонентов, элементов и гранулометрических фракций в четвертичных отложениях Балтийского моря

Компонент, элемент, фракция	Морена			Ленточная глина			Гомогенная глина			Сульфидная глина		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
					Содержание, %							
$CaCO_3$	11	10,51—23,52	11,49	12	0—15,01	7,98	88	0—24,02	6,23	10	0—20,23	7,62
$C_{орг}$	11	0,21—2,07	—	12	0,30—0,66	0,45	106	0,21		10	0,18—2,20	1,05
Fe	9	1,80—4,10	3,12	28	0,10—6,75	4,83	125	1,35—6,89	5,05	20	2,67—6,40	5,03
Mn	9	0,04—0,07	0,06	28	0,04—0,18	0,07	124	0,02—0,71	0,11	21	0,05—0,10	0,07
Ti	9	0,26—0,55	0,35	9	0,47—0,61	0,53	95	0,18—0,77	0,49	15	0,40—0,61	0,49
P	4	0,04—0,08	0,05	3	0,07	0,07	26	0,04—0,10	0,08	1	0,10	0,10
K	8	2,2—3,1	2,56	12	0,02—3,10	2,51	97	1,39—4,39	3,14	15	2,46—4,80	3,30
Na	8	0,21—0,96	0,64	12	0,15—1,32	0,85	97	0,58—3,14	1,49	15	0,74—1,72	1,36
					Содержание, $\times 10^{-4}$ %							
Li	5	20—84	56	12	40—74	55	68	38—93	63	16	38—74	60
Rb	8	67—240	138	9	135—200	170	88	13—354	183	11	106—400	269
Cu	9	12—32	25	28	23—53	36	124	19—112	44	21	24—60	44
Zn	9	46—104	76	28	29—850	151	124	10—220	118	21	92—175	129
Ni	9	49—80	62	28	75—136	95	124	23—213	87	21	61—139	84
Cr	9	35—70	59	28	40—85	61	124	16—240	73	21	35—123	73
Co	3	23—40	33	22	2—25	16	46	2—54	26	11	15—54	32
					Содержание, %							
Фракции, мм:												
>0,1	20	16,39—99,94	52,58	40	0—2,83	0,81	121	0—32,02	3,09	18	0—20,24	3,44
0,1—0,05	24	0,06—25,78	9,92	40	0—2,92	0,65	121	0,04—25,55	2,21	15	0,18—8,08	1,48
0,05—0,01	20	0,96—35,66	14,13	40	2,12—48,42	10,49	121	1,09—45,73	14,55	15	4,35—31,18	15,68
<0,01	19	0,18—54,03	21,97	42	49,35—97,41	85,93	121	33,48—98,74	79,75	18	47,28—97,57	80,25

Примечание. Здесь и в табл. 1.8 *а* — количество изученных проб, *б* — пределы содержания, *в* — среднее содержание.

Таблица 1.8

Содержание химических компонентов, элементов и гранулометрических фракций в различных типах четвертичных отложений Балтийского моря

Компонент, элемент, фракция	Морены, ленточные, гомогенные и сульфидные глины			Ленточные, гомогенные и сульфидные глины			Гомогенные и сульфидные глины		
	а	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
					Содержание, %				
$CaCO_3$	119	0—24,02	7,11	110	0—24,02	6,54	98	0—24,02	6,37
$C_{орг}$	137	0,18—4,28	1,25	128	0,18—4,28	1,27	106	0,18—4,28	1,36
Fe	182	0,10—6,89	4,92	173	0,10—6,89	5,01	145	1,35—6,89	5,04
Mn	182	0,02—0,71	0,09	173	0,02—0,71	0,10	145	0,02—0,71	0,10
Ti	128	0,18—0,77	0,48	119	0,18—0,77	0,49	110	0,18—0,77	0,49
P	34	0,04—0,10	0,07	30	0,04—0,10	0,08	27	0,04—0,10	0,08
K	132	0,02—4,80	3,07	124	0,02—4,80	3,10	112	1,39—4,80	3,16
Na	132	0,15—3,14	1,37	124	0,15—3,14	1,41	112	0,58—3,14	1,47
					Содержание, $\times 10^{-4}$ %				
Li	101	20—93	61	96	38—93	62	84	38—93	63
Rb	116	13—400	187	108	13—400	190	99	13—400	192
Cu	182	12—112	42	173	19—112	43	145	19—112	44
Zn	182	10—850	122	173	10—350	125	145	10—220	120
Cr	182	23—213	87	173	23—213	88	145	23—213	87
Ni	182	16—240	70	173	16—240	71	145	16—240	73
Co	82	2—54	24	79	2—54	24	57	2—54	27
					Содержание, %				
Фракция, мм:									
>0,1	199	0—99,94	8,31	179	0—32,02	2,57	139	0—32,02	3,15
0,1—0,05	200	0—25,78	2,66	176	0—25,55	1,75	136	0,04—25,55	2,11
0,05—0,01	196	0,96—48,42	13,70	176	1,09—48,42	13,65	136	1,09—45,73	14,70
<0,01	200	0,18—98,74	75,24	181	33,48—98,74	81,34	139	33,48—98,74	89,83

пробы с максимальным количеством этого компонента (43,35 %), равно 11,49 %. Морены, в целом, содержат очень мало (0,2—0,5 %) $C_{орг}$. Лишь в районе порта Вентспилс в трех пробах моренных суглинков найдено 1,30—2,07 % этого компонента, причем проба с максимальным содержанием $C_{орг}$ поднята с глубины 89 м (ст. Ш-1299).

Гомогенные глины Балтийского ледникового озера значительно богаче, чем морены, железом, титаном, калием, натрием, микроэлементами, но в них заметно меньше карбоната кальция. Иногда в гомогенных глинах, в первую очередь в Борнхольмской впадине, содержится очень много органического углерода — до 4,28 %. В целом, согласно данным, приведенным в табл. 1.7 и 1.8, содержания химических элементов и компонентов в ленточных, гомогенных и сульфидных глинах очень близки между собой.

Если типы отложений расположить в ряд морены — ленточные глины — гомогенные глины — сульфидные глины, то в этом ряду слева направо заметно повышается содержание K, Rb и P. Если этот ряд будет состоять из морен — ленточных глин — гомогенных глин, то в нем слева направо заметно повышается содержание Fe, Mn, Na, Rb, Cu и Ni. Остальные элементы распределяются по типам отложений неупорядоченно. Обращает на себя внимание высокое содержание K и Rb во всех четырех типах осадков, резкое преобладание K над Na, Rb над Li. Это связано с тем, что в моренах и глинах Балтийского моря по сравнению с осадками, например, Черного и Средиземного морей, содержатся очень большое количество калийсодержащих минералов (ортоклаза, микроклина, иллита и других). Моренные суглинки в среднем содержат: 14,64 % $CaCO_3$, 0,95 % $SiO_{2ам}$, 0,37 % $C_{орг}$, 2,06 % Fe, 0,04 % Mn, 0,25 % Ti и 0,06 % P.

Содержание химических элементов в конкретных пробах глин из Готландской впадины показано на рис. 1.7. Примерно аналогичный химический состав имеет и ленточная глина из впадины Форё (ст. ПД-3165). В этой впадине переслаиваются коричневые и голубовато-серые ленты. В одной из голубовато-серых лент содержится до 49,53 % $CaCO_3$ — максимальное содержание в ленточных глинах всего Балтийского моря. В серых глинах, которые, вероятно, образовались в весенне-летний период, карбонатов (кальцита, доломита) несколько больше, чем в коричневых (образовавшихся, видимо, в зимний период).

Ленты глин Рижского залива являются очень тонкими (2—5 мм). В этих глинах содержится 13,76—15,01 % $CaCO_3$, 0,27—0,33 % $C_{орг}$, 4,25—4,35 % Fe, 0,06 % Zn, 0,0020 % Cu, 0,0061 % Cr, 0,0025 % Ni, 0,0009 % Co.

В глинах Гданьского бассейна содержится в среднем 77 % фракций $< 0{,}01$ мм; 7,50 % $CaCO_3$; 1,34 % $C_{орг}$, 4,67 % Fe, 0,07 % P, 2,65 % K, 1,29 % Na, 0,0151 % Rb, 0,0105 % Zn, 0,0038 % Cu, 0,0093 % Cr, 0,0066 % Ni.

Гомогенные глины Готландской впадины (см. рис. 1.7) по сравнению с ленточными глинами содержат несколько больше железа, титана, калия, но заметно меньше карбоната кальция.

В северной части Готландской впадины (ст. ПД-3166, глубина 135 м) в слое 0—200 см обнаружены совершенно бескарбонатные голубовато- и зеленовато-серые глины с гидротроилитовыми примазками и с мягкими стяжениями гидротроилита. $CaCO_3$ в них вовсе не обнаружен. Глины содержат 0,30—0,75 % $C_{орг}$ (в одной пробе — 3,21 %), 3,25—7,99 % Fe, 0,02—0,07 % Mn, 0,45—0,67 % Ti, 2,63—3,65 % K, 1,26—2,62 % Na. Они залегают на розовато-серой глине, содержащей 12,26 % $CaCO_3$. Бескарбонатная серая глина, по-видимому, представляет собой отложения Анцилового озера. Такие же серые глины с гидротроилитовыми пятнами и линзами обнаружены и во впадине Форё. В глине с гидротроилитом (ст. ПД-3166) обнаружено много Fe (до 7,99 %), причем основная его часть (70—90 %) представлена реакционным Fe^{2+}, на долю которого приходится 5—10 % валового Fe. Гомогенные глины Борнхольмской впадины являются плотными, вязкими, розовато-серыми и коричнево-серыми. На ст. ПД-2865 глины содержат 0,00—5,94 % $CaCO_3$, 0,27—0,42 % $C_{орг}$, 4,76—5,60 % Fe, 0,05 % Mn, 0,54—0,61 % Ti, 0,08—0,09 % P, 3,40—3,68 % K, 1,28—1,58 % Na, 0,0115 % Zn, 0,0033—0,0043 % Cu, 0,0071—0,0078 % Cr, 0,0033—0,0043 % Ni.

В районе Ландсортской впадины распространены плотные белесо-серые гомогенные глины. Они бескарбонатны (0,00 % $CaCO_3$), содержат 0,33 % $C_{орг}$, 5,86 % Fe, 0,06 % Mn, 0,53 % Ti, 4,11 % K, 1,72 % Na, 0,0112 % Zn, 0,0037 % Cu, 0,0070 % Cr, 0,0050 % Ni.

1.5. Средне- и верхнеголоценовые осадки

Средне- и верхнеголоценовые осадки рассматриваются вместе, так как они образовались в морскую стадию Балтийского моря, т. е. после того, как море соединилось через проливы с океаном, и вода в море осолонилась. Толща илов, накопившаяся за этот период по всему разрезу (по вертикали), характеризуется одним и тем же составом и одинаковыми физическими свойствами. Для удобства средне- и верхнеголоценовые осадки подразделяются на современные (верхний слой мощностью 5 см), накопившиеся за последние 500—1000 лет, и собственно морские голоценовые (или осадки морского голоцена), накопившиеся 7800 лет назад.

1.5.1. Донные осадки

Донные осадки (рис. 1.27) образовались в Балтийском море за счет материала, вынесенного с суши, поэтому они называются терригенными (от латинского *terra* — земля). Лишь в ограниченных по площади участках и очень редко встречаются биогенные карбонатные осадки — ракушняки или древний торф или сапропели (органические осадки).

Классификация донных осадков по преобладающим в них гранулометрическим фракциям приведена в табл. 1.9.

Распределение современных осадков. Валунные и валунно-галечные отложения состоят преимущественно из валунов и гальки. Они распространены на трех батиметрических уровнях: 1) на пляже у уреза воды, 2) в районах подводного берегового склона на глубине 8—10 и 14—25 м, 3) на подводных банках на глубине 40—70 м.

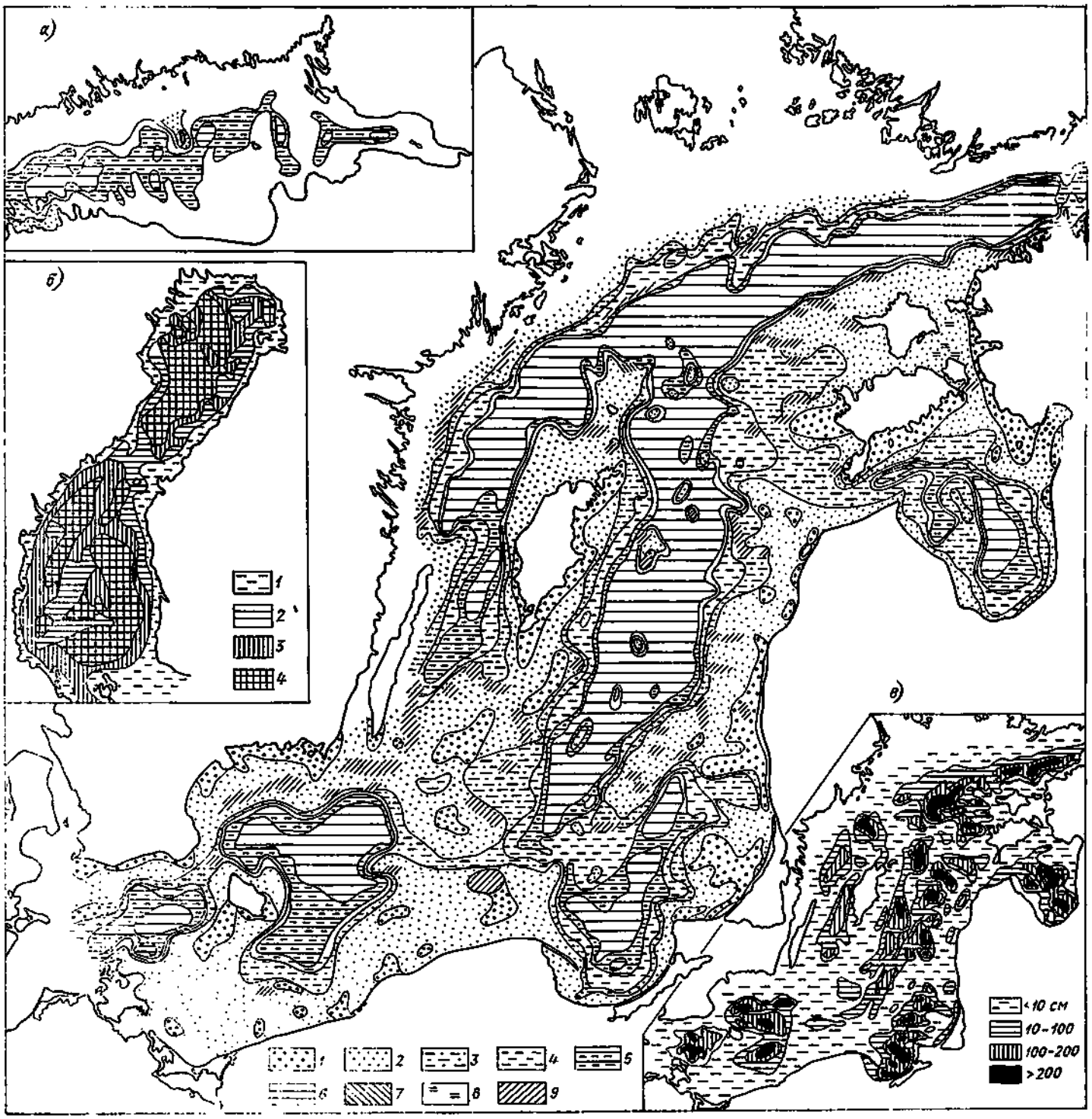


Рис. 1.27. Типы донных осадков (слой 0—5 см) Балтийского моря.

1 — галечно-гравийные отложения; *2* — пески; *3* — крупные алевриты; *4* — илы мелкоалевритовые; *5* — илы алевритово-пелитовые; *6* — илы пелитовые; *7* — гомогенные (озерные) глины; *8* — ленточные глины; *9* — моренные отложения.

Врезки:

а) то же для Финского залива;

б) зоны седиментации в Ботническом заливе [114]: *1* — области интенсивной абразии и эрозии дна, *2* — эрозия дна и транспортировка тонких частиц, *3* — области преобладания переноса и отложения осадочного материала; *4* — преимущественное отложение материала, особенно тонкозернистого;

в) мощность осадков (см) морского голоцена [6].

Таблица 1.9

Классификация донных осадков по гранулометрическому составу

Группа осадков	Тип осадков	Размер преобладающих частиц, мм
Грубообломочные осадки (псефиты)	Глыбы	>1000
	Валуны	
	крупные	1000—500
	средние	500—250
	мелкие	250—100
	Галечники [1]	
	крупные	100—50
	средние	50—25
	мелкие	25—10
	Гравий [2]	
	крупный	10—5
	средний	5—2,5
	мелкий	2,5—1
Песчаные осадки (псаммиты)	Пески	
	крупные	1—0,5
	средние	0,5—0,25
	мелкие	0,25—0,1
Алевритовые осадки (алевриты)	Алевриты крупные	0,1—0,05
	Мелкоалевритовые илы	0,05—0,01
Пелитовые осадки (пелиты)	Алевритово-пелитовые илы	<0,01 (50—70 %)
	Пелитовые илы	<0,01 (>70 %)

[1] При неокатанных обломках — щебень.
[2] При неокатанных обломках — дресва.

У берега на пляже и на подводном береговом склоне часто распространены гравийные осадки. Они залегают до глубины 30—40 м. На подводных банках они обычно окружают валунные и валунно-галечные отложения. Гравийные, так же, как и валунно-галечные, отложения служат местами скопления трески и других видов рыб.

Пески — наиболее широко распространенный тип осадков. Обычная глубина их залегания —35—40 м. Но на банках и подводных береговых склонах пески в некоторых районах моря опускаются до глубины 60—80 м.

Пески имеют серый и желтовато-серый цвет. Если в них много органического вещества (остатков фитопланктона), то пески приобретают зеленовато-серую окраску.

По преобладанию тех или иных фракций среди песков выделяют крупно-, средне- и мелкозернистые разности (см. табл. 1.9). Крупные пески обычно ассоциируют с гравийными отложениями. Средние пески покрывают пляжи у активно разрушающихся берегов, подводные валы, залегают в небольших углублениях («карманах») дна, покрывая тонким слоем (3—5 см) древние глины и морены. Мелкозернистые пески распространены наиболее широко. Это они обычно формируют пляжи, покрывают дно у отмелых берегов.

Пески Балтийского моря являются кварцевыми или полевошпатово-кварцевыми, т. е. в них резко преобладает минерал кварц. В песках у порта Клайпеда кварца в 2—5 раз больше, чем полевых шпатов (ортоклаза, олигоклаза, альбита). Тяжелых минералов в песках мало (<1 %). Это амфиболы (обыкновенная роговая обманка), моноклинные пироксены (диопсид и авгит), зеленый и бурый биотиты, минералы группы эпидота, гранаты, ильменит, рутил, циркон, монацит. На пляже, а иногда и на подводном береговом склоне, в результате волновой деятельности скапливаются большие количества ильменита, рутила, циркона, монацита и гранатов. Такие пляжевые пески приобретают черный, черно-фиолетовый или красновато-черный цвета (от цвета красных или розовых гранатов, бурого рутила, черного ильменита). Пески, обогащенные названными минералами, образуют россыпные месторождения (россыпи), которые могут эксплуатироваться с целью добычи циркония, титана, редкоземельных и других элементов.

В песках Балтийского моря преобладает кварцевый (т. е. представленный в основном кварцем) и силикатный (т. е. представленный в основном силикатами — полевыми шпатами) SiO_2. Пески содержат в среднем 0,78 % $CaCO_3$, 0,40 % $C_{орг}$, 1,10 % аморфного кремнезема ($SiO_{2ам}$), 1,34 % Fe, 0,04 % Mn, 0,04 % P, 0,13 % Ti.

Пески пляжей и дна Балтийского моря являются прекрасным строительным материалом. Для этих целей они используются в Швеции и Финляндии. У нас выемка песков с пляжей или со дна моря запрещена, так как это влечет за собой разрушение берегов и нарушает естественное состояние моря.

Крупные алевриты распространены несколько глубже песков, но иногда они залегают и на участках ровного дна мористее последнего берегового вала. Крупные алевриты, как и пески,— несвязные осадки: в сухом виде они рассыпаются на тончайшие песчинки (пылеватый песок). Они состоят практически из тех же минералов, что и пески, но более мелких размеров. Это — кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, обыкновенная роговая обманка, небольшая примесь (5—10 %) глинистых минералов.

Мелкоалевритовые илы — тип осадка, по своим свойствам близкий как к несвязным осадкам (пескам и алевритам), так и к илам. В сухом виде мелкоалевритовые илы не всегда рассыпаются, а чаще всего образуют плотный или комковатый осадок, похожий на суглинок.

Мелкоалевритовые илы залегают на глубине от 20 м (в заливах) до 110—130 м (во впадинах). Верхняя граница распространения этих осадков совпадает с нижней границей гидродинамически активного слоя вод. В водной толще такой границей являются, как правило, скачки солености и плотности — галоклин и пикноклин. Их положение (глубина) чаще всего совпадает (или они находятся на близком друг к другу расстоянии по вертикали), образуя единую границу — скачок. Этот скачок разделяет верхние воды от более соленых и более плотных вод. Чем дальше от Датских проливов, тем глубже опускается скачок и тем глубже опускаются мелкоалевритовые илы. В Арконской впадине, например, они начинаются с глубины 40 м, в Гданьской — с глубины 80 м, в Готландской — с глубины 90—100 м.

Мелкоалевритовые илы окрашены в серые и зеленовато-серые тона. Пески, крупные алевриты и мелкоалевритовые илы залегают, как правило, в тех районах, где придонные воды содержат значительные количества кислорода. Поэтому в верхних слоях таких осадков имеется возможность

Таблица 1.10

Валовой химический состав илов морского голоцена Балтики (горизонт 0—10 см). По А. И. Блажчишину [6]

Компонент	Финский залив, ст. 2423, глубина 70 м	Рижский залив, ст. 2662, глубина 53 м	Северо-Балтийская впадина, глубина 195 м	Впадина Форё, ст. 2412, глубина 200 м	Готландская впадина		Гданьская впадина, ст. 1676 глубина 88 м	Борнхольмская впадина	
					ст. 1813, глубина 238 м	ст. 2409, глубина 343 м		ст. 2437, глубина 83 м	ст. 2438, глубина 95 м
SiO_2	63,23	53,12	51,95	53,67	48,10	47,93	52,83	53,63	49,19
TiO_2	0,68	0,98	0,92	0,86	0,77	0,76	0,80	0,70	0,72
Al_2O_3	13,56	16,49	16,74	16,03	14,28	15,55	15,43	12,67	13,30
Fe_2O_3	2,08	2,35	2,27	3,25	4,51	3,57	3,08	3,48	3,43
FeO	2,97	4,54	5,94	4,10	4,10	3,97	4,32	2,84	3,72
MnO	0,11	0,20	0,12	0,12	1,90	1,56	0,04	0,06	0,46
CaO	2,04	1,10	2,26	2,14	1,72	2,96	0,97	2,17	2,67
MgO	1,30	2,58	2,85	2,83	2,49	2,12	2,51	2,37	2,26
Na_2O	2,48	1,84	2,31	2,63	3,24	2,49	2,31	3,42	3,62
K_2O	3,96	4,20	4,30	4,32	4,00	3,26	3,49	3,67	4,01
H_3O^+	3,03	7,98	5,43	4,11	8,23	4,45	7,53	5,06	4,92
CO_2	Нет	Нет	0,07	0,10	0,92	2,53	Нет	0,38	0,82
C	1,20	2,61	1,57	0,57	3,37	3,00	2,76	3,38	3,96
P_2O_5	0,22	0,12	0,18	0,22	0,15	0,17	0,26	0,25	0,26
SO_3	0,85	Нет	1,11	1,35	0,53	1,86	1,98	1,69	1,82
Cl	0,81	0,85	1,70	1,61	1,04	1,85	2,10	1,71	1,85
S_{FeS_2}	0,10	0,11	0,17	0,54	0,79	0,64	0,18	0,72	0,69
п.п.п.	1,64	0,68	0,52	2,18	0,03	1,49	0,03	2,12	2,62
Σ_1	100,26	99,75	101,01	100,63	100,17	100,83	100,62	100,32	100,32
$O\text{-}Cl_2$	—0,18	—0,19	—0,38	—0,36	—0,23	—0,42	—0,47	—0,39	—0,42
O-S	—0,05	Нет	—0,09	—0,27	—0,40	—0,32	—0,15	—0,36	—0,35
Σ_2	100,03	99,56	100,54	100,00	99,54	100,09	99,77	99,57	99,55

обитать донной фауне. Это обычно двухстворчатые моллюски *Macoma baltica*, *Macoma calcarea*, *Astarte borealis*, рачок *Pontoporeja affinis*, а также черви, полихеты. Если в осадках появляется H_2S, то донные организмы в них обитать уже не могут. В этих случаях осадки приобретают черный цвет и неприятный запах сероводорода. Минеральный состав песчано-алевритовых фракций (1—0,1 мм) мелкоалевритовых илов такой же, как и песков и крупных алевритов. Но, в отличие от песков и алевритов, в мелкоалевритовых илах обычно содержится 30—50 % фракций $< 0{,}01$ мм, в которой преобладают глинистые минералы (иллит, незначительное количество каолинита и монтмориллонита).

Алевритово-пелитовые илы содержат 50—70 % фракций $<0{,}01$ мм, но в них еще заметна значительная примесь песчано-алевритовых частиц (до 30—49 % осадка). В сухом виде это уже плотный осадок, напоминающий сухую песчанистую глину. Цвет илов во влажном состоянии зеленовато-серый или черно-серый, часто с запахом сероводорода. Верхний слой илов (0—5 см) — полужидкий, текучий, в нем содержится 60—75 % влаги.

Алевритово-пелитовые илы распространены батиметрически ниже мелкоалевритовых илов (обычно на глубине 70—130 м). Они покрывают дно периферийных частей впадин (Ландсортской, Готландской, Гданьской, Борнхольмской и др.). В Рижском и Финских заливах, в Арконской впадине эти илы залегают с глубины 30—35 м.

Алевритово-пелитовые илы состоят преимущественно из глинистых минералов, которые составляют 30—45 % осадка. Основным минералом является иллит; содержатся также кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты.

Основными химическими компонентами илов являются SiO_2 (валовый) и Al_2O_3 (табл. 1.10). Содержится повышенное количество органического вещества (1—5 % $C_{орг}$).

Пелитовые илы являются самым тонкозернистым типом осадков. Они содержат 70—95 % фракций $<0{,}01$ мм. Такие фракции состоят главным образом из глинистых минералов (40—60 %), в основном из иллита. Кроме того, содержатся кварц (3—10 %), калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, растительные остатки, скелеты диатомовых водорослей и другой материал.

В связи с тем что пелитовые илы состоят преимущественно из глинистых минералов, они часто называются глинистыми. Верхний слой илов (0—5 см) — полужидкий, содержит около 70—80 % влаги, илы окрашены в серые, зеленовато-серые или серо-черные цвета.

Пелитовые илы — наиболее глубоководный тип осадков: он покрывает дно впадин и понижений дна.

Распределение голоценовых осадков. Голоценовыми считаются осадки, образовавшиеся за последние 10 тыс. лет. В Балтийском море эти осадки четко делятся на морские и озерно-морские.

Мощность морских голоценовых осадков у берега (глубина 0—20 м) составляет около 1—3 м. Здесь залегают в основном пески и крупные алевриты. Прибрежный слой голоценовых осадков во время сильного шторма может полностью размыться, а песчано-алевритовый материал, слагающий этот слой, переместиться на несколько километров вдоль берега и отложиться в более спокойных условиях. Вблизи Клайпеды на глубине 26 м мощность голоценовых песчано-алевритовых осадков около 40—50 см. Вдали от берега на глу-

бинах от 20—25 до 60—80 м осадки либо не отлагались вовсе, либо их мощность невелика — всего лишь 10—30 см.

Во впадинах Балтийского моря мощность голоценовых осадков составляет в основном 1—3 м. Они представлены пелитовыми (глинистыми) и алевритово-пелитовыми илами. Эти илы накапливались со скоростью 0,1—1 мм или 10—100 см в 1000 лет. Голоценовые илы наибольшей мощности найдены в Гданьском заливе, где скапливается основная часть твердых выносов Вислы. Здесь мощность голоцена нередко достигает 10—15 м и более.

Голоценовые илы впадин и заливов (Рижского, Гданьского, Финского) обычно черно-серые или зеленовато-серые, очень мягкие, содержат 60—70 % влаги, нередко с запахом сероводорода.

Минеральный состав осадков. Современные (слой 0—5 см) и голоценовые осадки, образовавшиеся за последние 7—8 тыс. лет, очень близки по составу.

Прибрежные пески и крупные алевриты состоят главным образом из кварца (70—80 %), калиевых полевых шпатов и плагиоклазов. Эти три минерала составляют 80—95 % всего осадка. В очень небольшом количестве (до 1—5 %) встречаются кальцит, доломит, глауконит, слюды, янтарь. В песках и алевритах содержится около 1—5 % тяжелых минералов с удельным весом >2,9. К таким минералам относятся: обыкновенная роговая обманка, моноклинные пироксены (авгит, диопсид), слюды (зеленый и бурый биотит), эпидот, рудные минералы (ильменит, магнетит, лимонит), апатит, циркон, рутил, турмалин, монацит и некоторые другие (табл. 1.11). Фактически все эти минералы встречаются в твердых породах суши и дна, за счет размыва и разрушения которых и накапливаются донные осадки Балтийского моря. В первую очередь, к ним следует отнести граниты и гнейсы Скандинавии, состоящие из кварца, полевых шпатов, обыкновенной роговой обманки, авгита, диопсида, ильменита, циркона и других, а также морены морского дна и прилегающих участков суши.

В илах впадин песчано-алевритовых частиц содержится мало. Поэтому преобладающими минералами являются глинистые: иллит (20—40 %), в меньших количествах (по 3—10 %) — монтмориллонит, каолинит и хлорит (рис. 1.28). В илах содержится кварца 5—20 %, калиевых полевых шпатов (в основном ортоклаз и микроклин) 5—

Таблица 1.11

Средний состав терригенных минеральных комплексов (фракция 0,1—0,05 мм) осадков минералогических провинций Балтийского моря. По А. И. Блажчишину [3], 1970

Минерал	Содержание зерен, %									
	Докембрийская провинция			Палеозойская провинция					Мезокайнозойская провинция	
	Северо-Западная (5 проб)	Финского залива (6 проб)	Центрально-Балтийская (27 проб)	Западно-Латвийская (18 проб)	Рижского залива (8 проб)	Сааремско-Готландская (13 проб)	Эстонско-Эландская (5 проб)	Южно-Балтийская (13 проб)	Самбийско-Вислинская (59 проб)	Неманская (14 проб)
Тяжелая подфракция (удельный вес >2,9)										
Ильменит	8,9	8,5	8,6	16,8	21,9	7,5	8,5	19,7	37,8	31,1
Магнетит	1,1	0,1	0,7	16,8	21,9	0,4	0,5	0,8	37,8	31,1
Лейкоксен	1,1	0,3	1,7	1,9	2,2	1,6	1,2	2,1	4,3	3,1
Лимонит, гематит	1,3	1,0	1,8	2,0	2,1	1,9	2,3	1,6	5,8	4,4
Амфиболы	33,5	51,1	34,9	24,3	28,3	37,4	30,7	23,7	13,8	28,0
Гранаты	10,5	12,0	9,2	9,8	7,5	9,2	12,2	13,0	10,2	11,5
Группа эпидота	10,1	6,6	13,2	9,4	3,4	9,8	6,3	10,7	4,6	4,8
Пироксены моноклинные	1,4	1,1	3,5	1,9	1,0	3,1	2,2	2,6	2,9	4,3
Пироксены ромбические	2,8	2,2	2,5	1,9	2,2	2,7	2,1	1,8	2,9	4,3
Слюды и хлориты	11,1	5,0	7,8	7,6	23,9	4,9	5,7	4,1	5,5	1,8
Апатит	2,4	2,7	2,9	1,6	1,9	2,9	2,3	2,2	0,6	0,6
Дистен	2,9	1,7	2,5	1,7	2,1	3,2	1,2	1,8	0,7	0,1
Ставролит	1,0	1,0	0,7	0,3	0,6	0,8	0,6	0,6	0,3	0,2
Турмалин	0,3	0,1	0,7	1,2	0,4	0,7	0,9	1,1	0,6	0,6
Монацит	1,5	0,7	1,1	1,0	0,3	0,7	0,9	1,0	1,0	1,0
Рутил	0,3	0,1	0,6	0,8	0,3	0,4	0,9	1,1	1,9	1,2
Сфен, брукит, анатаз	0,2	0,1	0,6	1,0	0,2	0,7	0,4	0,5	0,3	0,2
Циркон	3,5	3,0	1,7	3,2	1,1	1,8	1,8	5,0	4,6	2,4
Фосфаты (коллофан, далит)	1,2	0,4	0,5	0,8	1,7	1,4	9,3	0,5	0,9	0,4
Карбонаты	1,4	0,1	0,2	9,3	3,2	6,0	3,3	0,7	0,9	0,1
Барит и баритокальцит	0,2	0,0	0,2	0,3	0,5	0,6	0,4	0,2	0,1	0,1
Выветрелые минералы	1,2	1,5	2,0	1,0	2,1	2,4	3,6	2,0	1,3	3,6
Прочие	2,7	2,3	2,4	2,2	2,0	2,0	0,4	1,4	1,9	0,5
Легкая подфракция (удельный вес <2,9)										
Кварц	62,0	58,0	68,9	60,4	59,0	64,3	64,5	69,4	78,4	83,7
Плагиоклазы	13,6	17,1	12,5	19,0	15,8	12,1	13,3	14,1		
Калиевые полевые шпаты	17,5	23,5	16,5	13,8	17,5	16,6	13,1	14,0	8,1	9,5
Слюды	4,4	0,9	1,6	1,5	3,5	0,7	3,1	1,2	2,3	0,5
Глауконит	0,3	0,1	0,4	1,4	0,3	0,5	2,6	0,9	9,3	4,7
Карбонаты	0,6	0,04	0,1	3,4	3,9	5,8	0,7	0,3	1,1	1,3
Прочие	1,6	0,7	0,0	0,5	0,0	0,0	2,6	0,1	0,8	0,4

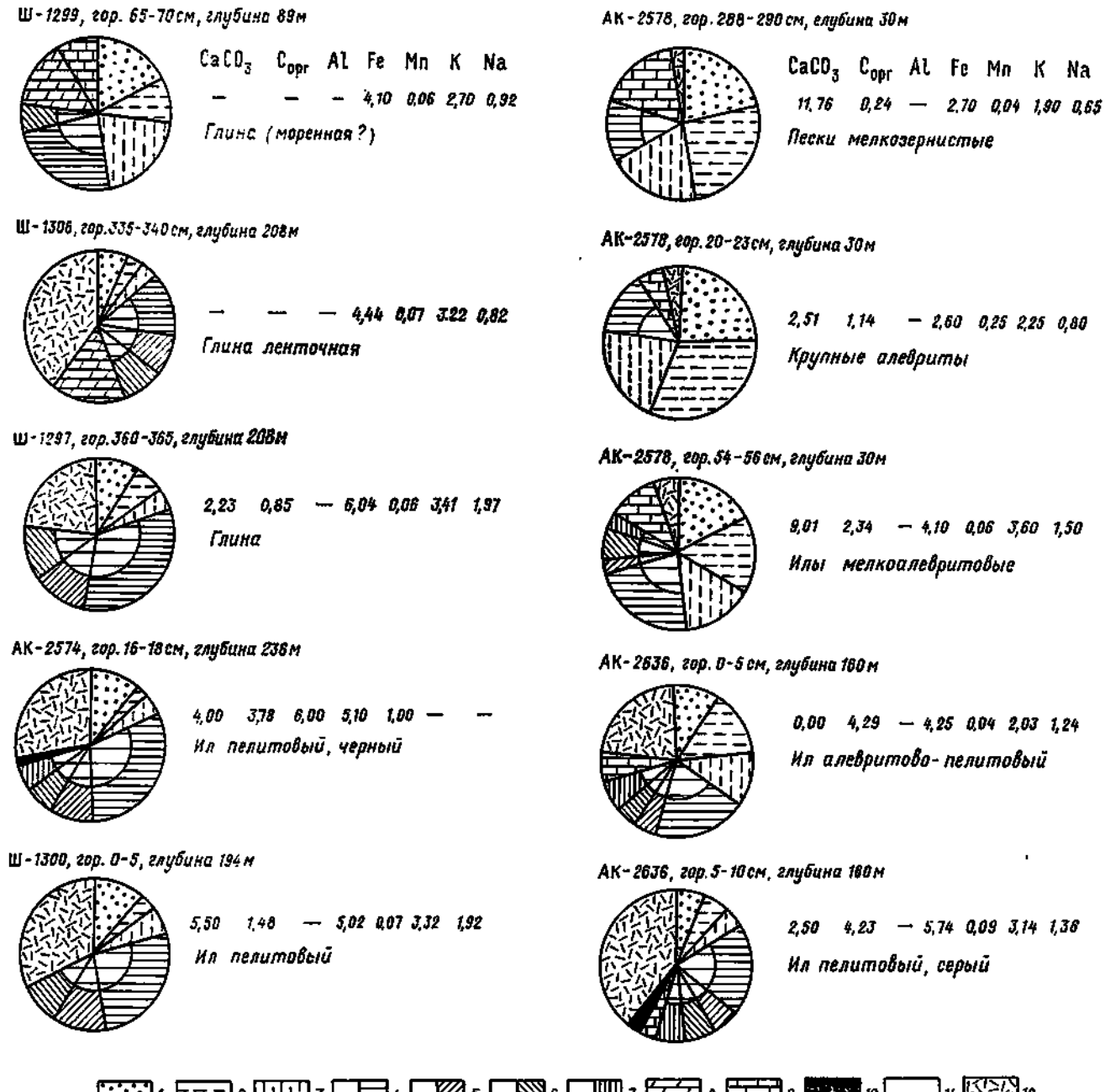


Рис. 1.28. Минеральное содержание основных химических компонентов и элементов в разных типах осадков Балтийского моря (% валовой пробы осадка).

1 — кварц; *2* — калиевые полевые шпаты; *3* — плагиоклазы; *5* — монтмориллонит; *6* — каолинит; *7* — хлорит; *8* — кальцит; *9* — доломит; *10* — пирит; *11* — родохрозит; *12* — рентгеноаморфное вещество.

15 %, плагиоклазов 3—10 %, амфиболов 0—3 %, сульфидов (пирит) 0—4 % (табл. 1.12).

В осадках Балтийского моря преобладает один и тот же минеральный комплекс: кварцево-полевошпатово-иллитовый [53]. Высокое содержание калиевых полевых шпатов и плагиоклазов в обломочной части осадков (фракции >0,01—0,005 мм) и гидрослюды (иллита) в глинистой (фракции ≤0,001—0,005 мм) — наиболее характерная черта донных осадков Балтийского моря. Отношение кварца (Кв) и полевых шпатов (Пш) в осадках Балтийского моря глубже 20—25 м (т. е. за исключением обломочных осадков зоны волновой переработки) чаще всего меньше 1, а отношение плагиоклазов (Пл) и калиевых полевых шпатов (Кпш) либо близко к 1, либо <1.

Балтийское море принадлежит к отдельной петрографической провинции, находящейся под определяющим влиянием кислых изверженных и метаморфических пород Фенноскандии. В ледниковые эпохи к продуктам механического дробления и истирания гранитов, гнейсов и других пород прибавлялись также продукты ледниковой экзарации осадочного чехла, в первую очередь, ордовика и силура, распространенных в северных и центральных районах Балтики. Отсюда значительная примесь карбонатов как в моренах, так и в озерно-морских осадках.

Низкое отношение Кв/Пш в осадках Балтики связано с тем, что в гранитогнейсах обычно преобладают плагиоклазы и калиевые полевые шпаты.

Таблица 1.12

Минеральный и химический состав голоценовых илов Балтийского моря (% валовой пробы осадка)

Горизонт, см	Тип осадка	Содержание, %										Содержание, $\times 10^{-4}$ %					Содержание, %							
		$CaCO_3$	SiO_2 ам	CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	Ti	P	K	Na	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Глинистые минералы	Кварц	Плагиоклазы	Калиевые полевые шпаты	Сульфиды (пирит, грейгит)	Марганцевые карбонаты, родохрозит	Сумма кристаллических фаз	Сумма аморфных фаз
	Готландская впадина																							
	Станция АК-2574, глубина 236 м																							
0—2	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серо-черный	2,00	—	0,88	2,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4—6	То же	4,60	—	1,76	3,18	5,50	0,88	0,50	0,09	—	—	160	48	45	34	—	46	9	6	5	2	+	68	32
6—8	„	2,00	—	0,88	3,33	6,00	0,69	0,53	0,08	—	—	162	58	—	44	—	51	9	6	4	2	+	73	27
12—14	„	4,00	—	1,76	3,90	6,20	0,41	0,49	0,08	—	—	140	56	60	26	102	55	9	7	5	2	0	78	22
14—16	„	2,75	—	1,21	3,36	5,40	0,48	0,50	0,07	—	—	150	58	70	33	110	44	8	6	4	4	4	70	30
16—18	„	4,00	—	1,76	3,78	5,10	1,00	0,55	0,06	—	—	140	60	55	24	110	53	10	5	2	2	4	76	24
	Станция АК-2618, глубина 238 м																							
0—5	Ил пелитовый терригенный, серый	1,25	1,54	0,55	3,09	4,20	0,17	—	—	3,30	1,15	165	48	62	18	90	60	11	8	6	+	+	85	15
20—25	То же	0,25	—	0,11	3,00	5,00	0,15	—	—	3,50	2,25	146	54	46	10	115	54	13	8	5	3	0	83	17
33—55	Ил пелитовый терригенный карбонатно-марганцовистый, серый	—	—	—	—	5,50	0,94	—	—	3,00	1,50	142	26	85	16	104	52	10	7	4	10	12	95	5
60—65	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый	4,75	—	2,09	3,93	5,20	1,52	—	—	3,25	1,50	84	70	96	19	78	48	10	6	4	3	10	81	19
89—95	То же	1,25	—	0,55	3,48	4,90	0,31	—	—	2,70	1,55	230	50	84	14	150	56	9	7	5	2	+	79	21
165—167	„	—	—	—	—	5,10	1,86	—	—	—	—	125	59	32	24	110	43	10	7	5	4	17	86	14
167—169	„	2,00	—	0,88	4,53	—	—	—	—	3,35	1,50	125	59	32	24	110	54	10	8	5	5	8	90	10
169—170	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый с сульфидами Fe	—	—	—	—	5,10	1,86	—	—	—	—	125	59	32	24	110	42	8	7	5	4	32	98	2
170—175	То же	4,50	—	1,98	3,03	4,90	0,80	—	—	3,50	1,35	146	49	46	15	128	58	9	8	4	3	10	92	8
218—223	Ил пелитовый терригенный, серый	0,00	—	0,00	1,80	4,90	0,15	—	—	3,50	1,35	146	56	20	12	112	56	10	9	6	2	+	83	17
312—318	Глина голубовато-серая, позднеплейстоценовая	0,00	—	0,00	0,51	4,00	0,05	—	—	2,50	1,40	142	40	44	11	106	49	10	8	4	0	+	71	29
441—450	Глина розовато-серая, позднеплейстоценовая	0,00	—	0,00	0,33	4,20	0,05	—	—	2,55	1,20	130	40	64	16	110	65	13	9	7	0	0	94	6
	Станция АК-2621, глубина 238 м																							
0—2	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	0,75	1,54	0,33	2,91	5,50	0,45	—	—	3,50	1,65	167	47	50	17	98	50	12	8	5	3	+	78	22
8—10	То же	1,50	—	0,66	2,85	6,10	0,74	—	—	3,40	1,45	146	36	50	14	98	63	10	6	4	4	+	85	15
	Станция АК-2622, глубина 240 м																							
0—2	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	8,51	1,58	3,85	3,54	6,40	3,50	—	—	3,40	1,70	205	55	68	18	91	56	10	7	5	+	19	97	3
16—18	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	0,25	—	0,11	3,00	5,50	0,32	—	—	3,55	1,45	160	48	65	18	104	62	15	9	7	+	0	93	7
	Станция АК-2631, глубина 114 м																							
1—2,5	Ил пелитовый терригенный, зеленовато-серый	2,74	—	1,21	2,55	3,50	0,04	—	—	2,20	1,45	135	44	28	4	96	52	17	8	8	3	+	88	12
2,5—3,5	То же	1,25	—	0,55	2,70	2,40	0,02	—	—	1,70	1,05	146	40	28	6	94	57	18	9	8	3	0	95	5
	Станция ПД-2844, глубина 240 м																							
0—5	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый	13,25	—	5,83	3,42	4,88	2,64	0,43	0,14	2,94	2,73	218	60	70	—	75	40	10	5	4	+	19	78	22
20—25	То же	1,25	—	0,55	9,51	6,24	0,86	0,44	—	2,42	2,50	134	140	80	—	60	41	8	5	4	4	2	64	36
	Станция ПД-2845, глубина 240 м																							
20—25	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый	12,51	—	5,50	4,23	5,06	4,38	0,46	0,09	2,73	2,16	136	61	65	—	70	39	8	6	4	2	23	72	28
90—95	То же	11,01	—	4,84	7,44	6,68	4,00	0,58	0,12	2,31	1,42	100	100	77	—	77	32	7	7	2	10	17	75	25

Горизонт, см	Тип осадка	Содержание, %										Содержание, $\times 10^{-4}$ %					Содержание, %								
		$CaCO_3$	$SiO_{2ам}$	CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	Ti	P	K	Na	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Глинистые минералы	Кварц	Плагиоклазы	Калиевые полевые шпаты	Сульфиды (пирит, грейгит)	Марганцевые карбонаты, родохрозит	Сумма кристаллических фаз	Сумма аморфных фаз	
	Ландсортская впадина																								
	Станция ПД-2852, глубина 450 м																								
0—2	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	8,51	—	3,74	2,64	5,66	0,22	0,51	0,25	2,89	2,30	295	52	70	—	86	39	7	7	3	0	15	71	29	
	Станция ПД-2853, глубина 345 м																								
20—25	Ил пелитовый терригенный серый	0,00	—	0,00	2,04	5,57	0,12	0,55	0,12	3,35	1,82	151	38	54	—	87	47	6	9	4	+	+	66	34	
	Станция ПД-2856, глубина 410 м																								
0—2	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	4,25	—	1,87	2,04	5,46	1,62	0,53	0,15	3,43	2,03	233	45	61	—	77	54	7	10	5	0	9	85	15	
20—25	Ил пелитовый терригенный, карбонатно-марганцовистый, серый	0,00	—	0,00	2,13	5,00	0,62	0,56	0,14	3,58	1,81	157	41	64	—	84	66	8	9	5	+	0	88	12	
	Станция ПД-2857, глубина 300 м																								
20—25	То же	0,00	—	0,00	2,13	5,46	0,20	0,55	0,12	3,67	1,97	154	41	59	—	87	60	9	10	5	0	0	84	16	
	Рижский залив																								
	Станция АК-2578, глубина 29 м																								
0—2	Ил мелкоалевритовый терригенный, марганцовистый, коричневый	6,25	—	2,75	2,58	4,65	2,25	0,52	0,12	2,95	1,25	220	24	50	20	60	29	22	15	17	0	12*	95	5	
	Станция АК-2593, глубина 42 м																								
0—4	Ил алевритово-пелитовый, марганцовистый, коричневый	3,75	2,35	1,65	3,03	4,40	1,70	—	—	2,10	1,50	170	25	38	14	75	51	18	8	8	0	9*	94	6	
4—7	Ил алевритово-пелитовый серый	2,50	—	1,10	2,76	3,60	0,19	—	—	2,15	1,50	160	25	20	14	84	50	17	9	2	0	5*	93	7	
	Станция АК-2594, глубина 44 м																								
0—3	Ил алевритово-пелитовый, марганцовистый, коричневый	3,75	2,11	1,65	2,94	3,80	1,75	—	—	—	—	160	25	24	12	90	50	15	11	9	0	8*	93	7	
6—25	Ил пелитовый	3,75	—	1,65	2,25	3,90	0,10	—	—	—	—	130	17	28	10	84	58	13	5	6	0	10*	92	8	

Примечание. Здесь звездочкой (*) обозначены карбонаты терригенно-обломочные; знак плюс (+) обозначает присутствие; АК — НИС «Академик Курчатов», рейс 26А, ПД — ИС «Профессор Добрынин».

Иллит и хлорит — продукты «истирания» слюд, а также химического выветривания гранитогнейсов.

Осадки отдельных районов (заливов, впадин) Балтийского моря, особенно илы морского голоцена, заметно отличаются друг от друга соотношениями основных минералов, иногда — отсутствием или, наоборот, присутствием карбонатов. Это связано уже с локальными условиями питания. Осадконакопление в отдельных заливах или впадинах происходит в некоторой степени изолированно друг от друга. Следовательно, в Балтийском море процесс механического перемешивания и дифференциации осадочного вещества из-за небольших глубин, а также наличия отдельных заливов, впадин или поднятий, ограничен [51].

Химический состав осадков. Основными компонентами как песков, так и пелитовых (глинистых)

илов Балтийского моря являются SiO_2 (табл. 1.13), Al_2O_3, Fe_2O_3, а также органическое вещество, CO_2 и часть влаги, теряемые при прокаливании. Так как пески состоят в основном из кварца, в них очень много SiO_2 и мало Al_2O_3 и Fe_2O_3. В илах содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 повышаются, а SiO_2 понижаются. В осадках Балтики по сравнению с осадками южных морей (Черного, Каспийского, Средиземного) очень мало карбонатов и много $C_{орг}$.

По сравнению с взвесью в донных осадках органического вещества содержится в 3—10 раз меньше, но содержание $SiO_{2вал}$, Al_2O_3 и TiO_2 значительно больше.

Данные о содержании химических элементов в донных осадках отдельных участков Балтийского моря приведены в табл. 1.13 и 1.14. На рис. 1.29—1.34 показано распределение некоторых химических компонентов и элементов в верхнем слое донных осадков Балтийского моря.

Таблица 1.13

Минеральный состав донных осадков Арконской впадины (станция Ш-1301, глубина 49 м)

Горизонт, см	Глинистые минералы			Кварц	Калиевые полевые шпаты	Плагиоклазы	Доломит	Кальцит	Сумма кристаллических фаз
	монтмориллонит	иллит	каолинит						
0—3	10	29	12	24	8	7	5	0	95
20—25	9	30	8	20	9	6	Сл.	Сл.	82
40—45	8	26	8	31	10	7	6	0	96
50—54	7	36	9	22	7	7	7	0	95
70—75	13	30	9	9	3	4	0	11	79
100—105	15	30	10	9	Сл.	3	0	14	81
140—145	14	30	12	7	Сл.	Сл.	0	10	73
185—190	16	29	11	9	3	Сл.	Сл.	10	78
215—220	11	32	13	10	4	4	6	17	97
240—245	10	23	10	12	3	3	5	17	83
265—270	8	26	9	13	3	3	7	19	90

Таблица 1.14

Распределение химических элементов в донных осадках Арконской и Борнхольмской впадин

Горизонт, см	Тип осадка	Содержание, %								Содержание, $\times 10^{-4}$ %					
		$CaCO_3$	$C_{орг}$	Fe	Mn	Ti	K	Na	Mg	Cu	Zn	Ni	Cr	Li	Rb
Арконская впадина, станция Ш-1301, 54°59,8′ с. ш., 14°05,1′ в. д., глубина 49 м															
0—3	Ил	14,55	4,75	3,50	0,03	0,41	2,24	2,08	1,51	37	129	86	82	40	119
20—25	„	14,51	1,41	4,40	0,04	0,41	2,22	1,90	1,39	29	97	102	62	42	109
40—45	„	14,01	1,38	4,00	0,03	0,32	2,02	1,62	1,22	22	73	74	32	30	84
50—54	„	12,76	1,54	3,90	0,04	0,42	2,64	1,40	1,82	32	114	94	32	40	136
70—75	Глина	17,76	0,00	5,76	0,05	0,46	3,44	1,48	2,10	28	112	108	92	60	180
100—105	„	19,76	1,85	5,50	0,06	0,47	3,38	1,18	2,14	32	139	104	86	57	151
140—145	„	18,60	2,04	6,00	0,05	0,43	4,00	1,04	2,10	30	120	100	84	54	156
185—190	„	11,26	1,63	5,50	0,06	0,45	3,40	1,12	1,98	30	122	140	76	56	160
215—220	„	18,76	2,67	4,80	0,06	0,47	3,32	0,96	1,98	32	108	100	60	50	164
240—245	„	18,76	1,96	4,40	0,06	0,40	3,04	1,10	1,87	30	105	90	76	48	129
265—270	„	24,02	2,01	4,00	0,06	0,38	2,78	1,02	1,86	29	100	108	68	48	127
Борнхольмская впадина, станция Ш-1303, 55°21.2′ с. ш., 15°38,0$_п$ в. д., глубина 101 м															
10—15	Ил	9,30	4,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20—25	„	3,00	1,29	3,98	0,69	0,44	3,12	3,10	1,20	40	112	76	108	52	136
40—45	„	3,25	3,46	4,22	0,44	0,44	3,00	2,94	1,15	37	106	48	108	46	148
50—55	„	0,00	6,58	4,50	0,18	0,43	3,04	2,62	1,15	41	114	84	98	42	136
65—70	„	5,00	3,84	4,90	0,31	0,45	2,72	2,82	1,27	42	114	48	108	46	146
80—85	Глина	2,00	3,15	4,40	0,49	0,50	2,60	3,12	1,27	28	114	72	116	44	150
100—105	„	1,00	3,68	4,78	0,67	0,46	2,50	3,10	1,27	44	114	88	122	48	142
120—125	„	2,25	2,83	4,78	0,71	0,51	2,46	3,02	1,20	38	114	88	108	50	150
140—145	„	1,77	2,74	4,54	0,27	0,46	3,24	3,14	1,20	38	124	76	114	52	154
165—170	„	6,46	2,34	4,66	0,59	0,46	3,56	3,34	1,29	32	114	62	126	48	144

Осадки отдельных районов Балтийского моря.

Район Клайпедского пролива (глубина 29—38 м). У самого берега (до глубины 20—25 м) узкая полоса занята песками (см. рис. 1.27), а за ними идут крупные алевриты, а затем — снова пески. Пески и алевриты хорошо отсортированы. На глубинах 30—35 м осадки отсутствуют (из-за больших придонных скоростей они не отлагаются): на поверхность дна здесь выходят ледниковые отложения — морены с гравием и галькой. За моренами снова залегают крупные алевриты. Такое распределение осадков обусловлено двумя причинами: рельефом дна (наличием подводных валов) и волнением и морскими течениями. Источниками песчано-алевритового материала являются выносы Немана и Куршского залива, а также размывающиеся придонными течениями донные морены. На ст. АК-2573, расположенной в нескольких километрах от устья Клайпедского пролива, осадки накапливаются с очень высокой скоростью: 1,1 мм в год, или 110 см в 1000 лет.

Пески и крупные алевриты на 80—95 % состоят из кварца с небольшой примесью полевых шпатов.

Кварцевые крупные алевриты (слой 0—5 см) в среднем содержат 3—11 % $CaCO_3$, 0,36 % $C_{орг}$, 0,8—3,4 % SiO_2, 0,7—1,2 % Fe, 0,02 % Mn, 0,30 % Ti, 0,05 % P, 1,4—4,3 % Al, $4 \cdot 10^{-4}$ % Cu, 25×10^{-4} % Zn, $30 \cdot 10^{-4}$ % Rb, $4 \cdot 10^{-4}$ % Co, $\leqslant 10 \times 10^{-4}$ % Ni. Таким образом, химический состав

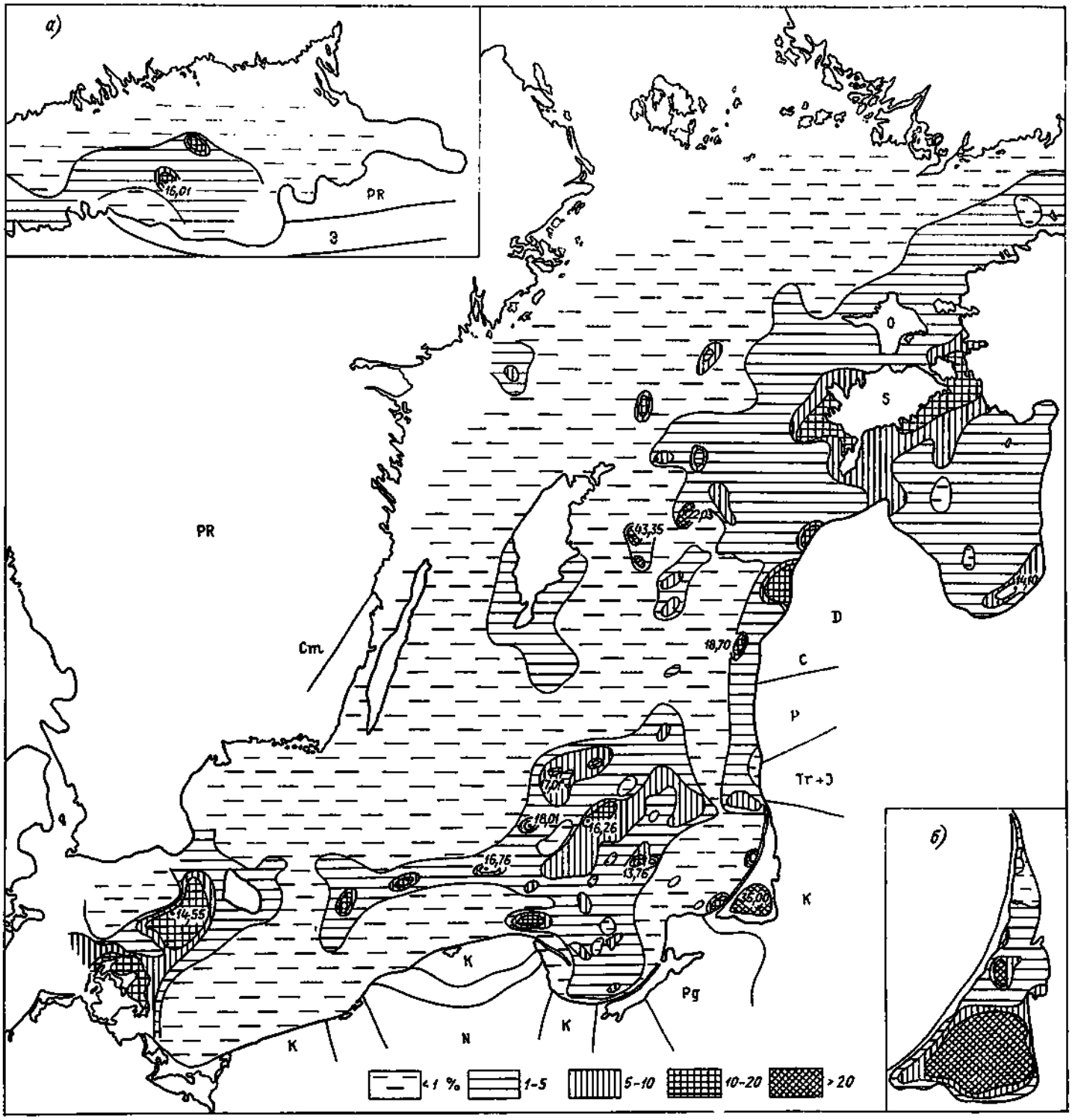


Рис. 1.29. Содержание $CaCO_3$ (%) в верхнем слое (0—5 см) донных осадков Балтийского моря.

Врезки:
а) то же для Финского залива;
б) то же для Куршского залива; общепринятыми индексами обозначены области распространения на суше следующих отложений: N — неогена, Pg — палеогена, K — мела, Tr + J — триаса и юры, P — перми, C — карбона, D — девона, S — силура, O — ордовика, Cm — кембрия, PCm — докембрия.

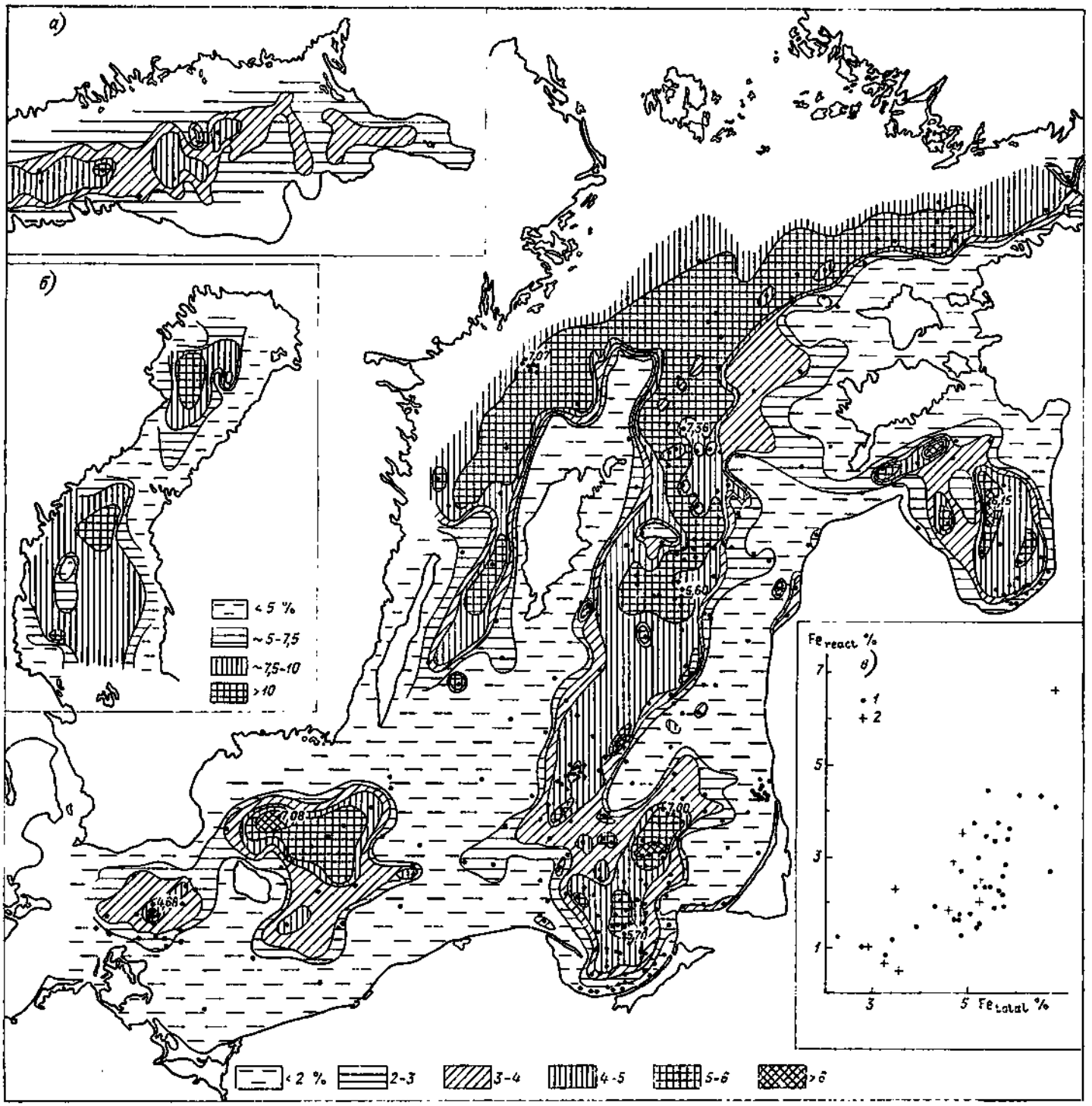


Рис. 1.30. Распределение Fe (%) в верхнем слое донных осадков Балтийского моря.

Врезки:

а) то же для Финского залива;

б) распределение Fe_2O_3 (%) в верхнем слое донных осадков Ботнического залива;

в) распределение реакционного Fe в осадках Готландской впадины [49]: *1* — илы морского голоцена, *2* — позднеледниковые гомогенные глины.

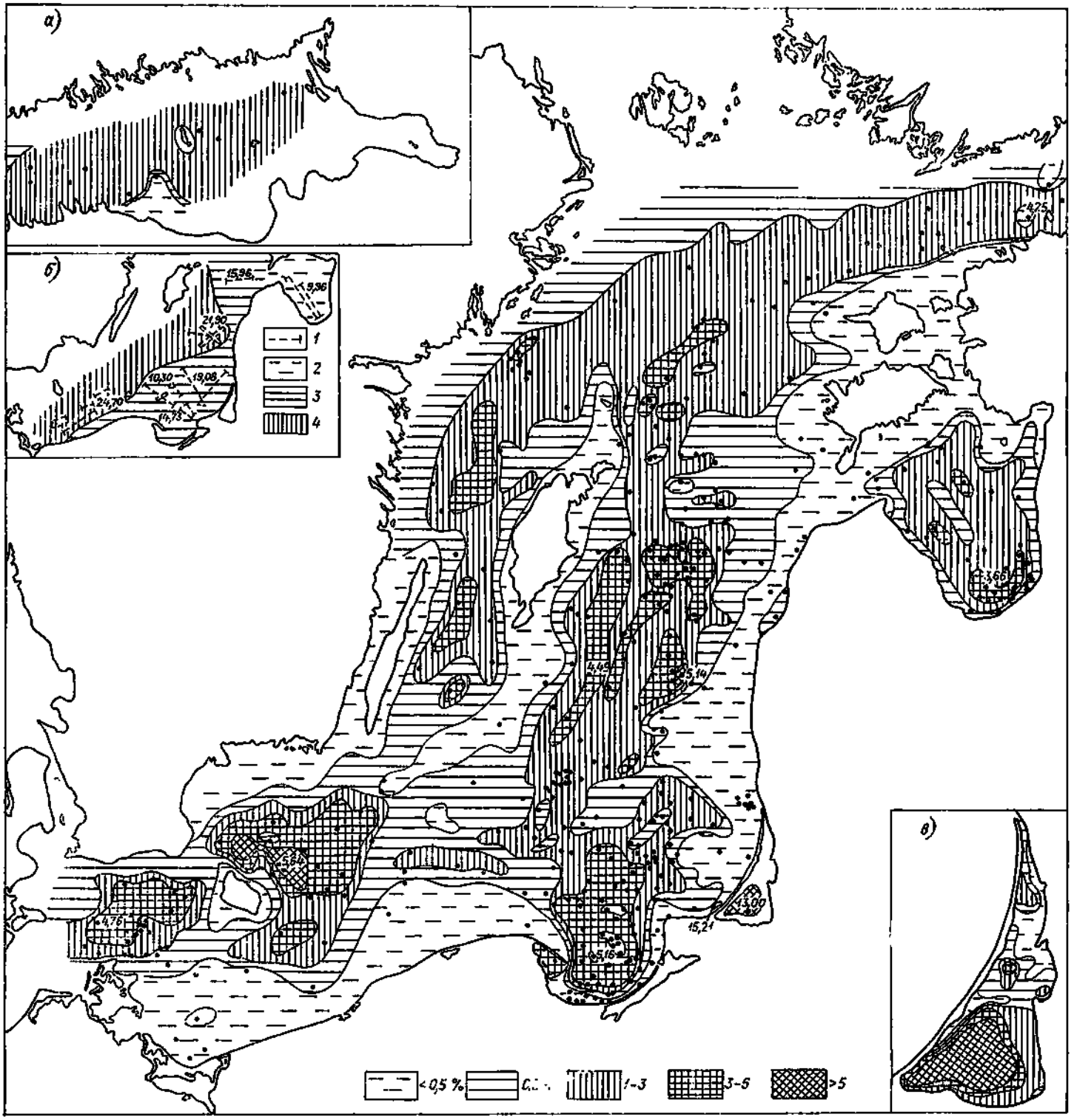


Рис. 1.31. Содержание $C_{орг}$ (%) в верхнем слое (0—5 см) донных осадков Балтийского моря (точками обозначено местоположение изученных проб. Цифры у точек — максимальное содержание $C_{орг}$ в данном районе).

Врезки:

а) то же для Финского залива;

б) содержание $C_{орг}$ в сепарационной взвеси верхнего слоя вод (5—7 м) Балтийского моря [52]: *1* — место отбора пробы; содержание, %: *2)* 10, *3)* 10—20, *4)* >20, цифры в поле рисунка — фактическое содержание (%);

в) — распределение $C_{орг}$ в верхнем слое донных осадков Куршского залива [84] (условные обозначения здесь те же, что и на основной карте).

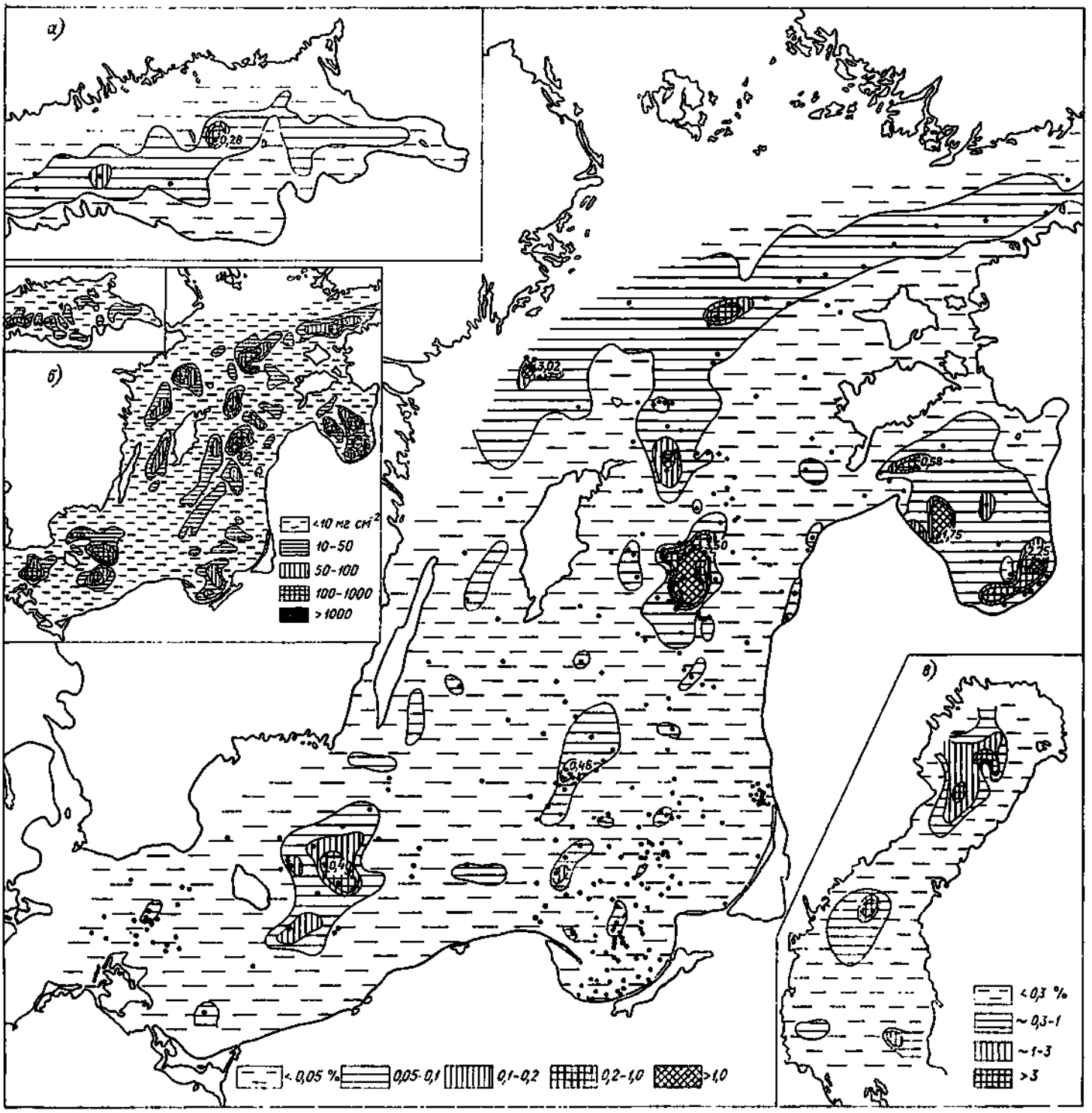


Рис. 1.32. Содержание Mn (%) в верхнем слое (0—5 см) донных осадков Балтийского моря.

Врезки:
а) то же для Финского залива;
б) абсолютная масса Mn (в $г \cdot см^{-2}$) в осадках морского голоцена (0—8 тыс. лет) [5];
в) содержание MnO (%) в верхнем слое осадков Ботнического залива [117].

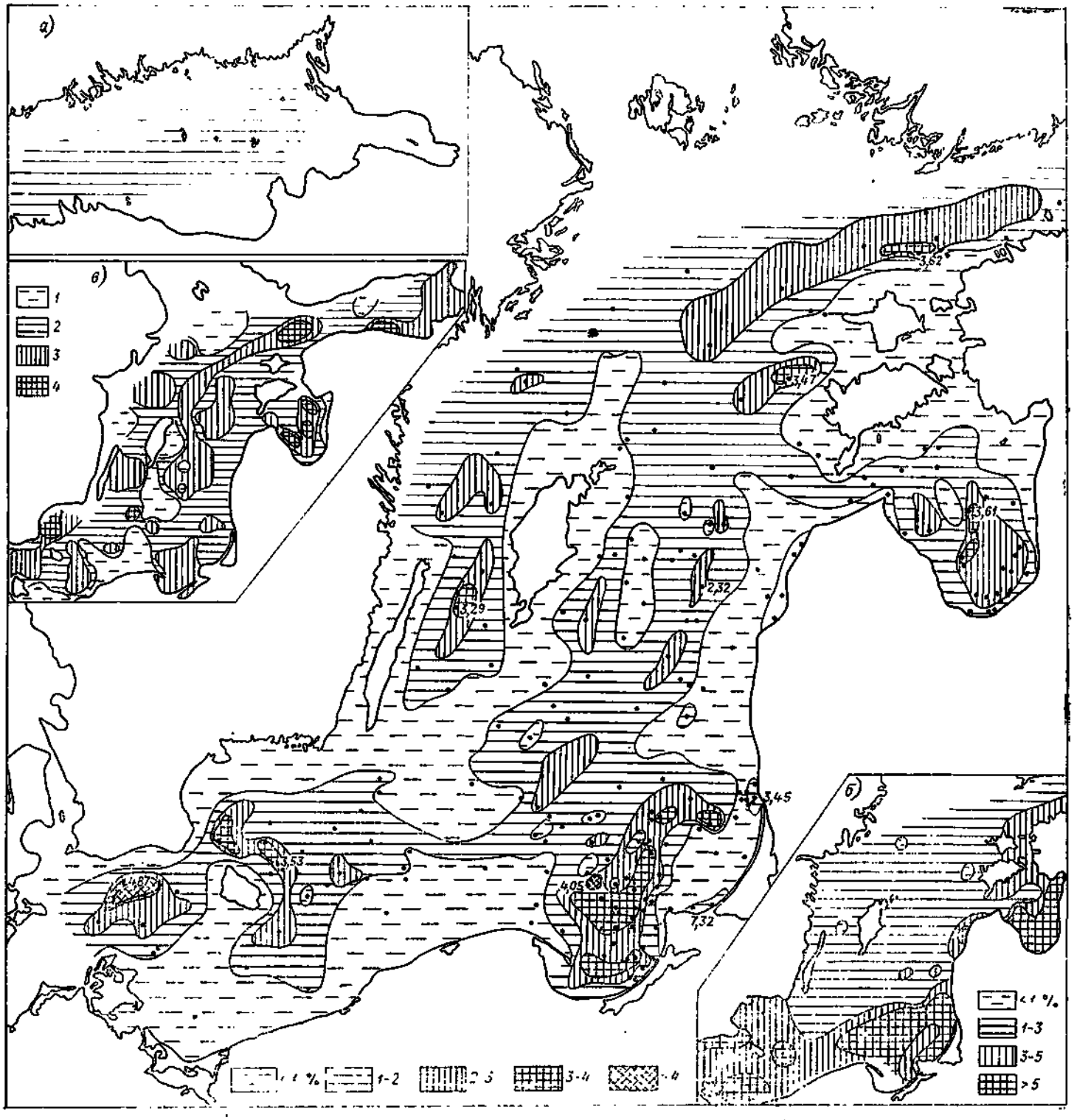


Рис. 1.33. Распределение $SiO_{2\,аэ}$ (%) в верхнем слое осадков Балтийского моря.

Врезки:
а) то же для Финского залива;
б) распределение $SiO_{2\,аэ}$ в фильтрационных пробах взвеси поверхностного слоя (0—1 м) вод;
в) количественное распределение диатомей в верхнем слое (0—5 см) донных осадков, створок на мазок (стекло): *1*) <100; *2*) 100 — 1000; *3*) 1000—10 000; *4*) >10 000.

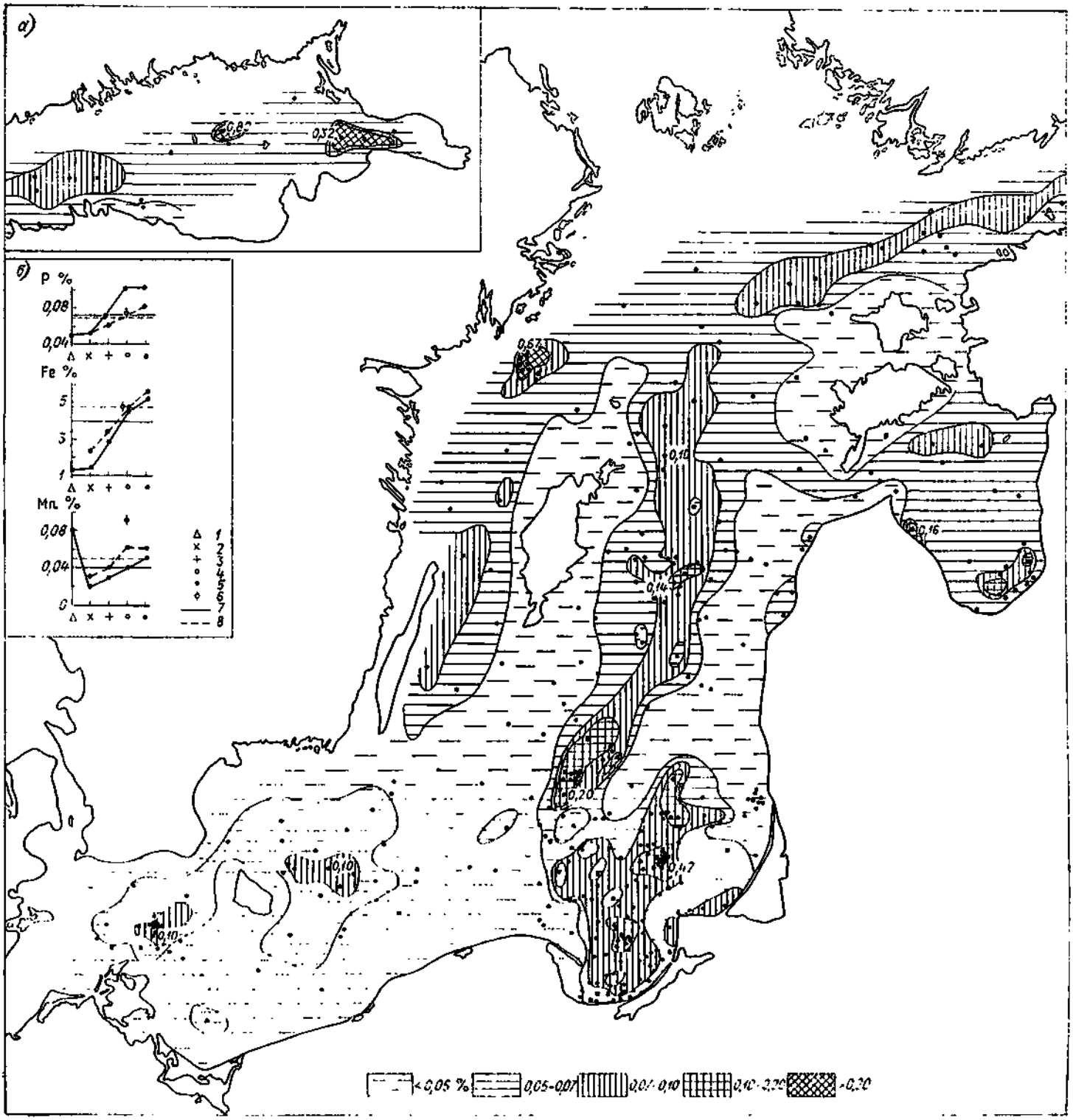


Рис. I.34. Распределение P (%) в верхнем слое осадков Балтийского моря.

Врезки:

а) то же для Финского залива;

б) кривые распределения среднего содержания P, Fe и Mn в донных осадках Гданьского залива: *1* — пески, *2* — крупные алевриты, *3* — илы мелкоалевритовые, *4* — илы алевритово-пелитовые, *5* — илы пелитовые, *6* — гомогенные поздниеледниковые глины, *7* — среднее для слоя 0—5 см, *8* — среднее для всей толщи осадков (3—5 м); горизонтальными линиями показано среднее содержание для всех типов осадков Гданьского бассейна (сплошная линия — для слоя 0—5 см, пунктирная — для толщи 3—5 м).

Таблица 1.15

Среднее и максимальное содержания химических элементов в голоценовых осадках Балтийского моря

Элемент	Обломочные осадки—пески, алевриты (слой 0—5 см); глубина залегания 100 м	Алевритово-пелитовые и пелитовые илы, глубина < 200 м	Алевритово-пелитовые илы [1], глубина > 200 м		Марганцевые илы [1], слой 0—5 см	Обломочные осадки—пески, крупные алевриты, мелкоалевритовые илы, слой 0—5 см, 17 проб [3]	Все типы осадков [4], слой 0—5 см, 47 проб
			среднее содержание в слое 0—5 см	максимальное содержание в илах всего голоцена [2]			
			Содержание, %				
$CaCO_3$	1,25	0,81	4,65	13,25	11,14	5,55	7,12
$SiO_{2ам}$	1,28	2,21	1,22	2,35	—	1,17	2,07
$C_{орг}$	0,89	3,20	3,06	9,51	5,01	0,62	1,92
Fe	1,92	4,56	5,70	7,07	5,52	1,15	3,19
Mn	0,03	0,06	1,45	6,54	3,28	0,02	0,35
Ti	0,28	0,46	0,50	0,70	0,50	0,32	0,42
P	0,05	0,07	0,22	0,67	0,12	0,05	0,08
K	—	3,04	3,31	3,67	2,86	—	2,41
Na	—	1,73	2,81	2,93	1,87	—	1,10
			Содержание, $\times 10^{-4}$ %				
Ba	408	1064	1120	2910	—	—	451
Cr	50	114	100	252	80	<10	58
Zr	281	269	150	300	—	—	—
Ni	21	43	26	96	68	<10	29
V	55	140	160	320	—	—	—
Sn	3	3	3	2	—	—	—
Cu	44	46	54	140	69	5	20
Zn	—	147	246	270	140	29	110
Co	—	—	—	33	20	5	13
Mo	⩽5	⩽3	—	186	50	—	—
W	—	⩽5	—	⩽2	17	—	—

[1] Илы только Готландской впадины.
[2] В отдельных микропрослойках содержание Mn повышается до 12—17 %.
[3] Район Клайпедского пролива.
[4] Преобладают илы Рижского залива.

крупных алевритов очень близок к среднему составу обломочных осадков всего Балтийского моря (табл. 1.15).

Рижский залив (глубина до 50 м). Осадки представлены терригенными песками, крупными алевритами, мелкоалевритовыми, алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами (см. рис. 1.27). Смена этих гранулометрических типов осадков постепенная: у берега залегают пески, в центре впадин — пелитовые илы. Аналогичные гранулометрические осадки вскрыты и ударными трубками (их длина 3—5 м). Верхний слой осадков окислен и имеет бурый цвет. Окисленный слой наблюдается почти по всему Рижскому заливу, однако его мощность неодинакова: от долей миллиметров до 10—15 см. В окисленном слое много железомарганцевых конкреций.

На состав водной взвеси и осадков, а также на распределение химических элементов очень существенное (практически определяющее) влияние оказывает Даугава. Эта река выносит около 453,6 тыс. т взвешенных веществ, а всего в залив выносится 727 тыс. т/год твердого материала [10]. В залив ежегодно выносится 488 тыс. т Fe и 0,634 тыс. т Mn. Это соответственно в 8 и 2 раза больше, чем получает за это время Финский залив. На барьере река—море (зона смешения речных и морских вод) происходит интенсивное биогеохимическое преобразование форм миграции осадочного вещества: интенсивное потребление биогенных компонентов фитопланктоном, бурное развитие диатомовых водорослей (в результате за зоной смешения вод происходит повышение концентраций взвешенных форм $SiO_{2ам}$) и т. д.

Водная взвесь Рижского залива отличается от взвеси других районов Балтийского моря высоким содержанием марганца (до 0,10—0,41 %). Она содержит значительные количества глинистых минералов, в результате чего заметно обогащена также $SiO_{2вал}$, Al, Ti, K, Na, Fe, а у самого устья — Cr и Cd. По химическому составу взвесь Рижского залива наиболее близка к составу его донных осадков.

Взвешенный материал, попав в водную среду, подвергается механическому фракционированию. В соответствии с этим главным для Рижского залива процессом происходит и распределение химических элементов в осадках. По характеру этого распределения изученные элементы распределяются по 4-м правилам фракции [44, 46]. По правилу песчаной фракции (правило *1*) распределен $SiO_{2вал}$ и $SiO_{2кварц}$). Его много там, где преобладает фракция 1,0—0,1 мм (у берега). По правилу алевритовой фракции (правило 2) распределены некоторые гидролизаты (Zr и др.): их содержание чаще всего повышено там, где осадки представлены крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами. Все остальные элементы, за исключением тех, которые вместе с Fe и Mn стягиваются в железомарганцевые конкреции (Ni, Cu, Co), распределены по правилу пелитовой фракции (правило *3*): их содержание повышено в местах распространения пелитовых илов. Mn, частично Fe и некоторые микроэлементы распределены по фракциям не-

равномерно, скачкообразно. Связано это с тем, что элементы этой группы входят в состав мелких и крупных железомарганцевых конкреций или им сопутствуют.

Содержание $CaCO_3$ в верхнем слое осадков колеблется от 0,00 до 14,10 %. Органический углерод в верхнем слое осадков составляет 0,33—3,72 %, в среднем 1,92 %.

Содержание Mn в верхнем слое осадков колеблется от 0,02 до 2,25 %, в среднем составляет 0,35 % (см. табл. 1.15). Ареалы высоких его содержаний приурочены к осадкам, верхний слой которых окислен. В тех районах, где осадки восстановлены по всей толще, содержание Mn обычно не превышает 0,10 %.

В колонках осадков Рижского залива (т. е. в голоценовых илах) практически содержатся те же количества химических элементов, что и в верхнем слое осадков (см. табл. 1.15). Исключение составляет только Mn, к низу колонок содержание которого обычно падает.

Скорость осадконакопления илов вблизи устья Даугавы 0,4—0,5 мм в год, или 40—50 см в 1000 лет. В центральной части залива, где скапливается основная часть речных выносов, скорость в 4 раза выше — 2 мм/год, или 2 м в 1000 лет.

Минеральный состав голоценовых илов Рижского залива состоит из плагиоклазов (8—22 %), калиевых полевых шпатов (9—32 %), кварца (8—24 %), глинистых минералов (14—48 %), среди которых преобладает иллит (9—38 %), доломит (5—23 %), кальцит (0—6 %) и амфиболы (0—3 %). Пирит в валовых пробах осадков дифрактометрически обнаружен не был.

В осадках Рижского залива широко распространены железомарганцевые конкреции. Выделено два типа конкреций: плоские (лепешковидные) и мелкие округлые (дробовидные). Первые из них приурочены преимущественно к мелкоалевритовым окисленным илам юго-восточной части залива (см. рис. 1.27). Дробовидные конкреции развиваются главным образом в верхнем слое слабоокисленных крупных алевритов вокруг о. Рухну.

Источником Fe и Mn для конкреций являются речные взвеси. Взвеси осаждаются на дно. В процессе диагенеза взвеси редуцируются, часть Fe и Mn переходит в растворенные формы, сильно обогащая ими поровые воды. Растворенные формы элементов диффундируют вверх, в окисленный слой. Таким образом, интенсивное поступление механических взвесей, их осаждение на дно, диагенетическая переработка в илах, миграция растворимых форм элементов в окислительный слой, окисление и выпадение в виде гидроокисей — главный процесс в формировании железомарганцевых руд в заливах и морях с высокой скоростью осадконакопления. Механизм окисления Fe^{2+} и Mn^{2+} здесь, скорее всего, биохимический (бактериогенный).

Финский залив. Впадины заполнены пелитовыми илами зеленовато-серого и черно-серого терригенного (глинистого) ила. Сверху (0—10 см) илы жидкие и полужидкие, содержат до 78 % влаги. Ниже они имеют очень мягкую консистенцию, а их влажность колеблется в пределах 60—70 %. Часто илы содержат свободный сероводород (в количестве 5,3—8,4 мм на 1 л ила), в них много метана и других газов. При выталкивании колонок из геологических трубок выходящие газы взрывают илы, оставляя в них многочисленные пустоты (каверны).

Мощность полужидких и мягких илов колеблется от нескольких сантиметров (на склонах возвышенностей) до 3—5 м (во впадинах). В большинстве случаев ударными геологическими трубками длиной 3—5 м они пробиты не были.

Илы восстановлены, значения Eh в них обычно имеют отрицательный знак и достигают 109—200 мВ. Реакционные формы составляют 1—2 %, причем реакционный Fe^{2+} заметно преобладает над реакционным Fe^{3+}.

Сведения о распределении типов осадков и содержании в них химических компонентов и элементов приведены на геохимическом профиле.

Ботнический залив. Распределение донных осадков в этом заливе очень пестрое, пятнистое [138]. Илы здесь распространены в виде трех ареалов: северного, среднего и южного. Четвертый ареал илов находится в проливе между Аландскими островами и Швецией. Большие площади дна заняты выходами твердых пород, гравийно-галечными отложениями и песками. В целом, осадки залива можно подразделить на 2 группы: а) мелководные (глубина 50—60 м) и б) глубоководные (глубина около 100 м) [117]. Мелководные осадки (терригенные пески, алевриты) состоят в основном из кварца, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов; глубоководные (терригенные пелитовые и алевритово-пелитовые илы) — из глинистых минералов (в основном из иллита) и слюд. Валовый химический состав (%) осадков групп *а* и *б* соответственно равен: SiO_2 — 70 и 50; Al_2O_3 — 14 и 14; TiO_2 — 0,35 и 0,75; Fe_2O_3 — 4,5 и 10; MnO — 0,10 и 0,10; CaO — 2,2 и 2,2; MgO — 1,0 и 2,5; Na_2O — 3,0 и 3,0. Малые элементы содержат соответственно (в 10^{-4} %): Ba — 700 и 1000; Zr — 200 и 200; Sr — 200 и 200; Ni — 25 и 55; Cu — 20 и 40; Cr — 40 и 90. Указанный состав свидетельствует о том, что осадки группы *а* идентичны составу гранитов (из продуктов разрушения которых осадки произошли), группы *б* идентичны по составу глинистым сланцам.

На поверхности глубоководных осадков (илов) залегает много плоских железомарганцевых конкреций.

Кильская бухта. Верхний слой осадков представлен следующими гранулометрическими типами: 1) грубозернистым обломочным материалом (гравий, гальки и более крупные обломки), 2) песками, 3) илистыми песками, 4) песчанистыми илами и 5) илами. Главным источником осадочного материала, поступающего в Кильскую бухту и накапливающегося на ее дне, являются моренные отложения, выходящие на дневную поверхность в абразионных берегах бухты. В их составе преобладают обломки пород, неокатанные зерна кварца и полевых шпатов, глинистые минералы; содержание $CaCO_3$ около 20 % (иногда до 50 %).

На глубинах до 15 м почти вдоль всего побережья залегает грубозернистый материал. Он образует тонкий слой (10—30 см), перекрывающий морены. Местами морены обнажаются и на дне. Глубже полосы грубозернистых отложений залегают пески. Они состоят из кварца, полевых шпатов. В тяжелой подфракции много гранатов,

ильменита и роговой обманки. Глубже песков залегают илистые пески, которые по нашей классификации чаще всего соответствуют крупным алевритам. На глубинах 20—30 м илистые пески сменяются илами. В районе ст. Ш-1296 (рис. 1.35) на поверхности дна залегает глинистый ил темно-серого цвета, очень мягкий. Ил содержит раковины и детрит моллюсков и имеет сильный запах H_2S. Он богат органическим веществом. Ниже залегает пелитовый глинистый ил серого цвета с зеленоватым оттенком, иногда — с гнездами мелкого раковинного детрита.

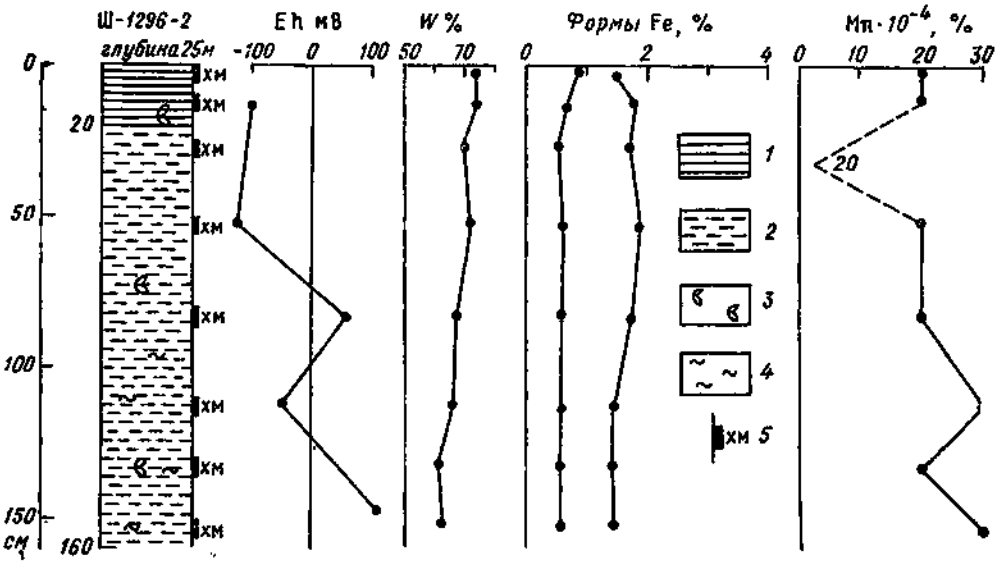


Рис. 1.35. Колонка Ш-1296-2 (Кильская бухта): литологический состав, Eh, влажность осадков *W* и распределение в них форм Fe и Mn.

1 — пелитовый глинистый темно-серый и серый ил, микрослоистый; *2* — пелитовый глинистый ил серого цвета с зеленоватым оттенком; *3* — раковинный детрит; *4* — каверны; *5* — изученные интервалы: х — химический анализ, м — гранулометрический анализ.

Арконская впадина. Центральная, наиболее глубокая ее часть заполнена полужидкими и очень рыхлыми серыми илами морского голоцена, которые в виде линзы мощностью до 2—3 м залегают на серых вязких, пластичных глинах. Илы содержат до 75,1 % фракции <0,01 мм. Они богаты $C_{орг}$ (содержат до 4,76 %), $CaCO_3$ (до 14,55 %), но по сравнению с илами Борнхольмской впадины они обеднены марганцем.

Минералогический состав и содержание химических элементов осадков приведены в табл. 1.13 и 1.14.

Борнхольмская впадина. На мелководье (до глубины 20—30 м) вокруг впадины распространены в основном полевошпатово-кварцевые пески и крупные алевриты, глубже — илы с содержанием 50—87 % фракций <0,01 мм. Илы в основном глинистые (гидрослюдистые), серые, мягкие (сверху полужидкие). Они обогащены органическим веществом (2—5 % $C_{орг}$), содержат до 5—10 % $CaCO_3$. Илы образуют как бы линзу; по краям впадины мощность илов 0,1—0,5 м, в центре — 2—4 м (рис. 1.36). Глубже под илами залегают позднеледниковые серые и розовые глины. Они плотные, вязкие, пластичные. Глины по сравнению с илами обогащены карбонатами (см. табл. 1.14).

Для илов Борнхольмской впадины характерным является высокое содержание марганца. Так, в колонке ст. Ш-1303 (см. табл. 1.14) содержится 0,69 % Mn, в целом во впадине — 1,5 %.

Гданьский бассейн. Этот бассейн включает в себя Гданьский залив и часть впадины севернее этого залива.

Дно Гданьского залива, как и дно Рижского залива, покрыто терригенными илами (см. рис. 1.27). Пески залегают у берега (до глубины 20—40 м). По мере продвижения от берега к центру впадины они сменяются крупными алевритами, мелкоалевритовыми, алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами.

Пески и алевриты состоят в основном из кварца (70—80 %) и полевых шпатов (10—20 %). В небольших количествах содержатся ильменит, гранаты, эпидот, обыкновенная роговая обманка, слюды, глинистые минералы.

Алевритово-пелитовые и пелитовые (глинистые) илы залегают лишь в центральной части впадины Гданьского бассейна (на глубине 80—110 м). Они состоят преимущественно из глинистых минералов: иллита (20—30 %), монтмориллонита (5—10 %), каолинита (5—10 %) и хлорита (4—6 %). Кварц в илах составляет 15—20 %, полевые шпаты — 13—29 %, доломит — 0—6 %. Илы обычно серые и зеленовато-серые, очень мягкие, содержат 60—85 % влаги.

Мощность голоценовых илов в Гданьском бассейне очень велика — до 8—10 м, а в отдельных случаях до 15 м. В ранние этапы развития Балтийского (Литоринового) моря скорость седиментации достигала 1,35 мм в год, или 135 см в 1000 лет, а в отдельные отрезки времени возрастала до 4,15 мм в год, или 415 см в 1000 лет. В настоящее время скорость седиментации составляет 0,1—0,2 мм в год. В наиболее длинной колонке, отобранной в Балтийском море в районе Гданьского

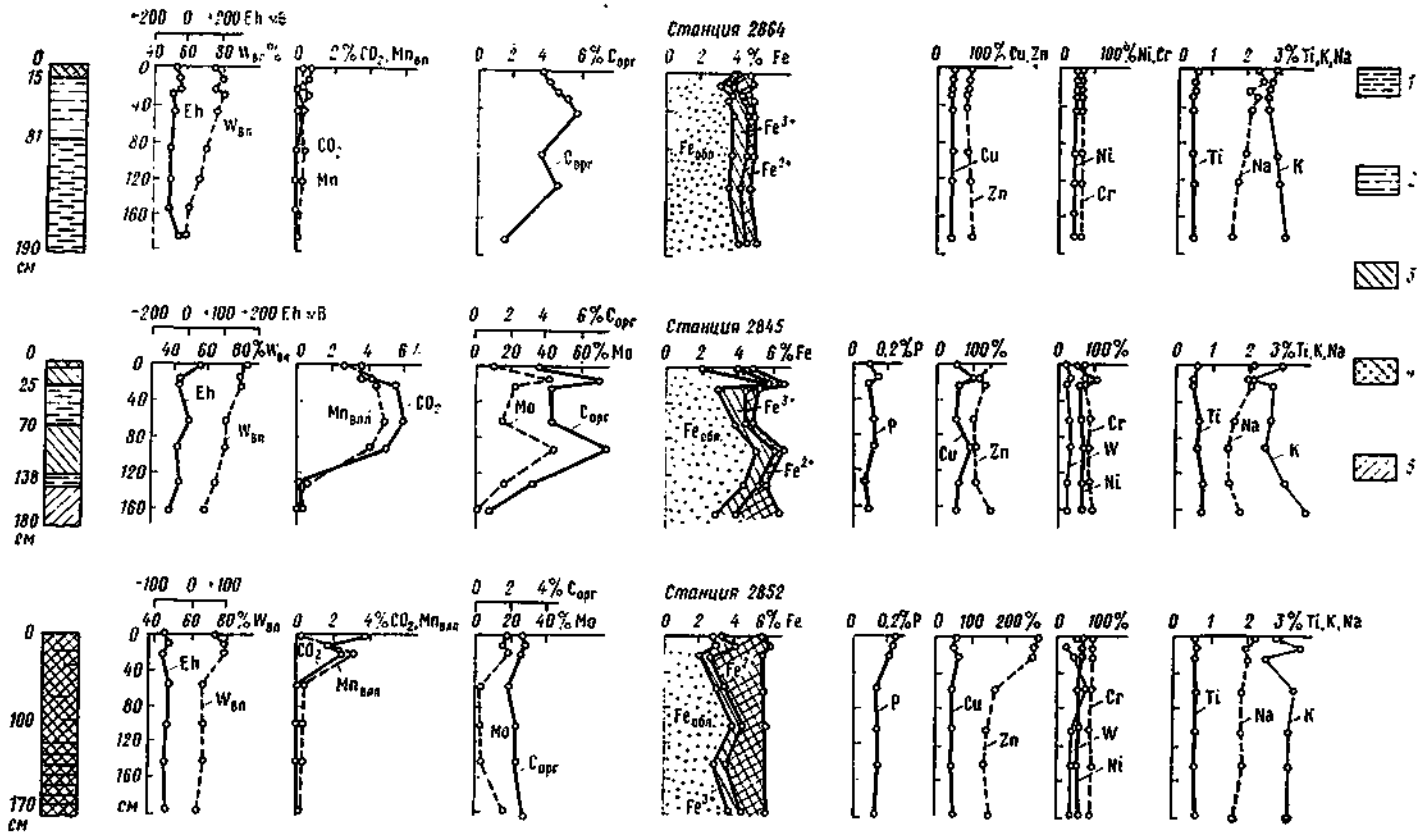


Рис. 1.36. Химический состав илов впадин Балтийского моря.

Борнхольмская впадина — ст. 2864, Готландская — ст. 2845 и Ландсортская — ст. 2852, рейс 4/41 НС «Профессор Добрынин», 1976 г. Здесь содержание Mo, Cu, Zn, Ni, Cr — в 10^{-4} %; *1* — ил терригенный пелитовый однородный; *2* — ил терригенный пелитовый слабомикрослоистый; *3* — ил терригенный пелитовый, сапропелевидный или сапропелевый, четко микрослоистый; *4* — илы черные или серо-черные (гидротроилитовые); *5* — глина плейстоценовая; $W_{вл}$ — влажность, $Fe_{обл}$, Fe — обломочное и пиритное железо.

Таблица 1.16

Содержание химических элементов в верхнем слое (0—5 см) осадков Гданьского бассейна

Номер станции	Глубина, м	Тип осадка	Содержание, %										Содержание, $\times 10^{-4}$ %				
			CO_2	$CaCO_3$	$C_{орг}$	SiO_2 ам	Fe	Mn	Ti	P	Na	K	Cu	Zn	Cr	Ni	Rb
Гданьский залив																	
2665	20	П	0,00	0,00	0,33	1,86	1,28	0,02	0,25	0,06	0,95	1,02	18	100	56	15	50
2667	25		0,66	1,50	0,33	1,29	0,67	0,02	0,18	0,03	0,31	0,91	5	30	18	13	26
2668	26		0,44	1,00	0,63	1,44	1,05	0,01	0,22	0,07	0,33	0,98	11	58	32	30	33
2678	28		0,77	1,75	0,30	1,94	1,50	0,02	0,24	0,07	0,37	1,03	11	45	44	29	48
2671	47		1,21	2,75	0,30	2,13	0,90	0,01	0,07	0,02	0,23	0,52	7	21	15	21	16
2670	52		0,00	0,00	0,54	1,24	0,85	0,01	0,26	0,04	0,34	0,86	8	39	20	21	34
2663	20	Ка	0,00	0,00	0,30	1,40	0,64	0,02	0,23	0,03	—	0,84	8	29	22	6	30
2664	22		0,66	1,50	1,02	1,36	0,80	0,01	0,16	0,04	—	0,87	10	39	29	6	42
2666	20	Ман	0,77	1,75	1,38	2,59	1,63	0,02	0,31	0,07	0,50	0,99	31	209	73	28	42
2669	57	Ман	0,77	1,75	1,89	2,00	1,89	0,02	0,43	0,07	0,60	1,43	21	122	56	29	57
2677	60		2,86	6,50	3,42	3,77	2,37	0,02	0,46	0,09	0,92	1,71	33	140	76	35	100
2673	68		2,09	4,75	3,18	5,26	2,90	0,03	0,42	0,07	0,72	1,56	30	152	66	39	73
2674	71		1,65	3,75	4,38	4,03	3,05	0,03	0,40	0,09	0,76	1,71	37	162	64	41	64
2676	74		1,21	2,75	3,00	3,75	2,87	0,02	0,48	0,08	0,90	1,82	34	139	80	36	110
2675	75		1,65	3,75	4,92	5,88	3,56	0,03	0,47	0,13	0,97	1,72	46	189	88	39	86
2679	76		1,32	3,00	4,41	5,98	4,04	0,03	0,40	0,09	1,14	1,68	50	162	63	47	80
Среднее			1,00	2,28	1,90	2,87	1,88	0,02	0,31	0,06	0,64	1,23	22	102	50	27	56
Гданьская впадина																	
2684	60	Ка	1,54	3,50	1,23	2,00	2,06	0,02	0,46	0,06	0,74	1,47	21	135	56	25	70
2685	61		0,00	0,00	1,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2686	82	Апи	0,77	1,75	2,46	2,08	5,14	0,03	0,47	0,10	1,04	2,40	62	163	78	72	155
2680	94		0,00	0,00	5,16	8,92	4,70	0,03	0,41	0,10	1,56	1,92	65	190	68	43	100
2681	105		0,00	0,00	3,90	3,28	5,72	0,06	0,45	—	1,20	2,49	54	218	71	62	140
2683	105		2,09	4,75	4,98	2,11	5,50	0,03	0,43	0,09	1,02	2,19	100	270	79	63	130
2682	110	Апи	0,33	0,75	3,06	3,00	4,20	0,03	0,46	0,09	0,98	2,38	40	122	121	110	140
Среднее			0,68	1,54	3,17	3,45	4,55	0,03	0,45	0,09	1,09	2,14	57	183	79	62	122

Примечание. Здесь обозначено: П — пески, Ка — крупные алевриты, Ман — мелкоалевритовые илы, Апи — алевритово-пелитовые илы.

Таблица 1.17

Содержание химических компонентов и элементов во взвеси рек Гданьского бассейна (%)

Река	Станция	$C_{орг}$	Fe	Al	Ti	Mo
	Фильтрационная взвесь; речная экспедиция, ноябрь 1972 г.					
Преголя	1	3,5	4,46	10,03	0,59	—
„	18	7,3	1,70	4,98	0,32	—
„	19	6,5	2,01	5,52	0,64	—
Дейма	17	4,7	4,10	13,85	0,62	—
Неман	16	9,4	2,30	9,25	0,41	—
„	15	3,1	4,30	5,11	0,35	—
Куршский залив	14	7,8	2,63	7,00	0,33	—
	Отстой, июнь 1979 г.					
Лава	2	—	3,06	—	—	1,11
	Фильтрационная взвесь; НИС «Океанограф» (Польша), октябрь 1979 г.					
Висла	2	—	3,07	3,39	0,16	0,40
„	3	—	3,36	3,58	0,19	0,11
„	5	—	3,45	4,23	0,24	0,06
„	6	—	3,51	4,32	0,22	0,56

бассейна на глубине 110 м (ст. АК-2682, длина 1502 см), голоценовые илы составляют 341 см.

Современные и голоценовые илы Гданьского бассейна заметно обогащены органическим веществом — до 6 % (см. рис. 1.31). Средний химический состав осадков Гданьского бассейна представлен в табл. 1.16. Характерно, что в Гданьском бассейне, как и в Рижском заливе, на распределение типов осадков и химических элементов сильное влияние оказывают выносы Вислы. Взвесь этой реки содержит повышенное количество $C_{орг}$, $CaCO_3$, Mn, Zn, Cu, Cr, Ni (табл. 1.17). Содержание этих компонентов и элементов во взвеси в 2—10 раз выше, чем в речных осадках. При смешении речных вод с морскими происходят сложные биогеохимические процессы, способствующие как изменению состава взвеси, так и концентрированию одних химических элементов и разбавлению других. Морская взвесь по сравнению с речной значительно богаче органическим веществом (в ней много фитопланктона), но беднее Al, Fe, Mn, K, Ti и другими элементами (табл. 1.18).

Распределение среднего содержания химических элементов и компонентов в разных осадках показано на рис. 1.37.

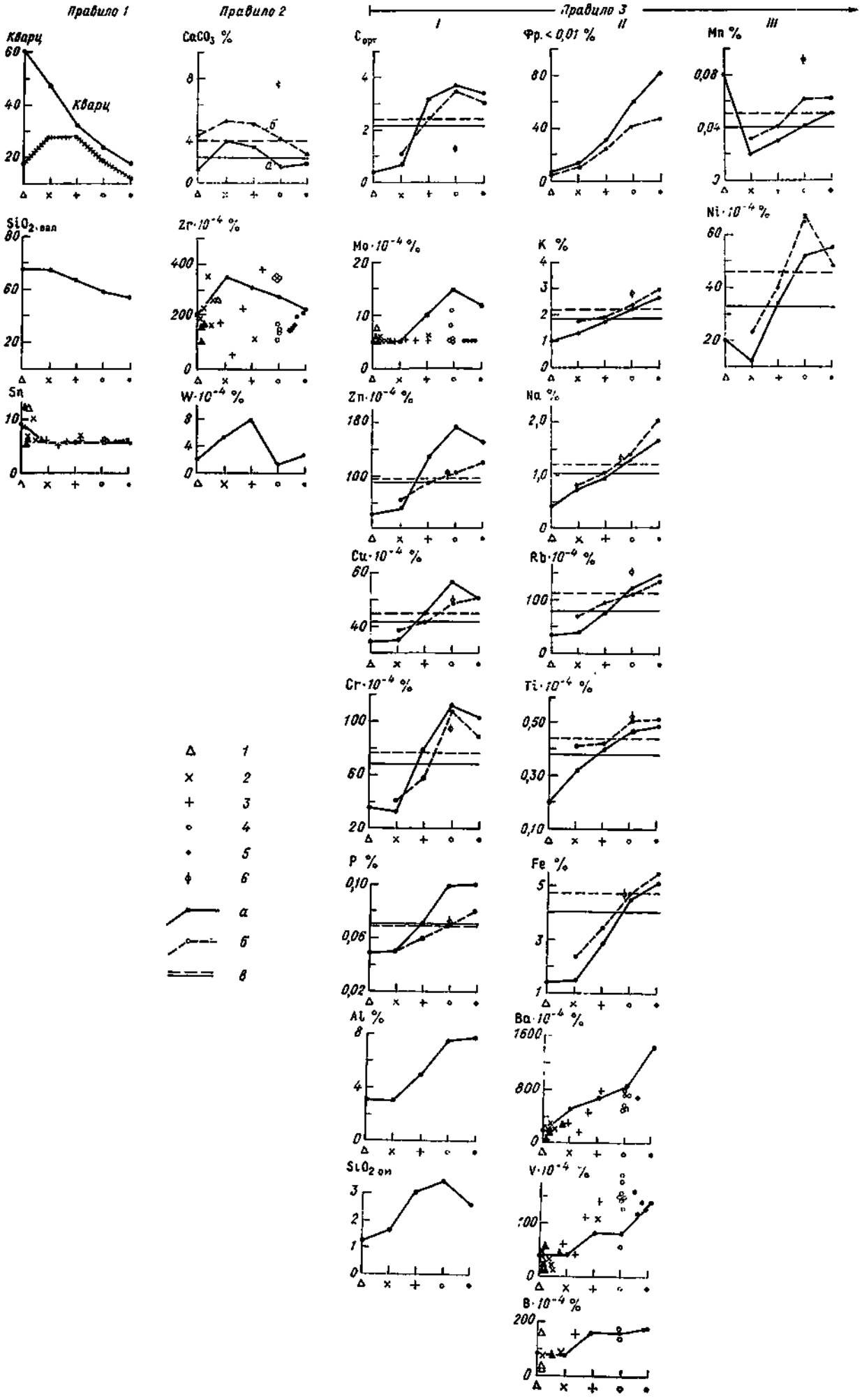
Впадина Форё. Впадина представляет собой овальную чашу с пологими бортами и глубиной в центре около 200—210 м, заполненную рыхлыми серыми пелитовыми илами. Верхний слой илов (0—5 см) полужидкий или жидкий (влажность 75,65 %), черный гидротроплитовый. В толще серых илов залегает два прослоя мягких, упругих, темных зелено-серых микрослоистых сапропелевых слабомарганцовистых илов. Эти илы содержат

Таблица 1.18

Концентрация сепарационной взвеси и содержание химических элементов в сепарационной взвеси Гданьского бассейна

Станция (усл. обозначение)	Концентрация взвеси, мг/л	Содержание, %									Содержание, $\times 10^{-4}$ %								
		$SiO_{2\,вал}$	$C_{орг}$	Al	Fe	Ti	Mn	P	K	Na	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Ba	Zr	V	Rb
							Морская взвесь												
							Рейс 16 НИС «Академик Курчатов», октябрь 1973 г.												
1+5+7	0,31	43,00	18,30	0,70	0,29	сл.	0,02	0,00	0,45	3,08	440	120	71	<10	170	220	<40	<50	—
6	0,40	—	14,73	—	0,26	—	0,004	—	0,75	9,94	275	113	20	45	76	650	<40	<50	—
8	0,22	47,40	19,08	0,99	0,66	0,04	0,06	0,08	0,85	1,78	585	180	140	<10	330	200	<40	<50	—
							Рейс 26А НИС «Академик Курчатов», июнь 1978 г.												
2	0,58	—	—	—	0,99	—	0,21	—	0,69	2,04	520	94	90	—	117	—	—	—	21
3	0,23	—	—	—	0,60	—	0,04	—	0,28	1,59	600	76	134	—	198	—	—	—	3
18	0,54	—	—	—	0,28	—	0,13	—	0,46	1,54	300	27	33	—	4	—	—	—	4
19	0,31	—	—	—	0,12	—	0,03	—	0,46	2,19	240	39	46	—	4	—	—	—	2
							Речная взвесь												
							НИС «Океанограф», октябрь 1979 г.												
1	15,0	—	—	—	2,47	—	0,51	—	1,20	0,58	700	136	68	—	320	—	—	—	—
2	25,0	—	—	—	2,47	—	0,51	—	1,15	0,33	720	136	76	—	300	—	—	—	—
7	25,0	—	14,76	—	2,30	—	0,52	—	1,18	0,48	780	150	64	—	200	—	—	—	—
Осадки (см. п. 3)	—	—	2,01	—	2,96	—	0,05	—	1,93	1,15	85	21	31	—	69	—	—	—	—

Примечания. 1. В пробах 1+5+7, 6, 8 содержание Mo и Ge не превышало $5 \cdot 10^{-4}$ %, Be — $1 \cdot 10^{-4}$ %. 2. Средние содержания для верхнего слоя (0—5 см) осадков Гданьского бассейна: среднее содержание Ti в этом слое осадков равно 0,38, среднее содержание Al в толще голоценовых илов Гданьского бассейна равно 5,40 %.


Правило 1
Правило 2
Правило 3
I
II
III
Кварц
Кварц
$CaCO_3$ %
$C_{орг}$
Фр. < 0,01 %
Mn %
$SiO_{2\,вал}$
Zr·10⁻⁴ %
Mo·10⁻⁴ %
K %
Ni·10⁻⁴ %
Sn
W·10⁻⁴ %
Zn·10⁻⁴ %
Na %
Cu·10⁻⁴ %
Rb·10⁻⁴ %
Cr·10⁻⁴ %
Ti·10⁻⁴ %
P %
Fe %
Al %
Ba·10⁻⁴ %
$SiO_{2\,он}$
V·10⁻⁴ %
B·10⁻⁴ %
1
2
3
4
5
6
а
б
в

6,0 % $C_{орг}$, 4,87 % Mn (см. табл. 1.18, рис. 1.38). По содержанию Mn и $C_{орг}$ илы впадины Форё приближаются к илам Готландской впадины. В илах заметно повышены содержания Zn и Cu.

Илы впадины Форё восстановлены. Окислительно-восстановительный потенциал Eh отрицательный, его значения колеблются от —100 до —200 мВ (табл. 1.19). Реакционное железо в илах составляет до 50 % Fe валового, Fe^{2+} преобладает над Fe^{3+}.

Илы морского голоцена во впадине Форё залегают на поверхности черных сульфидных глин, очевидно, Анцилового озера и Иольдиевого моря. Глины характеризуются заметным содержанием пирита, повышенным количеством $CaCO_3$ и Fe^{2+} и пониженным содержанием $C_{орг}$.

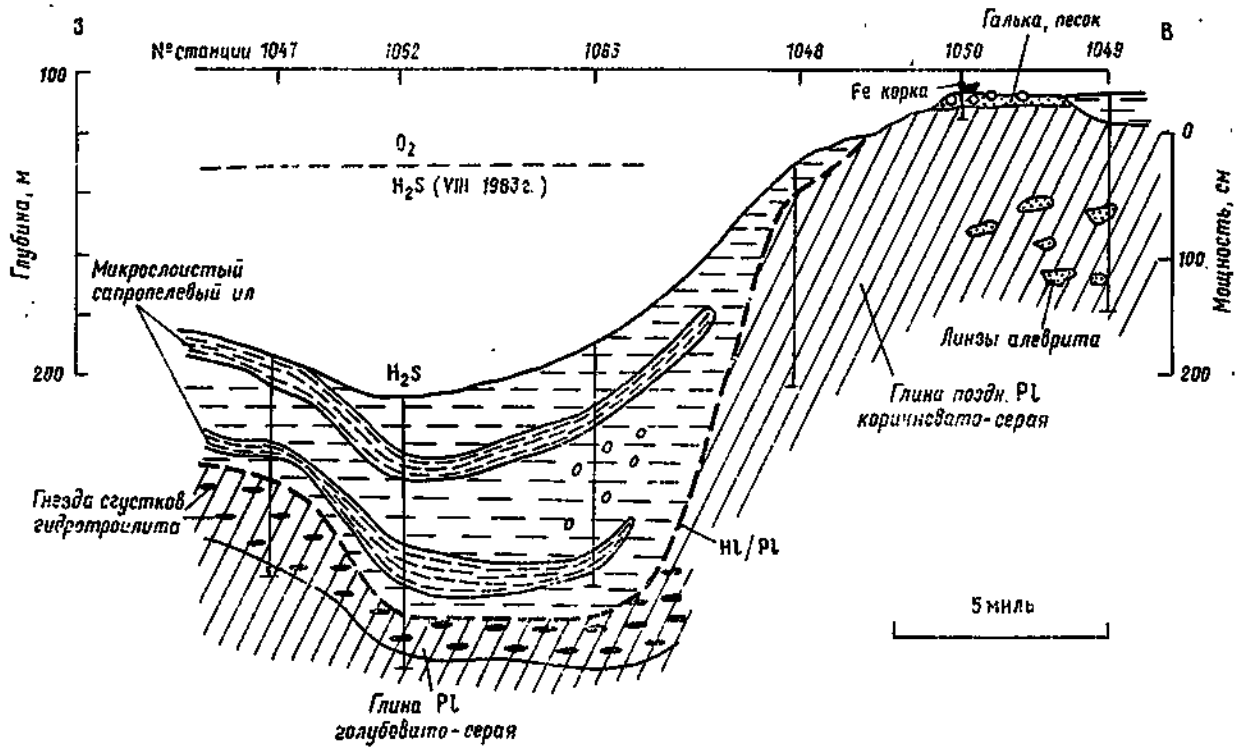


Рис. 1.38. Распределение осадков во впадине Форё.

На глубине 125 м штрихами показана граница слоев вод с кислородом (O_2) и сероводородом (H_2S) в августе 1983 г.

Таблица 1.19

Химический состав сапропелевидных и сапропелевых микрослоистых карбонатно-марганцовистых глинистых илов Готландской впадины (станция ПД-3173, глубина 243 м)

Горизонт, см	Влажность, %	Eh мВ	CO_2	$C_{орг}$	Железо				Mn	Ti	P	K	Na	Cu	Zn	Cr	Ni	Cd	Rb
					$Fe_{вал}$	Fe^{3+}	Fe^{2+}	$Fe_{обл}$											
0—5	83,20	—200	1,00	2,94	5,38	0,26	3,19	1,93	1,44	0,53	0,09	3,17	1,93	48	150	106	68	20	207
10—15	75,49	—200	0,33	2,85	5,20	0,18	2,00	3,02	0,73	0,45	0,08	4,72	3,05	51	130	94	68	17	142
20—25	78,17	—200	3,85	3,84	5,80	0,26	1,14	4,41	3,68	0,44	0,08	3,90	2,92	55	120	103	81	8	113
40—50	—	—	5,94	5,70	6,50	сл.	0,48	6,02	5,60	0,34	0,14	3,14	2,70	82	117	94	82	20	89
70—76	—	—	5,28	3,60	5,50	0,35	1,24	3,91	4,96	0,34	0,14	3,21	2,60	56	112	106	69	20	109
90—100	69,32	—200	3,63	3,81	5,70	0,04	0,80	4,86	2,95	0,44	0,11	3,24	2,31	56	107	104	82	22	127
113—120	68,13	—230	3,08	5,79	6,80	0,28	0,63	5,89	2,80	0,40	0,10	3,49	2,30	82	107	108	75	26	110
150—155	61,06	—230	6,60	5,19	5,20	0,09	0,40	4,71	6,54	0,35	0,15	3,97	2,59	80	103	92	82	24	111
Среднее	72,56	—213	3,71	4,22	5,76	0,03	2,40	3,33	3,59	0,41	0,11	3,61	2,55	64	118	101	76	20	126
168—176			0,00	1,71	5,80	—	—	—	1,06	0,47	0,09	4,03	2,60	61	107	120	82	16	146

Примечание. Типы осадков по горизонтам: 0—15 см — ил смешанный хемогенно-терригенный (карбонатно-марганцовистый-глинистый) пелитовый, темный зелено-серый, творожистый; сверху — пленка с гидротроилитом; 20—76 см — ил смешанный хемогенно-терригенный (карбонатно-марганцовистый-глинистый) пелитовый, творожистый, микрослоистый, сапропелевидный, черно-серый; 90—155 см — ил смешанный хемогенно-терригенный (карбонатно-марганцовистый-глинистый) пелитовый, сапропелевидный, зелено-серый; 168—176 см — глина голубовато-серая с гидротроилитовыми пятнами.

Рис. 1.37. Кривые распределения среднего содержания химических элементов в современных осадках (0—5 см) Гданьского бассейна.

1 — пески, *2* — крупные алевриты, *3* — илы мелкоалевритовые, *4* — илы алевритово-пелитовые, *5* — илы пелитовые, *6* — глины позднеледниковые; линиями показаны среднее содержание элементов и компонентов в разных гранулометрических типах осадков: *а* — для слоя 0—5 см, *б* — для всей толщи осадков, *в* — среднее содержание элемента во всех гранулометрических типах осадков (слой 0—5 см) Гданьского бассейна.

Готландская впадина. Эта впадина наиболее обширная по площади и занимает второе место по глубине (249 м). Она представляет собой почти овальное вытянутое с юга на север углубление, высота бортов на востоке достигает 100—120 м (верхняя их часть располагается между изобатами 100—80 м). На западе впадина ограничена Клинтс-Банкой и другими банками, глубина над их вершинами 110—60 м. Дно впадины пологое, а в центре ровное, горизонтальное. Склоны покрыты терригенными алевритово-пелитовыми (в верхней части склонов) и пелитовыми илами (см. рис. 1.27). Илы полужидкие и мягкие, влажность илов высокая (70—80 %). Илы, как правило, гомогенные, без признаков слоистости, часто с черно-серыми и черными пятнами гидротроилита. Они хорошо отсортированы, содержат 70—90 % фракций $<0{,}01$ мм и 1—5 % фракций $>0{,}1$ мм; представлены илы в основном глинистыми минералами. Иллит составляет 20—35 % осадка, монтмориллонит — 5—10 %, каолинит — 5—8 % и хлорит — 5—8 %. Таким образом, илы периферии Готландской впадины являются глинистыми гидрослюдистыми (иллитовыми). Кварц, калиевые полевые шпаты и плагиоклазы составляют по 5—10 % осадка. Илы содержат 0—5 % обломочного доломита и 4—5 % сульфидов железа (грейгита) (см. табл. 1.19).

Илы Готландской впадины содержат около 0,5—1 % $CaCO_3$, 2—5 % $C_{орг}$, 2—5 % $SiO_{2ам}$, 4,0—6,0 % Fe, 0,5—0,08 % Mn; они заметно обогащены K, Ba, иногда — P. Средние данные о составе илов Балтийского моря (в том числе и Готландской впадины) приведены в табл. 1.15.

Иной состав, другие физические свойства и облик имеют илы наиболее глубоководной центральной части Готландской впадины (200—249 м). Это чаще всего либо очень влажные (влажность 75—92 %) творожистые илы черно-серой или серо-черной окраски, либо мягкие микрослоистые илы темного зеленовато-серого цвета (см. рис. 1.27). Микрослоистые илы упругие, легко режутся ножом и при этом не разваливаются (как творожистые) на мелкие кусочки, состоят из тонких (0,5—3 мм) слойков зеленовато-серого и черно-серого или серого цветов. Темно-зеленые прослойки состоят из органического вещества (остатки фитопланктона) и глинистых минералов, черно-серые или серые — из глинистых минералов, органического вещества, сульфидов железа и карбонатов марганца. В настоящее время накапливаются в основном творожистые илы, а 1—3 тыс. лет тому назад накапливались главным образом микрослоистые илы.

Творожистые и микрослоистые илы являются пелитовыми (глинистыми). Они состоят из тех же минералов, что и илы окраин впадины, но их содержание несколько меньше, так как в них больше остатков фитопланктона (органического вещества и скелетов диатомовых водорослей), сульфидов железа (грейгита), карбонатов марганца сложного состава и родохрозита. Творожистые и микрослоистые илы содержат до 9,51 % $C_{орг}$ (максимальное количество для Балтийского моря), до 5 % $SiO_{2ам}$ и до 6,54 % Mn. О своеобразном химическом составе творожистых и микрослоистых илов можно судить по данным табл. 1.19. Микрослоистые илы образуются при резко изменяющихся условиях среды (наличии или отсутствии сероводорода в придонных слоях). Наличие в воде и иле сероводорода не позволяет обитать на дне организмам, которые пропускали бы через свой желудок илы или в него зарывались. Поэтому здесь сохраняется слоистость в отличие от тех районов, где на дне имеются роющие организмы и илоеды.

Несмотря на сероводородное заражение придонных вод, в илах Готландской впадины обитают донные фораминиферы *Elphidium excavatum* и *Reophax regularis* (1—200 экз. в 100 $см^3$ ила). В осадках имеются также раковинки отмерших фораминифер. Обнаружены в осадках и остракоды.

Ландсортская впадина. Эта впадина наиболее глубоководная в Балтийском море (459 м). Поперечный ее профиль напоминает профиль желоба или щели (см. рис. 1.22). Склоны впадины довольно крутые (10—30°), поэтому осадки (илы) не всегда могут на них накапливаться; они сползают (или стекают) вниз, заполняя днище впадины и придавая ей форму корыта (щель с ровным горизонтальным дном).

На дне Ландсортской впадины и на пологих ее склонах залегают терригенные пелитовые (глинистые) илы, реже алевритово-пелитовые. Илы очень тонкие: на глубине 200—459 м они на 80—90 % состоят из фракций $<0{,}01$ мм, их влажность обычно 70—80 %. На некоторых участках илы имеют такую же микрослоистость, как и илы Готландской впадины.

Описание конкретных проб осадков, а также сведения о химическом составе осадков Ландсортской впадины приведены в табл. 1.12. Илы содержат 2,91 % $C_{орг}$, 3,74 % CO_2, 6,62 % Fe, 3,09 % Mn, 0,62 % P. CO_2 больше всего там, где много Mn [49]. Это связано с тем, что CO_2 связан не с кальцием, а с марганцем и образует карбонаты марганца сложного состава и родохрозит.

В осадках обнаружено много сульфидов железа (грейгита), также фосфорного минерала вивианита; обнаружены также сульфид марганца и сульфат бария (барит).

Подводные банки. В Балтийском море имеется много мелководных банок. Глубина над банками колеблется от нескольких метров до 50—80 м. Почти все банки находятся на моренных грядах. Они сложены моренами, покрытыми сверху песчано-гравийными «шапками» с валунами и галькой, или представляют поверхность размытой морены с многочисленными галькой и валунами или даже глыбами гранитов и гнейсов.

Наиболее глубоководной и хорошо известной является Клинтс-Банка, расположенная к востоку от о. Готланд. Минимальная глубина над банкой 24 м. Мощность позднечетвертичных осадков достигает 100—110 м.

Кроме розовых и серых валунов, гальки и гранитов здесь много рассланцованных пород (песчаники), обломков известняков.

Одер-Банка, Слупская банка и Хобург-Банка сложены моренами (их мощность 10—30 м), покрытыми гравийно-песчаными «шапками» с многочисленными валунами и галькой гранитов и гнейсов.

Аналогичное строение имеют и другие подводные банки. Чем ближе вершины банок находились к верхнему слою вод (слой активного волнового воздействия), тем больше размывались на таких банках морены. В этих случаях в них накаплива-

лись большие запасы песчаных и гравийно-галечных отложений — прекрасного строительного материала.

1.6. Процессы осадконакопления

1.6.1. Источники поступления и баланс осадочного материала

Источниками осадочного вещества являются речной сток, водообмен с Северным морем, абразия берегов и эрозия дна, выпадение из атмосферы, а также вещества, продуцируемые организмами непосредственно в море.

Речной сток. В Балтийское море впадает более 200 рек. Наиболее крупные из них расположены по южному и восточному побережьям. При расчетах твердого стока нами использовались следующие данные о водном стоке (в расчете на 1 год), заимствованные из работы [73]: р. Нева — 73 км³, р. Нарва — 13 км³, р. Даугава — 21 км³, р. Неман — 22 км³, р. Висла — 29 км³, р. Одер — 15 км³, все реки Швеции и Финляндии — 190 км³. В Балтийское море выносится 438 км³, при этом в Ботнический залив — 185 км³, в Финский залив — 114 км³, Рижский залив — 29 км³, собственно в Балтийское море — 110 км³. В работе [73] отмечается, что неравномерность стока рек за год возрастает с запада на восток и с юга на север. Взвешенный сток рек в Балтийское море (табл. 1.20) составляет 5,2 млн. т, средняя концентрация взвеси рек — 12 мг/л. Если учесть, что часть этого стока блокируется в Куршском и Вислинском заливах, сообщающихся с морем проливами, то твердый сток в море составит 4,6 млн. т в год.

Таблица 1.20

Жидкий и взвешенный стоки рек в Балтийское море. По данным [3—5, 138]

Район моря, река	Жидкий сток, км³/год	Концентрация взвеси, мг/л	Взвешенный сток, тыс. т/год
Ботнический залив			
Всего	185,0	7,0	1300,0
Финский залив			
Нева	73,0	6,3	459,9
Нарва	13,3	12,0	159,6
Остальные реки	27,6	7,9	219,5
Всего	114,0	—	839,0
Рижский залив			
Даугава	21,0	21,6	453,6
Остальные реки	8,0	27,2	218,0
Всего	29,0	—	671,6
Куршский залив			
Неман	22,0	36,0	792,0
Остальные реки	2,1	10,0	21,1
Всего	24,1	—	813,1
Вынос из Куршского залива в море	—	—	—
Вислинский залив			
Преголя	1,5	14,0	21,0
Остальные реки	2,2	13,0	28,6
Всего	3,7	—	49,6
Вынос из Вислинского залива в море	—	—	10,8
Открытая часть моря			
Висла	29,0	35,0	1015,0
Одер	15,0	9,0	135,0
Вента	3,0	24,3	72,9
Остальные реки	35,2	10,0	352,0
Всего	82,2	—	1574,9

Количество влекомых наносов составляет 4 % взвешенного стока рек южной и северной частей водозабора [3] и не более 1—2 % для рек Фенноскандии. Суммарно он оценивается в 152,2 тыс. т.

Водообмен с Северным морем. Количество осадочного материала, приносимого из Северного моря в Балтийское составляет 0,7 млн. т в год [83].

Абразия берегов и эрозия дна. Продукты абразии и эрозии дна являются основной приходной частью поступления осадочного материала [16, 18]. Согласно балансовым расчетам [49, 83] за счет абразии берегов и эрозии дна в Балтийское море поступает 38,2 млн. т осадочного материала. Расчеты, приведенные в работе [5], показывают, что поступление осадочного материала за счет абразии берегов и эрозии дна почти в два раза меньше и составляют всего 17 млн. т. Этими последними данными мы и воспользуемся при расчетах.

Выпадения из атмосферы. Ранее эта часть баланса не учитывалась из-за отсутствия данных и предположений, что в условиях гумидного климата выпадения из атмосферы не оказывают существенного влияния на поступление осадочного материала. Однако в ряде работ [4, 5, 75, 111] приводятся различные оценки поступления осадочного материала из атмосферы. Так, согласно данным И. П. Морозова и С. А. Петухова [75], на 1 км² открытой части моря выпадает 10—12 т эолового материала; при пересчете на все море это количество сопоставимо с твердым стоком рек (правда, эти цифры получены расчетным путем). Пересчитав данные, полученные Блажчишиным [4] для Гданьского бассейна, на все море, получим, что выпадение из атмосферы осадочного материала составляет 800 тыс. т в год. Используя различные источники [4, 111], мы подсчитали, что выпадение осадочного материала из атмосферы составляет 2,7 млн. т в год.

Биогенный материал. Роль биогенного материала в поступлении осадочного вещества на дно Балтийского моря невелика. Исходя из данных по первичной продукции [20, 64, 86], мы приняли, что средняя годовая первичная продукция равна 100 г С/м². Количество органического вещества, продуцируемого в толще Балтийского моря в течение года, оценивается в 77 млн. т, а количество всего биогенного материала (органического, кремнистого и известкового) — в 115 млн. т. Из образовавшегося в водной толще биогенного вещества лишь незначительная доля осаждается на дно и еще меньшая доля захороняется в осадках. Эта доля составляет всего лишь 1,5 % всего биогенного материала; остальные 98,5 % минерализуются либо в водной толще, либо на поверхности дна [14]. Некоторая часть твердого материала в Балтийское море поступает и за счет других источников. Это — эоловый снос с побережья, перенос в море вещества с берега припайными льдами, поступление осадочного материала в период таяния льда и др. Но статья прихода составляет значительно меньше 1 % всего поступающего в море вещества, и нами она не учитывается.

Приведенные данные позволяют представить итоговый баланс осадочного материала, поступающего в Балтийское море (табл. 1.21).

Таблица 1.21

Баланс осадочного материала Балтийского моря

Приход	Количество, млн т/год	Расход	Количество, млн т/год
Речной сток	5,4	Растворение и минерализация	113,2
Поступление из Северного моря	0,7		
Абразия берегов и эрозия дна	17,0	Вынос в Северное море	2,0
Выпадение из атмосферы	2,7	Отложение на дне	25,6
Вещество, продуцируемое организмами	115,0		
Итого	140,8	Итого	140,8

При расчетах расходной части осадочного материала мы пользовались соотношениями между терригенной и биогенной частями из ранее опубликованных работ [4, 49, 83]. При этом мы рассматривали распределение осадочного материала между ежегодным приходом и расходом как результат динамического геохимического равновесия.

Полученные данные позволяют уточнить модули аккумуляции и скорости современного осадконакопления в Балтийском море, полученные с помощью балансовых расчетов. Исходя из общей площади моря (425,4 тыс. км^2), легко подсчитать, что на 1 км^2 дна в среднем осаждается и захороняется в осадках 60 500 кг твердого осадочного материала. Однако осадки на дне распределены очень неравномерно: в одних местах они вовсе не накапливаются, в других их накопление происходит очень быстро.

1.6.2. Распределение и состав морской взвеси

Под морской взвесью геологи понимают твердые частицы размером от 0,5 мкм до 1 мм, пассивно плавающие в воде. Количество (концентрацию) взвеси в воде обычно выражают в миллиграммах на 1 л воды (мг/л). Чем больше концентрация взвеси, тем непрозрачнее (мутнее) вода.

Водную взвесь собирают при помощи мощных центрифуг (сепараторов), установленных на научных судах, или путем фильтрации воды через фильтры с определенными размерами пор. Кроме того, для изучения концентрации взвеси используют разные оптические методы (с их помощью определяют прозрачность воды, размер и количество частиц), а в последние годы — лазерные и другие методы.

Количество частиц взвеси. В 1 л вод Балтийского моря насчитывается от 100 тыс. до 1 млн. частиц. Обычно преобладают частицы размером от 0,5 до 3 мкм. Затем идут более крупные частицы — 3—5 мкм. Частиц размером от 5 мкм до 1 мм в воде мало — менее 0,1 млн. шт. в 1 л. Лишь в июле—августе, т. е. в период наиболее бурного цветения некоторых видов водорослей, количество частиц размером 0,1—1 мм резко возрастает.

В открытой части моря, т. е. вдали от берегов, основную часть взвеси составляют органические частицы (75—100 % общего количества частиц), образующиеся за счет отмершего фитопланктона. С увеличением глубины отбора проб (по крайней мере, до 80—100 м) содержание органических частиц обычно уменьшается.

Терригенные, т. е. снесенные с суши, частицы (глинистые минералы, кварц, полевые шпаты, кальцит и т. д.) составляют в среднем 10—20 % (от общего количества частиц) в поверхностном слое вод и 30—60 % в придонном. Кроме органических и терригенных частиц в воде содержатся также кремнистые скелеты диатомовых водорослей.

Концентрация взвеси. Распределение концентрации взвеси в верхнем (0—1 м) слое моря зависит от расстояния от берега, глубины моря, сезона года, температуры воды и т. д. В прибрежных участках, где глубина моря не превышает положение термоклина и где слой вод выше термоклина хорошо перемешан, концентрация взвеси зависит от интенсивности поступления терригенного материала с берега и направления морских течений. Обычно в прибрежных водах концентрация взвеси выше (3—5 мг/л), чем в открытом море (0,5—1 мг/л), а у устьев рек или у абразионных берегов выше, чем у аккумулятивных берегов (рис. 1.39). Наибольшее количество взвешенных частиц наблюдается в зоне смешения речных вод с морскими — до 10—20, а иногда и до 30 мг/л. Очень много взвеси также у обрывистых, активно разрушающихся берегов, таких, например, как берега Самбийского моря — 5—10 мг/л. У отмелых (аккумулятивных) берегов (например, у Куршской косы) взвеси значительно меньше — 0,5—1 мг/л.

В толще вод взвесь обычно распределена по следующей схеме: максимальные ее концентрации приурочены к слою 0—10 см, средние — к слою от 10 м до термоклина (до 30—80 м, в зависимости от района моря), минимальные — к слою ниже термоклина. У дна концентрация взвеси снова возрастает.

Однако эта общая (принципиальная) схема зачастую осложняется в зависимости от сезона года, перемешанности (или слоистости) воды, ее температуры. В открытом море, где глубина дна превышает слой термоклина, распределение концентраций взвеси чаще всего согласуется с распределением температуры (рис. 1.40). Обычно высокая концентрация взвеси (0,8—2 мг/л) в верхнем, деятельном слое (0—30, 0—60 м) резко понижается под слоем термоклина (в слое минимальной температуры). Холодные промежуточные воды являются, следовательно, и наиболее прозрачными.

В Готландской впадине на больших глубинах отмечается слой с повышенным содержанием взвеси — 1,0—1,8 мг/л. Наиболее бедные взвесью воды находились на глубине 120—180 м.

В придонных водах прозрачность воды обычно понижается, а концентрация взвеси увеличивается до 1—3 мг/л. Это обусловлено двумя причинами: 1) наличием у дна морских течений, которые уносят от берега во впадины взвесь в виде придонного мутного слоя (частицы во взвешенном состоянии у дна благодаря наличию здесь придонных течений поддерживаются во взвешенном состоянии в течение длительного времени, взвесь как бы сползает по дну от берега вглубь моря) и 2) выпадением из воды твердых частиц гидроокисей Fe и Mn на границе исчезновения в воде кислорода

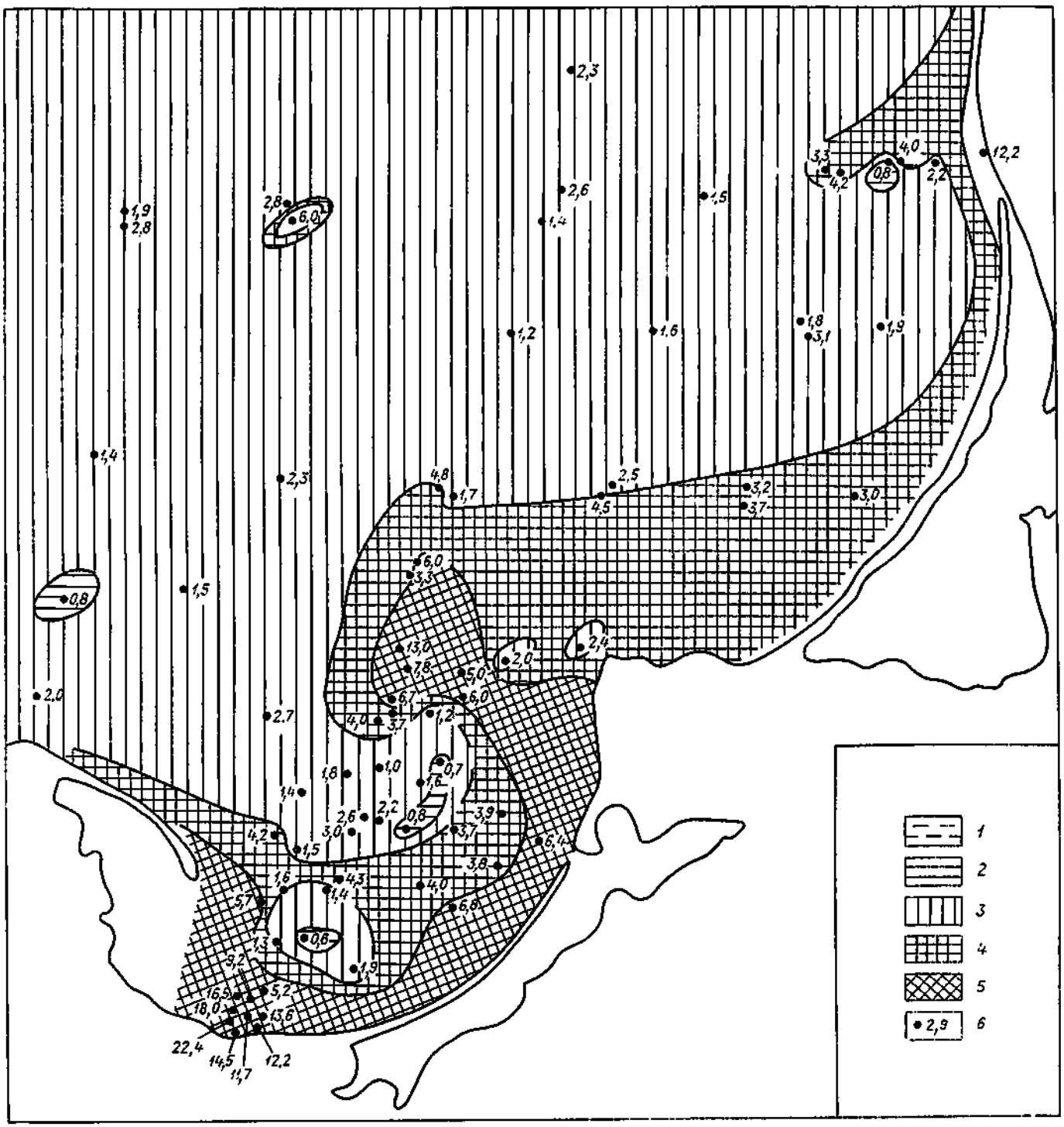
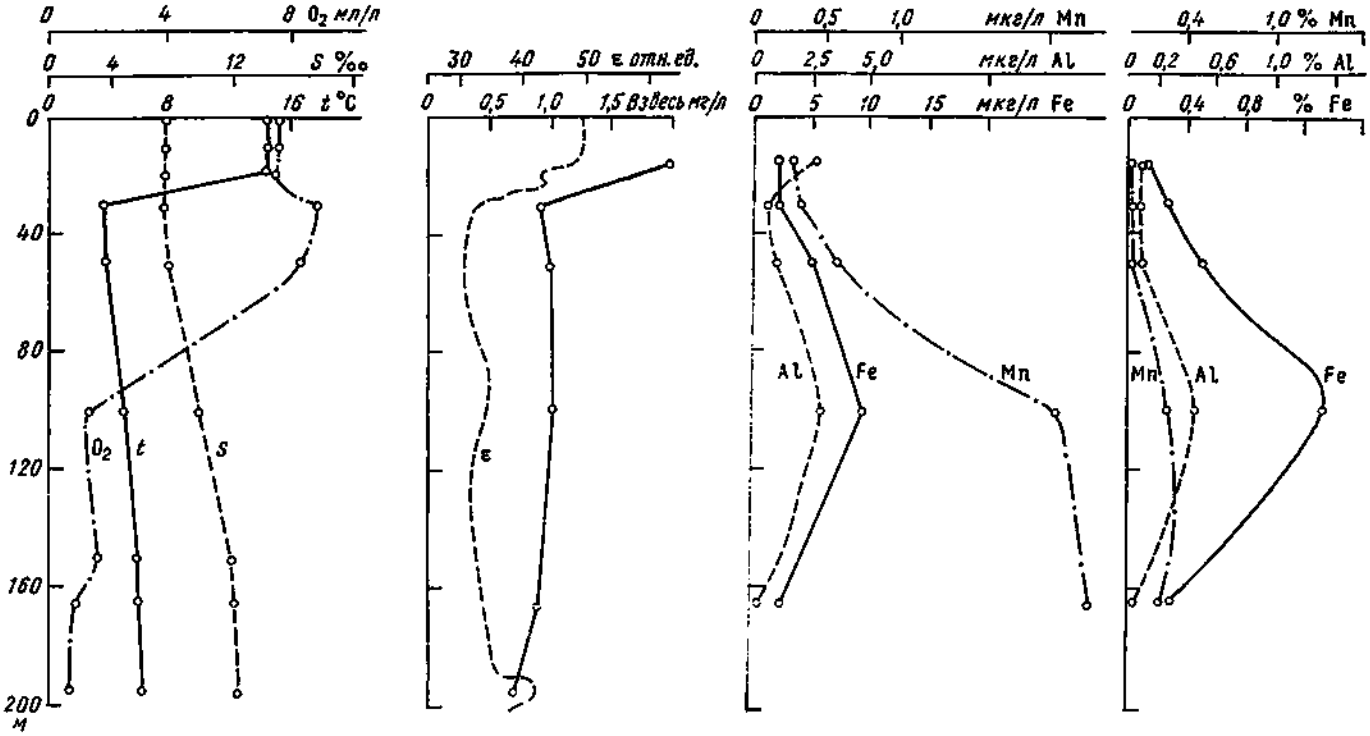


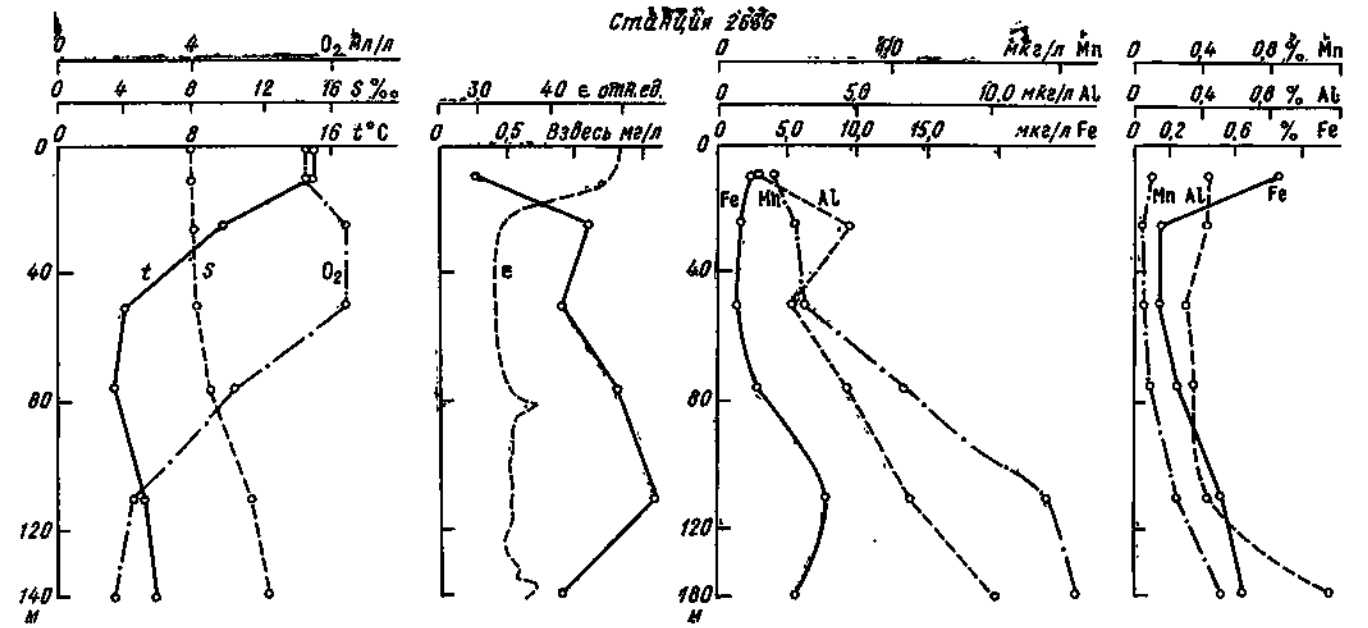
Рис. 1.39. Количественное распределение взвеси в поверхностном слое вод (0—1 м) Гданьского бассейна.

Концентрация, мг/л: *1*) <0,5; *2*) 0,5—1; *3*) 1—3; *4*) 3—5; *5*) >5; *6* — местоположение проб и концентрация взвеси.

Станция 2634



Станция 2686



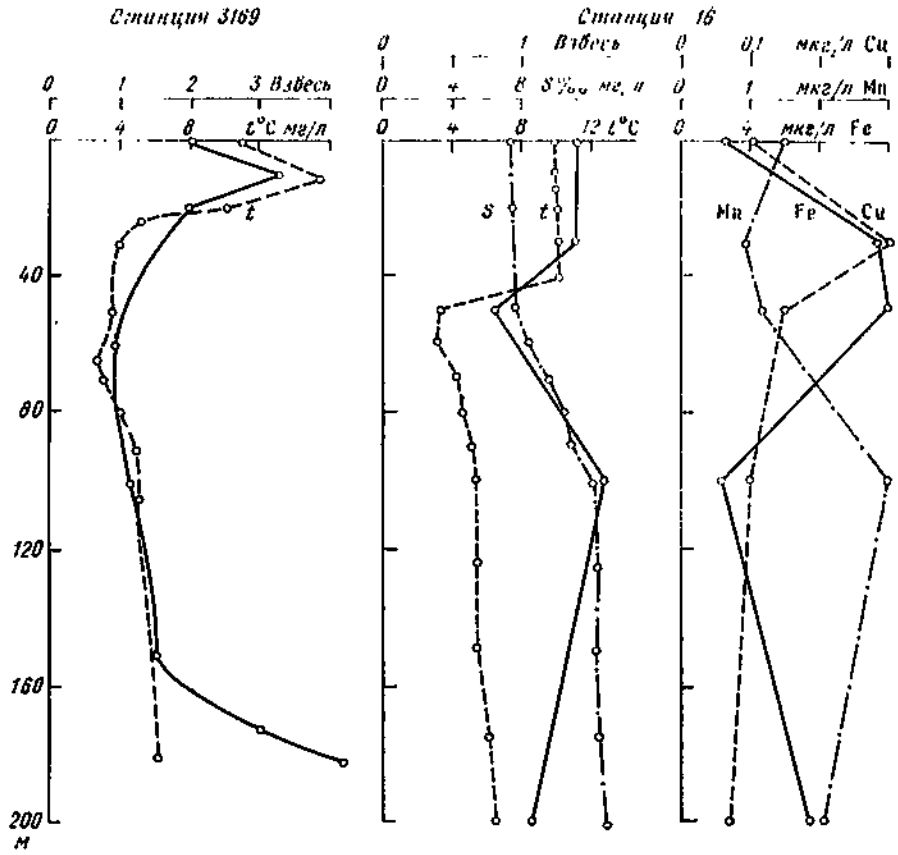


Рис. 1.40. Вертикальное распределение гидрологических, оптических характеристик, концентраций взвеси, концентраций взвешенных форм химических элементов и содержаний химических элементов во взвеси Балтийского моря.

Станция 2631; станция 2636 (рейс 26А НИС «Академик Курчатов», июнь—июль 1978 г.), станция 3169 (рейс 7/48 НС «Профессор Добрынин», август 1978 г.); станция 16 (6-й рейс НИС «Аю-Даг», октябрь 1977 г.).

и появления H_2S (в первую очередь, во впадинах Готландской, Ландсортской, Форё и других, в которых придонные воды содержат очень мало кислорода или сероводород).

Гранулометрический и минеральный составы взвеси. Из-за малых количеств собираемой на фильтры взвеси изучать ее состав очень трудно. Поэтому гранулометрическому изучению подвергается в основном взвесь, собранная центрифугами или сепараторами.

Взвесь обычно состоит из частиц размером <0,01 мм (табл. 1.22), т. е. по гранулометрическому составу она соответствует алевритово-пелитовым (50—70 % фракций <0,01 мм) или пелитовым (больше 70 % фракций <0,01 мм) илам. Если во взвеси много глинистых минералов, то в ней преобладают частицы размером <2—5 мкм; если много скелетов диатомовых водорослей, то преобладают частицы размером 0,1—0,01 мм и т. д.

Среди терригенных минералов во взвеси преобладают глинистые минералы, кварц, полевые шпаты (плагиоклазы, калиевые полевые шпаты), иногда кальцит (табл. 1.23).

Состав терригенной взвеси Рижского залива очень близок к составу проб донных илов. Гранулометрически эта взвесь соответствует пелитовому илу с содержанием фракции <0,01 мм 80—90 %. Взвесь на 70 % представлена глинистыми минералами, среди которых обнаружены иллит, монтмориллонит, каолинит и хлорит. Далее идут плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, в сумме составляющие 18 %, а также кварц (12 %).

Химический состав взвеси. Во взвеси явно преобладают два компонента: SiO_2 (кварц, полевые шпаты, глинистые минералы и скелеты диатомовых водорослей) и органическое вещество ($C_{орг}$) — остатки тел фитопланктона. Во взвеси

Таблица 1.22

Гранулометрический состав (%) сепарационной взвеси Балтийского моря (слой воды 5—7 м)

Проба	Фракция, мм						
	>0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
Диатомовая взвесь	5,09	41,02	1,59	0,00	28,89	22,42	45,31
	3,86	21,76	11,34	11,18	14,79	37,00	62,97
Органическая взвесь	8,35	1,03	4,97	—	—	—	85,65
	4,47	1,20	6,86	—	—	—	87,47
	3,97	2,61	3,35	—	—	—	90,07
Терригенная взвесь Рижского залива	0,29	0,29	11,50	13,52	57,53	16,87	87,92

Таблица 1.23

Минеральный состав (%) проб сепарационной взвеси Балтийского моря

Минерал, компоненты	Проба										
	2	11—12	9—15	2	6	13	16	17	18	19	20
Кварц	10	12	15	15	20	20	10	+	20	+	+
Плагиоклазы	0	9	12	5	28	0	0	0	0	0	0
Калиевые полевые шпаты	3	9	13	5	12	0	0	0	0	0	0
Глинистые минералы	50	70	60	40	40	80 *	20	+ *	50 *	+ *	+ *
Иллит	+	+	+	+	+	+	20	0	+	0	0
Монтмориллонит	+	+	+	+	+	+	0	0	+	0	0
Каолинит	+	+	+	+	+	+	0	0	+	0	0
Хлорит	+	+	+	+	+	+	0	0	+	0	0
Кальцит	37	0	0	35	0	0	0	0	0	0	0
Арагонит	0	0	0	0	0	0	70?	0	30?	0	0

* Есть смешанно-слойные минералы, в пробе 17 — вермикулит (?); «+» означает, что минерал присутствует, но определить его количество не удалось.

Таблица 1.24

Валовый химический состав сепарационной взвеси (горизонт 5—7 см) Балтийского моря

Компоненты и элементы	Тип взвеси				Донные осадки		
	терригенный	диатомовый	органический	смешанный	пески, ст. 1447	илы пелитовые	
						ст. 1475	ст. 1596
			Содержание, %				
$SiO_{2вал}$	48,38	39,80—47,44	24,5	—	93,70	46,92	50,30
TiO_2	0,44	сл.—0,12	0,09	—	0,10	0,72	0,72
$Fe_2O_{3вал}$	6,40	0,41—1,03	0,83	0,38—1,87	0,50	7,17	7,66
Al_2O_3	15,91	1,33—3,50	2,05	—	2,75	12,51	15,98
CaO	1,16	0,73—1,60	1,62	—	0,56	1,42	1,58
MgO	3,37	0,62—1,34	1,55	—	0,43	3,17	3,46
MnO	0,44	0,03—0,10	0,08	0,01—0,09	0,02	0,14	0,06
P_2O_5	0,24	0,00—0,25	0,13	—	0,03	0,21	0,21
K_2O	3,68	0,54—1,13	0,65	0,90—1,31	—	1,62	2,00
Na_2O	2,15	2,40—4,15	4,05	3,72—13,40	—	3,64	2,08
п.п.п.	16,18	41,60—47,23	62,60	—	0,07	16,18	10,82
H_2O	1,98	3,48—3,59	3,26	—	0,16	4,46	3,42
CO_2	следы	0,00	0,00	0,00	0,16	0,33	0,00
$C_{орг}$	9,96	18,30—21,90	24,70	14,73—15,96	0,04	5,10	3,28
			Содержание, $\times 10^{-4}$ %				
Ba	330	200—220	710	200—650	200	780	1170
Zr	<40	<40	<40	<40	180	180	120
Ni	63	56—140	200	20—210	25	41	34
Cr	310	91—330	310	76—330	41	105	<20—30
V	56	<50	110	<50	18	130	150
Zn	225	380—585	1080	275—363	—	—	—
Cu	58	95—180	700	113—222	—	—	—
Co	23	10—13	16	10—45	—	—	—
Sn	<6	<6—6,6	7,2	<6	12	<6	<6
Mo	<5	<5	<5	<5	11	<5	<5
Ge	<5	<5	<5	<5	—	<5	<5
Be	<1	<1	<1	<1	—	<1	<1

значительно больше, чем в донных илах, содержится Mn, Zn, Cr, Cu; меньше тех элементов, которые разбавляются биогенным веществом (Al, Ti, K, Rb) (табл. 1.24).

Аморфный кремнезем ($SiO_{2ам}$), который представлен скелетами диатомовых водорослей, составляет меньшую половину SiO_2 валового. Его содержание в поверхностной взвеси колеблется от 0,0 до 28,1 %. Повышенные содержания этого компонента, как и валового SiO_2, также тяготеют к заливам, предустьевым и прибрежным участкам моря, где во взвеси много глинистых минералов и скелетов диатомовых водорослей. Во взвеси открытого моря обычно содержится 1—5 % $SiO_{2ам}$.

Взвесь всей толщи вод Балтийского моря по преобладающему составу подразделяется на терригенный (резко преобладают терригенные частицы), органический (резко преобладают органические частицы), кремнистый (резко преобладают скелеты диатомовых водорослей) и переходный (смешанный) типы. Гранулометрический состав и количество терригенных и биогенных кремнистых частиц, а также частиц органического детрита (обрывки мягких частей тел фитопланктона и другие растительные остатки) в выделенных типах взвеси показаны в табл. 1.25, а распределение типов взвеси в толще вод — на рис. 1.41.

Как видно, терригенный тип взвеси распространен в основном у берега, т. е. у основных источников терригенного материала. В центре моря распространен в основном органический тип взвеси. Между этими двумя типами располагается взвесь смешанного состава или кремнистая взвесь.

Таблица 1.25

Гранулометрический и вещественный состав типов взвеси Балтийского моря (% сухой массы взвеси)

Фракции (мм) и тип материала	Тип взвеси			
	терригенный	переходный	органический	кремнистый
		Гранулометрический состав, %		
<0,0025	0,2	0,3	0,2	0,1
0,01—0,0025	14,2	14,9	10,3	20,7
0,05—0,01	76,6	72,9	72,8	55,9
>0,05	9,0	11,9	16,7	23,3
Все фракции	100,0	100,0	100,0	100,0
		Содержание различных типов материала, %		
Терригенный материал	87,6	52,3	7,7	9,3
Кремнистые компоненты	4,9	15,3	1,8	73,6
Органический детрит	7,5	32,4	90,5	17,1
Все типы	100,0	100,0	100,0	100,0

В глубинных водах Балтийского моря ареалы распространения органической взвеси заметно сокращаются (за счет минерализации органических частиц), а терригенной — увеличиваются. В придонном слое вод преобладают в основном терригенный и смешанный типы взвеси.

1.6.3. Преобразование осадочного материала в водной толще и его осаждение на дно

Осадочный материал, находящийся в водной толще, претерпевает ряд сложных изменений: органические, известковые и биогенные кремнистые

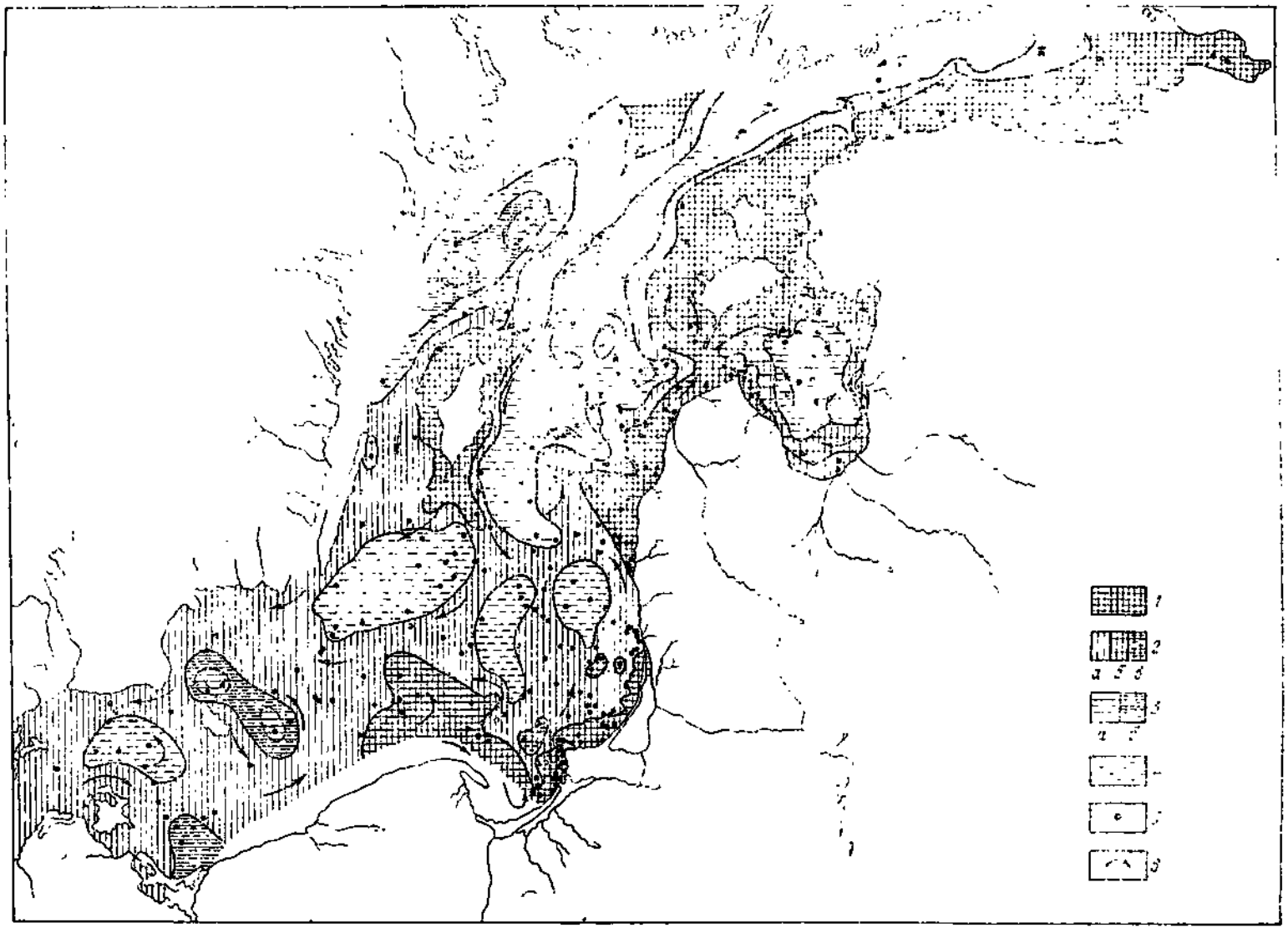


Рис. 1.41. Типы взвеси в поверхностном слое вод Балтийского моря.

1 — терригенный, *2* — переходный: *а*) органико-терригенный, *б*) кремнисто-терригенный, *в*) органико-кремнисто-терригенный; *3* — кремнистый (*а*) и органико-кремнистый (*б*), *4* — органический, *5* — местоположение станций, *6* — направление основных течений.

частицы растворяются, поедаются зоопланктоном и рыбами, скрепляются в их желудках в комки и в виде таких комков (копролитов) осаждаются на дно. На поверхности дна биогенный материал продолжает растворяться, и он растворяется до тех пор, пока не будет захоронен и пока не наступит физико-химическое равновесие между биогенной частицей и вмещающим ее осадком. Преобразование осадочного вещества в море происходит повсеместно, но наиболее активно оно протекает в определенных слоях или районах водной среды или верхнего слоя осадков, которые названы геохимическими барьерными зонами [44, 46—48]. Геохимическая барьерная зона (ГБЗ) — это естественная граница (слой, полоса), по разные стороны которой существуют различные условия среды осадкообразования (гидродинамические, гидрохимические, физико-химические и т. д.), приводящие к резкому изменению интенсивности миграции определенной группы (ассоциации) химических элементов, их концентрации и форм миграции. Рассмотрим процессы седиментации в некоторых из таких барьерных зон.

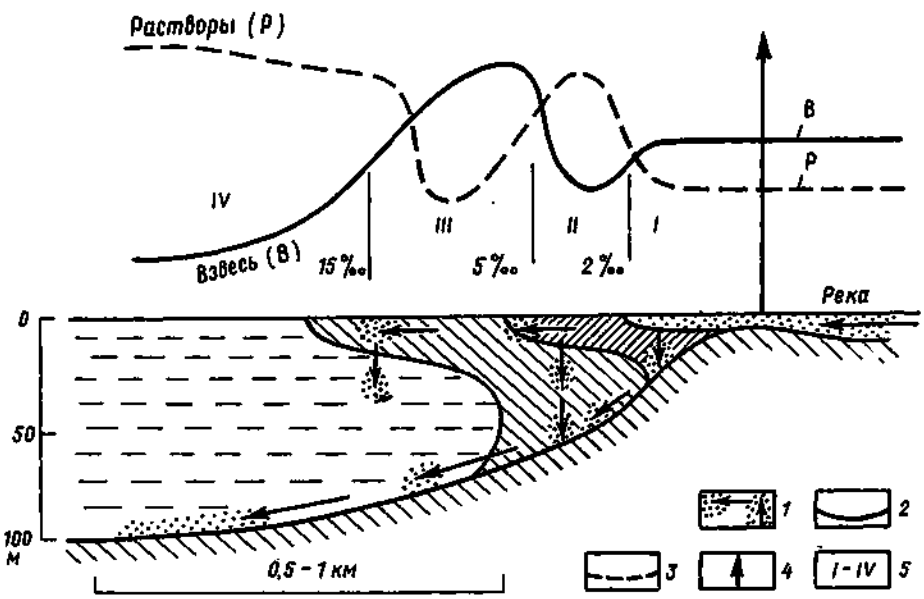


Рис. 1.42. Схематический разрез через геохимическую барьерную зону река — море и принципиальные зоны (стадии) седиментационных процессов в Балтийском море.

1 — выпадение взвеси и пути ее распространения, *2* — концентрации взвешенных форм элементов, *3* — концентрации растворенных форм элементов, *4* — возрастание относительной доли взвешенных или растворимых форм элементов в воде, *5* — гидро- и биогеохимические подзоны; в зоне I — типично речная вода, в подзоне IV — типично морская вода, подзоны II и III — переходные участки наиболее интенсивного смешения.

Барьерная зона «река — море». Взвесь рек по составу сильно отличается от состава морской взвеси и морских донных осадков. Содержания $C_{орг}$, $CaCO_3$, Mn, Zn, Cu, Cr, Ni в речной взвеси Вислы в 2—10 раз выше, чем в морских донных осадках. Обогащение речной взвеси $CaCO_3$ обусловлено тем, что Висла размывает морены и моренные суглинки, содержащие 10—30 % $CaCO_3$. Высокое содержание $C_{орг}$ обусловлено значительным содержанием в речных водах речного фитопланктона и аллохтонного органического вещества. Повышенное содержание Mn, Zn, Cu, Cr и Ni обусловлено, скорее всего, хозяйственной деятельностью: загрязнением рек различными промышленными отходами.

В зоне смешения речных вод с морскими содержание биогенных элементов во взвеси остается таким же, либо повышается (за счет более бурного развития фитопланктона, в первую очередь, диатомовых и протококковых водорослей). Наоборот, содержание всех остальных элементов (Al, Ti, Fe, Mn, Zn, Cu, Cr, Ni, V, Zr, Rb) при переходе от реки к морю сильно уменьшается (рис. 1.42) за счет их разбавления планктоногенным веществом.

Значительные массы веществ (в том числе и микроэлементов), поступающих с речными водами, интенсивно потребляются фитопланктоном уже в пределах барьера река — море (здесь образуются так называемые «биогенные фильтры») и в дальнейшем мигрируют в составе биогенной взвеси. Другой важный процесс, протекающий в барьерной зоне река — море,— это образование глинистых, карбонатных и органических агрегатов (в основном при изогалине 2 ‰). Из растворов во взвесь здесь выпадают (флоккулируют) растворенные органические формы Fe, Al, Cu, Ni, Co, Cd, Mn и других элементов, причем на долю выпавшей во взвесь формы падает до 95 % всего растворенного Fe, до 25—45 % Mn, до 19 % Al, до 41 % Cu, до 43 % Ni, до 11 % Co, до 5 % Cd [134].

В устьевых участках рек наиболее интенсивно коагулируют и гумусовые вещества. Частицы, попав в морскую среду, подвергаются десорбции, частично — сорбции [32, 33]. Некоторые из них проходят через желудок зоопланктона (с образованием фекальных комков) и т. д. Средние концентрации (мкг/л) взвешенных форм элементов на границе река — море резко понижаются [1]. Уменьшение же растворенных форм хотя и падает в этом ряду, но не столь значительно. В результате подпружинивания речных вод морскими скорость потока уменьшается, и большая часть взвеси из верхних слоев вод погружается в придонные воды либо осаждается на дно. Оставшаяся в верхнем слое вод наиболее тонкая часть взвеси разбавляется менее мутными морскими водами, подхватывается течениями и разносится по большим акваториям моря, все сильнее разбавляясь частицами фитопланктона. Опустившаяся в нижние

[1] Основной причиной этого падения является уменьшение общего содержания взвеси при изменении скорости потока (взвесь погружается в придонный слой вод и в виде придонного мутного слоя выносится далее в море).

слой речная взвесь в виде придонного мутного слоя распространяется по большим акваториям моря, достигая наиболее глубоководных впадин и отлагаясь там на дно. Механический процесс уменьшения концентрации взвеси в результате подпора сопровождается мощнейшим процессом десорбции химических элементов с поверхности частиц речной взвеси и их переходом в воду. За барьером река — море взвесь становится уже морской. Она большей частью здесь состоит из биогенного вещества — главным образом из фитопланктона.

Барьерная зона «берег — море». В результате взаимодействия воды и берега в одних случаях происходит разрушение береговых пород, в других — их нарастание.

В прибрежной зоне аккумуляции из воды на дно выпадает основная часть грубой взвеси — фракции крупнее 0,05 мм. Вырвавшись из прибрежной зоны тонкий (в основном пелитовый) осадочный материал подхватывается морскими течениями, выносится в открытое море. По пути на дно практически он не отлагается (из-за скорости потока осадочный материал удерживается во взвешенном состоянии в воде). Участок глубин от 20—25 м до 60—100 м (в заливах эти глубины значительно меньше) поток со взвесью проходит как бы транзитом. На дне в этой зоне транзита современные осадки практически не накапливаются. Лишь на глубине более 60—100 м скорости потока уменьшаются, и из воды на дно выпадают не только алевритовые ($>0{,}1$ мм), но и пелитовые частицы, в том числе и глинистые минералы, имеющие размеры < 2 мкм. Впадины Балтийского моря заполняются тонкими (глинистыми) илами.

1.6.4. Транспортировка осадочного материала

Ширина береговой зоны моря определяется уклонами подводного склона и параметрами волн на акватории. Значение этих двух факторов в пределах всего бассейна имеет широкий диапазон, поэтому ширина береговой зоны варьирует от первых сотен метров до нескольких километров и доходит до глубины около 25 м. Она является верхней энергоактивной границей шельфа, первой инстанцией перехода твердого вещества с континента в открытый водоем, своеобразной природной фильтровальной установкой (барьером), где происходит наиболее активная дифференциация обломочного материала — отделение алевритово-пелитового от песчаного и грубообломочного. Замкнутость Балтийского моря усиливает значение береговой зоны для всех современных геологических процессов, поэтому ее анализ необходим при рассмотрении общих вопросов осадкообразования и экологии данного бассейна.

Для аккумулятивных, выровненных участков, расположенных в пределах СССР и Польши, характерны широкие пляжи, ограниченные одной береговой дюной или их серией. На отмелом подводном береговом склоне, как правило, непременно присутствие одного подводного песчаного вала или их серии. Песчаные валы очень динамичны, амплитуда деформации рельефа в зоне валов за счет их миграции может достигать 5 м. Однонаправленного движения этих донных образований не наблюдается.

Неравномерность аккумуляции песчаных наносов вдоль берега связывается некоторыми авторами с существованием вдольбереговых потоков. По нашим представлениям Куршская коса, протянувшаяся на 98 км и содержащая в себе более 6 млрд. м^3 песчаного материала, генетически является береговым баром, основным источником питания которого являлось и является в настоящее время дно прилегающей к бару части Балтийского моря. При преобладающем поперечном перемещении обломочного материала по расчетным данным в ее пределах выделяются два миграционных потока волновой энергии, направленные к центральной части косы.

Вислинская коса (по крайней мере, в советской части) также является продуктом в основном поперечного перемещения наносов. Об этом свидетельствует и факт относительной стабильности в расположении россыпей (наблюдение за ними проводилось в течение 1974—1984 гг.). Со стороны Гданьского залива в настоящее время выделяется вдольбереговой поток ветровой энергии, направленный в сторону г. Балтийска, где он и заканчивается. Считать, что характерной особенностью аккумулятивных выровненных берегов Балтики является развитие мощных вдольбереговых потоков наносов, видимо, не следует. Наши расчеты первоначальной аккумуляции наносов после строительства портов Клайпеды и Вентспилса показали, что она не превышала 50 тыс. м^3 в год. Вдольбереговые подвижки наносов действительно существуют, но они развиваются на фоне преобладающего миграционного обратимого поперечного перемещения.

Аккумулятивные участки берега в пределах Польши развиты в основном в восточной части страны.

По мере выравнивания береговой линии польского побережья в конце литориновой трансгрессии по ее внешнему краю начали развиваться вдольбереговые потоки наносов. Крупнейшим из них является Хельский, который получает питание как от абрадируемых клифов района Колобжег — Устроне, Буково — Ямно, м. Розеве, так и с Одер-Банки. Он развивается в восточном направлении в соответствии с господствующими здесь ветрами и волнениями. Разгрузка потока происходит у окончания Хельской косы.

От абразионных участков района Колобжег — Нехоже отмечаются два небольших потока к вершине Поморской бухты.

Основные перестройки береговой зоны Польши происходят в периоды катастрофических штормов, когда активизация выноса материала происходит как за счет увеличения скорости абразии клифов (5—6 м в год), так и в результате размыва авандюн. Объем материала, поступающего в зону волновой переработки за один шторм, может достигать 3,7 млн. м^3 [28].

В пределах Германии берега также находятся в области развития ветров и волнений западных и северных направлений. Сложены они ледниковыми осадками.

Суммарный объем сносимого с берегов Германии обломочного материала колеблется от 966 до 1291 тыс. м^3/год [28].

Вынос терригенного материала с побережья восточной Германии в открытое море более благоприятен, чем с побережий Западной Германии, Дании и Финляндии.

Характер современного прибрежно-морского рельефа в Дании определяется преимущественно особенностями древнего ледникового рельефа. В отличие от других участков для берегов Дании характерным является распространение в прибрежной зоне плоских наносов. Условия питания обломочным материалом бассейна со стороны побережья Дании характеризуются ограниченностью разноса тонкозернистой части осадка и относительно малым объемом выноса. Наиболее активное отложение прибрежно-морских наносов на берегах Дании происходит в карманах берегового контура или на отмелях (например, на отмели Ред-Санд). Расчетный объем сносимого с берегов Дании рыхлого материала составляет 20—90 тыс. м³ [28].

В пределах Польши береговые уступы высотой от 2—5 до 80 м выработаны в суглинисто-супесчаных моренных плато, песчаных дюнных массивах, а восточнее м. Розеве — в третичных песках и алевритах. Средняя скорость абразии составляет 0,6—1,0 м/год. Общий объем сносимого на подводный склон материала равен 1,0—1,4 млн. м³/год, из которых 660—870 тыс. м³ являются наносами волнового поля (табл. 1.26) [28].

Таблица 1.26

Сведения о выносе осадочного материала в береговую зону. По данным [28]

Береговые области и районы	Среднегодовой вынос рыхлого материала, тыс. м³	Наносы волнового поля, тыс. м³
I. Советское побережье		
1) Самбийский п-ов, в том числе	2792,6	—
а) с западного побережья	82,6	70,0
б) с северного побережья	175,5	140,0
в) отвалы Янтарного комбината	2500,0	—
2) Куршская коса	34,5	24,0
3) побережье Литвы и Латвии, в том числе	760,0	—
а) р-н Гируляй-Карклиняйкай	30,0	—
б) р-н Швянтойи-Пане	25,0	—
в) р-н сев. Вентспилса	80,0	—
г) Рижский залив	625,0	—
4) Побережье Эстонии и Ленинградской области	450—540	150—240
II. Побережья зарубежных стран		
1) Финляндии	100—120	—
2) Швеции	665—1080	310—560
3) Дании	20—90	—
4) западной Германии	130—250	78—162
5) восточной Германии	836—1041	—
6) Польши	1000—1400	660—870

Наиболее характерным абразионным участком берега в юго-восточной Балтике можно считать северную часть Самбийского полуострова. Он протягивается от м. Таран на восток до г. Зеленоградска, расположенного в начале Куршской косы. Это коренной абразионный бухтовый берег, сложенный в основном песчано-суглинистыми отложениями с включением валунно-галечного материала. Берег окаймлен отмелой абразионной террасой-бенчем, на котором прерывисто располагаются небольшие поля песчано-гравийного материала. Благодаря северной экспозиции района, его берега и подводный склон подвержены воздействию ветров и волнений северных и северо-западных направлений, что в совокупности с интенсивными обвально-оползневыми процессами приводит к значительным разрушениям берегового уступа и подводного берегового склона.

Средняя скорость отступания берега здесь составляет 0,5—0,7 м/год. Ежегодно от разрушения береговых уступов северного берега полуострова в береговую зону поступает около 175 тыс. м³ рыхлого материала, состоящего на 40 % из зерен песчано-гравийно-галечной размерностей. Алевритово-пелитовый материал составляет 40—45 %, валуны — 15—20 %. Последние, скатываясь по склону, концентрируются у его подножья, на пляже и на склоне, создавая валунно-глыбовую отмостку. Мелкий алеврит и пелит, попадая в зону волнового воздействия, переходят во взвесь и выносятся штормовыми компенсационными течениями за пределы зоны волнового воздействия.

В периоды штормовых волнений в пределах абразионных бухтовых берегов северного побережья Самбийского полуострова преобладает поперечное перемещение наносов в сторону моря, связанное с развитием в центральных частях бухт мощных компенсационных течений, выносящих песчаный материал на глубину более 15 м.

В периоды экстремальных и катастрофических штормов объем сносимого с береговых уступов севера полуострова рыхлого материала может достигать 2,5 млн м³. Компенсационные течения, генерируемые во время таких волнений, способны вынести большую часть материала за пределы береговой зоны, т. е. на глубины, с которых определенное количество наносов уже не может возвратиться к берегу, выпадая из баланса прибрежных отложений.

Очевидно, что береговая зона севера Самбийского полуострова состоит из ряда отдельных динамических участков, каждый из которых включает в себя вогнутость в контуре берега. Обмен материалом между бухтами незначителен. В связи с этим количество наносов, поступающих с Самбийского полуострова на Куршскую косу, мало, что и вызывает размыв ее прикорневой части.

Западный район Самбийского полуострова также является абразионным бухтовым. Лишь южная часть района представляет собой слабо вогнутую выровненную дугу. За счет абразии береговых уступов с этого района полуострова поступает 82,6 тыс. м³ в год, 2,0—2,5 млн. м³ в год выбрасывается в море из карьеров Янтарного комбината. За время эксплуатации карьера общий объем породы, сброшенной в береговую зону западной части полуострова примерно за 100 лет, составил 60—65 млн м³. Выбросы горной массы из карьера привели к блокировке 9-километрового участка берега техногенными отвалами [1], берег выдвинулся в море на расстояние около 800 м. Основным процессом на этом участке берега стал аккумулятивный, в то время как 100 лет назад здесь был абразионный участок.

За последнее время влияние антропогенного фактора на берега Балтийского моря заметно возросло [1].

Другим проявлением деятельности человека в режиме береговой зоны Балтики является строительство и эксплуатация морских портов (Клайпеда, Лиепая, Вентспилс и др.). Портовые молы радикально влияют на местный режим движения наносов: приводят к аккумуляции наносов вблизи молов, нарушают баланс наносов, образуют размывы. В целях поддержания судоходных условий в каналах и входах в порты ежегодно проводят выемку нескольких миллионов кубических метров грунта. Объемы ремонтного черпания в различных портах колеблются от 100 тыс. до 1 млн м^3.

Из других форм антропогенного воздействия на береговую зону следует отметить нарастающие темпы добычи стройматериалов в береговой зоне (особенно в восточной Германии), нарушение растительного покрова на легкоразвеваемых дюнах, загрязнение нефтепродуктами и т. д.

На Самбийском полуострове под влиянием антропогенного фактора находится около 40 % береговой полосы, в пределах Литвы — из 90 км береговой линии 30 км в той или иной степени подвержены влиянию различных гидротехнических сооружений. На побережье Латвии влияние портов Лиепая, Вентспилс, Роя, Рига и прочих гидротехнических сооружений сказывается на 20 % всей протяженности береговой полосы. Таким образом, значительная часть береговой зоны советской Балтики — это, по существу, своеобразный антропогенный ландшафт, или техногенно-природный комплекс, который в силу различных причин оказался далеким от естественного состояния. Влияние антропогенного фактора на береговые процессы имеет место и в других странах, выходящих к Балтийскому морю.

Северные берега Балтийского моря (Эстония, Финляндия, Швеция) находятся в условиях относительного понижения уровня моря и широкого развития сгонно-нагонных явлений, поэтому они имеют ряд общих черт. В результате действия преобладающих абразионных процессов на берегах Эстонии общий объем обломочного материала, смываемого с 1 км полосы бенча, равен 500—600 м^3/год. Из них примерно 300—400 м^3/год выносится в открытую часть в виде взвесей [28]. Общий объем материала размыва в пределах Эстонии и Ленинградской области составляет не менее 500 тыс. м^3/год, из них 150—240 тыс. м^3 — преимущественно песок и гравий с галькой.

Берега Финляндии, окаймленные мелководной абразионной террасой, относятся большей частью к нейтральным, мало измененным морем. Слабому волновому воздействию способствуют также сравнительно большой период с ледовым покровом и выходы на берегу прочных кристаллических пород. Общая длина активных клифов 40—50 км, скорости абразии колеблются в довольно широких пределах — от 0,1 до 0,9 м/год. По расчетам в береговую зону с них поступает 100—200 тыс. м^3/год рыхлого материала.

Уникальным явлением береговой зоны Финляндии можно считать необычную аккумуляцию в вершине Ботнического залива, что дало повод ряду авторов [28] считать, что условия поднятия побережья не всегда определяют развитие абразии берегов. В целом динамические процессы на берегах Финляндии развиты слабо, а отсюда — слабое развитие вдольберегового переноса наносов, незначительный вынос обломочного материала в сторону моря, нечетко выражено современное формирование толщ прибрежно-морских отложений.

В Швеции самым важным источником обломочного материала для береговой зоны является абразия клифов, длина которых составляет около 700 км. В результате абразии клифов Швеции в море сносится до миллиона м^3/год. Важной особенностью динамики береговой зоны Швеции является широко развитый процесс подачи наносов со дна на берег, что фиксируется хорошо развитыми аккумулятивными формами в различных заливах страны.

Таким образом, наиболее динамичная часть береговой зоны Балтийского моря располагается в юго-восточной и южной частях бассейна, что объясняется энергетическими особенностями и геологическим строением региона. Другой особенностью Балтики является довольно слабая роль речного стока в поставке осадочного материала как в береговую зону, так и в открытую часть бассейна. Объем осадочного материала за счет абразии клифов и морского дна в 5—7 раз превышает речной сток. Наименьшее количество продуктов разрушения горных пород сносится в море с берегов, слабо измененных волновыми процессами. Почти на всех побережьях прибалтийских стран донный источник питания обломочным материалом не уступает береговому.

1.6.5. Скорости накопления донных осадков и мощности голоценовых илов

Скорости накопления осадков на дне Балтийского моря рассчитаны на основании стратиграфического расчленения колонок при помощи литологического, диатомового, спорово-пыльцевого анализов, а также изотопных методов по ^{14}C и ^{210}P [66].

Выделяются две зоны интенсивного осадконакопления: прибрежная и глубоководная. Прибрежная зона разделяется на два типа: собственно прибрежную и прибрежно-приустьевую. В прибрежных участках моря вдали от устья рек и проливов накапливаются пески и алевриты, скорость накопления 0,1—1 мм/год. Она зависит от типов разрушения берегов, скорости вдольбереговых потоков и динамического состояния моря. Максимальные скорости накопления осадков наблюдаются у абразионных (обрывистых) берегов Самбийского полуострова (иногда значительно больше 1 мм/год). У отмелых берегов скорость осадконакопления значительно меньше.

Во время сильных штормов как у обрывистых абразионных, так и у отмелых аккумулятивных берегов происходят катастрофические разрушения пляжа или подводного берегового склона: за 2—3 дня такого шторма придонными (волновыми и вдольбереговыми) течениями в одном месте может размыться слой ранее накопившихся осадков мощностью до 1 м, в другом месте столько же осадков может накопиться.

В Куршском заливе недалеко от устья р. Неман осадки (илы) накапливаются очень интен-

сивно: 0,1—1 см за 1 год или 1—10 м за тысячу лет. При глубине этого залива 5 м он заполнится выносами р. Неман и превратится в болото за 1—5 тыс. лет.

У Клайпедского пролива на глубине 25 м алевриты накапливаются со средней скоростью 1,1 мм/год, или 110 см/тыс. лет.

В Рижском заливе у устья р. Даугавы на глубине 21 м алевриты накапливаются со скоростью 0,4 мм/год, или 40 см/тыс. лет, а на глубине 42 м — 0,2 мм/год, или 20 см/тыс. лет. Вдали от устья р. Даугавы на глубине 25 м скорость осадконакопления очень низкая — менее 0,1 мм/год.

В центральной части Рижского залива южнее о. Рухну, т. е. там, где залегают илы (глубина 42 м), осадки накапливаются со скоростью 0,6 мм/год, а в наиболее глубоководной части залива (глубина 53 м) на юго-востоке от о. Рухну — со скоростью 2 мм/год, или 2 м/тыс. лет. Именно в этой части отлагается основная, наиболее тонкая часть выносов р. Даугавы.

В Гданьском заливе на глубине 57 м осадки (илы) накапливаются со скоростью 0,14 мм/год, а ранее (несколько тысяч лет тому назад) они накапливались здесь со скоростью 1,35 мм/год, или 135 см/тыс. лет. В некоторых участках Гданьского залива за период существования Балтийского моря (8 тыс. лет) накопилось до 10—15 м илов. Это максимальная скорость осадконакопления в открытой Балтике.

Наиболее высокая скорость аккумуляции в Гданьском бассейне (рис. 1.43) отмечается

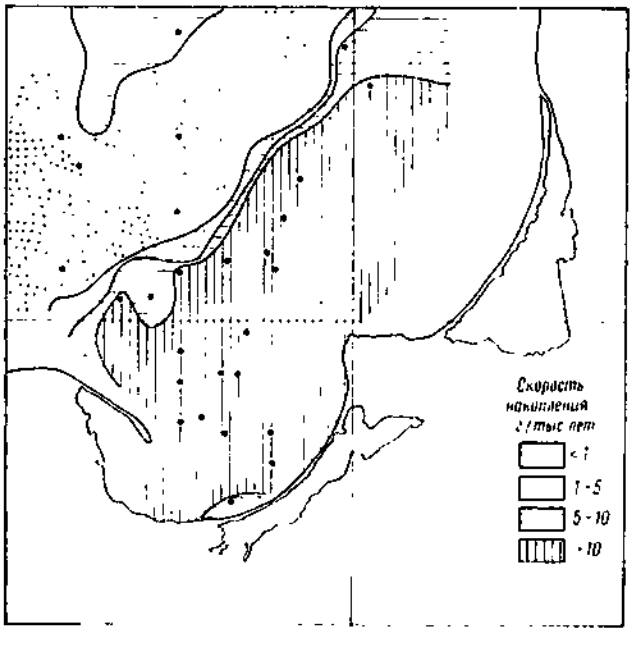


Рис. 1.43. Скорость накопления (г/тыс. лет) сухого осадочного вещества в голоцене в Гданьском бассейне.
Точками обозначено местоположение станций.

в глубоководных районах впадины. По направлению к Гданьско-Готландскому порогу она резко снижается. Площади с минимальной скоростью аккумуляции в общих чертах совпадают с областями размещения крупно- и грубозернистых (крупные алевриты и пески) отложений как на Гданьско-Готландском пороге, так и на склонах впадины в других местах, где вблизи поверхности дна нередко встречаются моренные отложения. Скорость аккумуляции, как известно, находится в прямой зависимости от таких факторов, как питание осадочным веществом, литодинамика и др., проявление которых в прибрежных районах чрезвычайно осложнено. Поэтому прибрежная область Гданьского бассейна характеризуется большей изменчивостью скорости аккумуляции.

В Арконской впадине на глубине 43—46 м осадки накапливаются со скоростью 0,2—0,3 мм/год, но были периоды, когда эта скорость возрастала десятикратно.

В Центральной Балтике (район Готландской впадины) скорость накопления осадков (илов) на глубине 134 м составляет 0,1 мм/год, на глубине 146 м — 0,2 мм/год, на глубине 247 м — 0,05 мм/год. Таким образом, данные показывают, что основная масса осадочного (илистого) материала отлагается на дно по периферии Готландской впадины (глубина 100—150 м), в центральной ее части (глубина 200—249 м) скорость накопления осадков в 2—3 раза меньше.

В других районах Балтийского моря (Финский, Ботнический заливы, Северная Балтика) скорость накопления илов во впадинах колеблется от 0,2 до 1 мм/год.

Мощность илов, накопившихся за период существования соленого Балтийского моря (0—8 тыс. лет) в его впадинах (а илы накапливаются практически только во впадинах), колеблется от 1 до 10 м. Максимальная мощность (до 10—15 м) наблюдается в тех частях впадин, которые находятся недалеко от устьевых крупных рек (Немана, Вислы, Даугавы, Невы). В Арконской впадине средняя мощность голоценовых илов составляет около 3—5 м, в Борнхольмской впадине — 2—4 м, в Гданьской — 3—5 м, в Готландской — 2—3 м, во впадинах Финского залива — 2—6 м.

Метод определения скорости седиментации с использованием радиоактивного свинца (^{210}Pb) начал использоваться сравнительно недавно. Измеряя уменьшение активности ^{210}Pb по длине колонки, можно определять временные интервалы, составляющие 4—5 периодов полураспада ^{210}Pb, т. е. около 100 лет. Скорости, полученные при использовании этого метода [65], очень близки к скоростям, полученным радиоуглеродным методом.

На основании данных о мощности морского голоцена в Балтийском море [7], полученных с использованием средних значений плотности и влажности, была рассчитана скорость аккумуляции сухого осадочного вещества. Результаты расчетов (рис. 1.44) позволяют оценить скорость аккумуляции и количество сухого вещества в целом, а также (при известных процентных содержаниях) его отдельных элементов и компонентов.

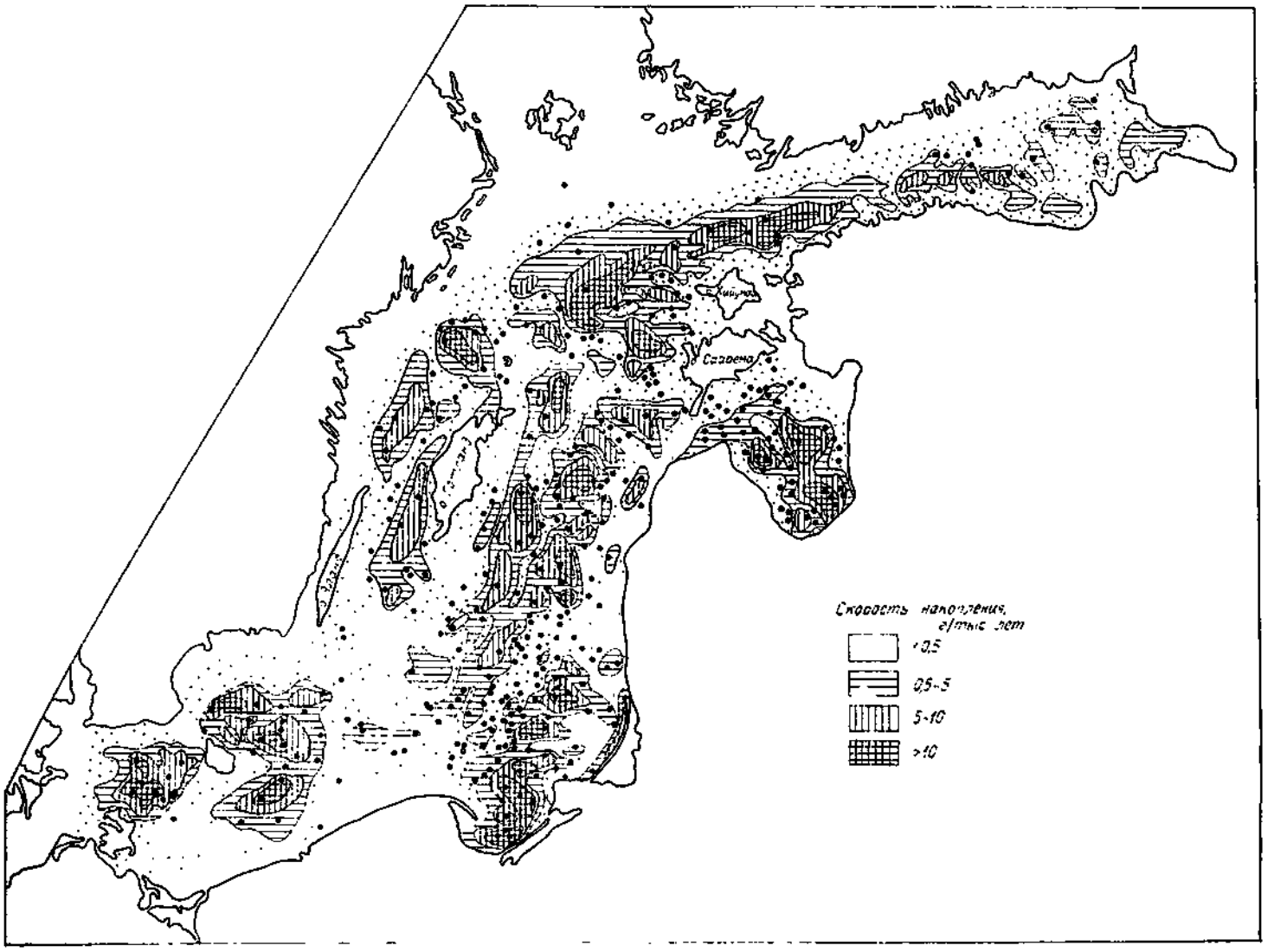


Рис. 1.44. Скорость накопления (г/тыс. лет) сухого осадочного вещества в голоцене в Балтийском море.
Точками обозначено местоположение станций.

1.7. Типы диагенеза осадков, поровые воды и минеральные ресурсы

1.7.1. Типы диагенеза

В Балтийском море можно выделить три типа диагенеза (рис. 1.45): I — аэробный, II — аэробно-анаэробный и III — анаэробный [52]. Аэробный диагенез происходит при доступе кислорода, марганец находится в форме Mn^{4+}. Нижней границей I типа диагенеза является, очевидно, мощный физико-геохимический барьер Eh (рис. 1.46). Диагенез II типа протекает при резко сокращающемся содержании кислорода (до полного его исчезновения). I и II типы диагенеза — это наиболее активные зоны аутигенного минералообразования. Здесь активная деструкция ОВ продолжается, но с заметной тенденцией затухания. Диагенез III типа наступает тогда, когда O_2 полностью исчезает и в осадке появляется в большом количестве свободный H_2S. При III типе диагенеза в связи с отсутствием O_2 деструкция ОВ происходит слабо и значительная часть органического вещества консервируется в осадках. Сульфатредуцирующие бактерии не в состоянии разложить все ОВ.

Для осадков Гданьского бассейна присущи все три типа диагенеза. Тип I характерен для некото-

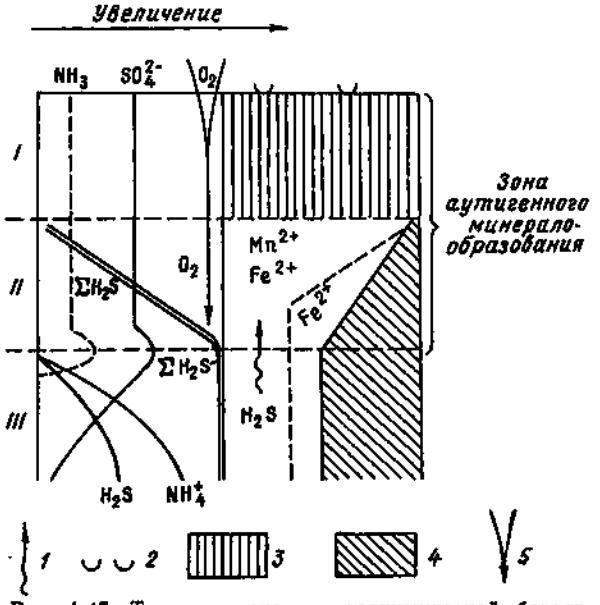


Рис. 1.45. Типы диагенеза в геохимической барьерной зоне «активный слой осадков» [23].
Типы диагенеза: I — аэробный, II — аэробно-анаэробный, III — анаэробный; *1* — диффузионный поток, *2* — железо-марганцевые корки и конкреции, *3* — зона окисных реакционных форм Fe и Mn, *4* — зона образования и скопления в осадках сульфидов Fe, *5* — направленность проникновения кислорода в осадках.

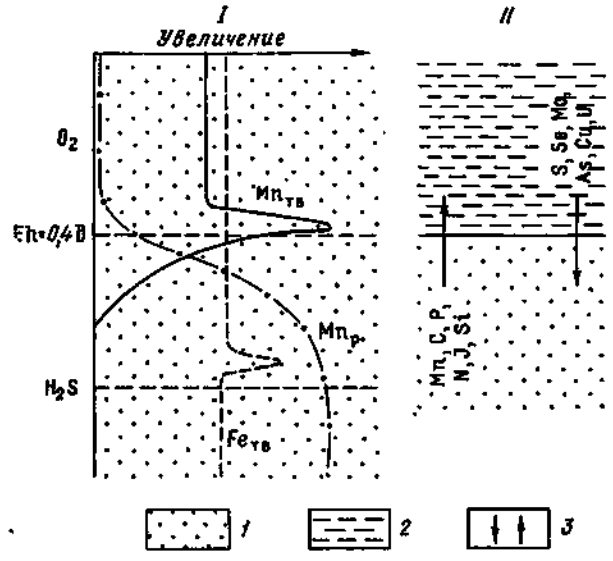


Рис. 1.46. Окислительно-восстановительный барьер Eh в осадках [52].

I — переходные осадки, II — восстановленные осадки: *1* — донные осадки, *2* — придонная вода, *3* — направленность диффузионных процессов на границе вода — дно; тв — твердый, р — растворенный.

рых участков Клайпедско-Гданьского поднятия. Мощность этого слоя составляет доли сантиметров или несколько сантиметров. Для Арконской, Борнхольмской и Гданьской впадин характерен диагенез типа II, местами типа III (тип I здесь полностью отсутствует), для впадин Готландской, Форё и Ландсортской характерен III тип диагенеза.

Диагенез I типа наблюдается на мелководных участках моря, где в придонных водах содержится много кислорода (окраины Финского, Рижского и других заливов, подводные банки, поднятия и т. д.). Диагенез III типа характерен для впадин, в придонных водах которых периодически появляется H_2S (рис. 1.47, см. вкладку). На участках со средними глубинами (окраины впадин, центральные части заливов и т. д.) наблюдается II тип диагенеза.

1.7.2. Поровые воды

Донные осадки морей и океанов пропитаны водой. В связи с тем что эта вода заполняет пространство (поры) между твердыми частицами осадка, она называется поровой (иногда ее называют иловой). Самый верхний слой илов (0—1 см) впадин Балтийского моря содержит до 70—90 % воды. По мере углубления в осадок количество влаги уменьшается до 60—50 % или даже до 40 %. Наименьшее количество поровой воды (до 30—25 %) содержится в уплотненных отложениях — моренах.

Изучение поровых вод имеет большое научное и практическое значение, так как значение их состава помогает не только более полно понять процессы образования и изменения минералов в осадках и процессы их затвердевания, но и сгруппировать их в отдельные типы и, таким образом, классифицировать геохимические и геологические процессы, протекающие на дне морей и океанов.

Поровые воды донных осадков Балтийского моря типичны для внутренних морей. Они подразделяются на три основных типа: хлоридно-магниевый (по составу аналогичен морским водам), хлоридно-натриево-кальциевый и хлоридно-щелочной. Ионно-солевой состав поровых вод донных осадков Балтийского моря определяется насыщенностью осадков органическим материалом, опресняющим влиянием речного стока в море, низкими температурами придонных слоев вод, хорошей изоляцией от Северного моря, интенсивной антропогенной нагрузкой на экосистему моря.

В ходе формирования поровых вод они претерпевают глубокие изменения (метаморфизацию) в ионно-солевом составе. Эти изменения обусловливаются неравновесностью в системе вода — порода — органическое вещество — газ. Практически всюду в поровых водах илов и глин Балтики интенсивность процесса метаморфизации возрастает с глубиной их залегания, т. е. чем глубже от поверхности дна находится осадок, тем больше изменен состав поровых вод по отношению к составу морских вод. В верхней части осадков происходит прежде всего интенсивная перестройка и минерализация органического вещества, заметно изменяются по сравнению с морской придонной водой окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства, снижается концентрация сульфидов, увеличивается щелочной резерв и количество двухвалентных микроэлементов.

В самом верхнем слое современных осадков Балтийского моря происходят начальные диагенетические изменения в системе вода — порода, где наряду с процессом разрушения первичного материала пород и минералов образуются новые, более устойчивые комплексные соединения солей, минералов и пород. Ведущее значение в метаморфизации поровых вод в верхних горизонтах осадков принадлежит органическому веществу. Органическое вещество — самый реакционноспособный компонент системы вода — порода, способный изменить физико-химическую обстановку осадков. Оно способствует активному развитию биохимических процессов в осадке, а следовательно, и формированию восстановительной обстановки. Биохимические процессы в осадке приводят к обогащению поровых вод сероводородом (H_2S) и его производными (HS^- и S^{2-}), аммонием, метаном, биогенным азотом, бором, органическими кислотами, двуокисью углерода и др. Основная роль в разложении органического вещества при этом принадлежит микроорганизмам (бактериям): сульфатредуцирующим, тиоповым, денитрифицирующим и т. д.

Состав поровых вод чутко реагирует на изменение физико-химической обстановки, в которой находится осадок. Этот состав зависит от количества органического вещества и интенсивности биохимических процессов в осадке, от литологических особенностей пород, от количества кислорода или сероводорода в придонных водах и осадках и т. д. Поэтому хлорность (Cl), щелочность (Alk), количество сульфатов (SO_4), кальция (Ca) и других составляющих в поровых водах колеблется в зависимости от района моря, свойств придонных слоев моря и от условий осадконакопления (с учетом палеообстановки). Поровые воды верхнего слоя осадков (первые десятки сантиметров) по своему типу близки к морским водам — хлоридно-магниевым.

На глубине 1—2 м от поверхности дна они, как правило, становятся хлоридно-натриево-кальциевыми (Рижский залив, впадины Готландская и Форё). Это говорит о том, что в верхних горизонтах осадков в поровых водах происходят незначительные изменения в ионно-солевом составе, изменения по отношению к исходной морской воде. Метаморфизм поровых вод в этой зоне осадков только лишь набирает силу, начинает развиваться. Однако и здесь мы наблюдаем резкое снижение сульфатов, увеличение щелочности поровых вод, обусловленных сульфатредукцией, а также некоторое уменьшение хлорности придонного слоя моря. Глубже по разрезу осадков процесс метаморфизации поровых вод усиливается в основном благодаря неравномерности системы вода — порода. Здесь наблюдаются интенсивные катионообменные реакции между поровыми растворами и породами. Первые, как правило, при этом обогащаются кальцием, а вторые — натрием и магнием. В районе Арконской впадины, например, в донных осадках развиты преимущественно хлоридно-щелочные поровые воды. Их ионно-солевой состав предопределяется условиями образования глин на стадии развития Балтийского ледникового озера, когда в Балтийском бассейне существовали наиболее пресные воды.

Характерной особенностью формирования донных осадков и поровых вод в Балтийском море является также весьма слабый процесс образования карбонатов кальция. Это вызвано двумя основными обстоятельствами: низкими температурами в придонном слое моря и большим количеством растворенной в воде двуокиси углерода, что препятствует выпадению карбоната кальция в осадок.

Изотопный состав (по изотопу кислород-18) поровых вод в колонках осадков в основном положительно коррелируется с глубиной моря и соленостью вод.

Во впадинах Балтики верхние горизонты осадков обладают наиболее утяжеленным изотопным составом — от —4,3 до —5 ‰, а на станциях, где глубины моря не превышают 100 м,— более легким составом (от —5 до 7 ‰). Однако вертикально вниз по разрезу осадков такой четкой направленной закономерности между изотопным составом и соленостью не существует. Это говорит о более сложных условиях осадкообразования в Балтийском море. Эти условия были обусловлены изостазией территории моря, неотектоническими движениями, субмаринной разгрузкой подземных вод и т. д.

В поровых водах активно накапливается бром. Причем его накопление тем выше, чем больше хлорность поровых вод.

При концентрации 4 г Cl на 1 кг воды концентрация брома составляет в среднем 10 мг на 1 кг, а при концентрации 10 г Cl на 1 кг воды концентрация брома повышается до 30—45 мг на 1 кг. Величина накопления брома в поровых водах выражается отношением Cl/Br. В морской воде это накопление равно примерно 290—300, в поровых водах — около 220—300.

В поровых водах происходит накопление ряда микроэлементов: Mn, Fe, Zn, Cu, иногда Li и др. Химические элементы, находящиеся в повышенных количествах в поровых водах, по мере старения осадка вступают в различные реакции, в результате чего в осадочной толще образуются новые (аутигенные) минералы: гидроокислы и сульфиды железа, карбонаты марганца (родохрозит), фосфорный минерал вивианит, сульфат бария, барит. В условиях I типа диагенеза, т. е. когда верхний слой осадков окислен (окрашен в коричневый цвет), то из металлов, растворенных в поровых водах, образуются железомарганцевые конкреции. В этих конкрециях кроме Fe и Mn накапливаются также P, Cu, Ni и некоторые другие элементы. В условиях когда осадки восстановлены (присутствует сероводород), большая группа халькофильных (Cu, Pb, Zn) и сидерофильных (Fe, Ni, Zn) элементов осаждается с образованием нерастворимых сульфидов.

1.7.3. Минеральные ресурсы

Минеральные ресурсы дна Балтийского моря изучены еще недостаточно полно. По аналогии с окружающей сушей здесь следует ожидать открытия месторождений и проявлений черных, цветных и редких металлов, приуроченных главным образом к породам докембрийского кристаллического фундамента, обнажения которых развиты в северной части Балтики, в Финском и Ботническом заливах. В некоторых случаях на дне моря находят продолжение рудных полей и рудных тел, которые известны на суше. Иногда они отрабатываются подземными способами под водами Балтики. Так, например, эксплуатируется известное месторождение магнетитовых железных руд Стур-Юссаре, находящееся в 90—100 км к юго-западу от Хельсинки. Пластообразная залежь этих руд найдена в кристаллических породах докембрия. Залегает она в основании шельфа. С фанерозойским осадочным чехлом на дне моря могут быть связаны месторождения фосфоритов, горючих сланцев, янтаря, глауконита, солей, облицовочных камней, известняков и доломитов, пригодных для изготовления цемента, извести, наполнителей для строительства и других областей народного хозяйства.

На дне Балтийского моря найдены железомарганцевые конкреции и корки, карбонаты марганца, прибрежно-морские титано-циркониевые россыпи, янтарь, фосфориты, различные стройматериалы, органо-минеральные удобрения, нефть, газ, горючие сланцы, источники подземных вод.

Железомарганцевые конкреции и корковидные образования развиты на значительных площадях в Центральной Балтике, в Рижском и Финском заливах. Они приурочены к областям с ослабленной седиментацией, к границам окисленных и восстановленных илов (т. е. к границе I и II типов диагенеза в толще осадков). Железомарганцевые корки нередко образуются на гальках и валунах, на выходах коренных пород. Глубина образования конкреций в разных районах колеблется от 19 до 105 м.

Самые мелководные конкреции — в Рижском заливе, наиболее глубоководные — в Центральной Балтике [28]. Продуктивность конкреций обычно не превышает 15—25 кг/м², что близко к продуктивности полей железомарганцевых конкреций в Тихом океане. Однако балтийские конкреции отличаются от океанских по содержанию цветных металлов. Если концентрации железа примерно

одинаковы (16—20 % Fe), то марганца — в 1,5 раза (10—15 % Mn), меди — в 100—600 раз (9—40 × × 10^{-4} % Cu), кобальта — в 200—300 раз (1— —2·10^{-3} % Co), никеля — в 800—300 раз (3—12 × × 10^{-3} % Ni) в балтийских конкрециях меньше, чем в океанских. Таким образом, по существу балтийские конкреции не являются многометальными, а только железомарганцевыми, отчего ценность их значительно снижается. Такая ранзица в составах балтийских и океанских конкреций возникла в результате действия ряда факторов, в том числе, высоких скоростей образования конкреций в Балтийском море и отсутствия здесь источников, поставляющих медь, никель, кобальт.

По внешней форме конкреции подразделяются на дробовидные (по форме и величине они напоминают охотничью дробь), бобовидные, монетовидные и лепешковидные. Размеры дробовидных конкреций — 1—10 мм, бобовидных — 1—5 см, монетовидных — 1—6 см, лепешковидных — до 10 см. Кроме того, имеются еще корковидные образования (или просто корки), размер которых достигает 20—30 см. Частично такие железомарганцевые образования накапливаются на валунах, гальках, щебне. В этом случае они образуют рудный поясок вокруг камней. Корки накапливаются на твердом дне (где нет современных осадков) за счет стягивания рудных компонентов (Fe, Mn, микроэлементов) из морской воды. Пояски и каемки образуются на камнях в том случае, если они частично засыпаны осадками. Рудные образования накапливаются на той части камней, которая находится как раз на границе вода — дно. Fe и Mn в этом случае извлекаются как из поровых вод осадков, так и из придонных слоев воды. Дробовидные и бобовидные конкреции накапливаются в сыпучих осадках — песках и алевритах, которые перемываются придонными течениями и волновыми процессами. Рудное вещество большей частью поступает из поровых вод осадков, меньшая часть, очевидно, поступает из придонных слоев воды. Монетовидные (или дисковидные) конкреции образуются на поверхности окисленных (коричневых) илов. Они как бы плавают в полужидком иле. Рудное вещество в конкреции поступает из поровых вод осадков.

А. И. Блажчишиным [4] подсчитано, что в железомарганцевых конкрециях Балтийского моря находится 27,6 млн. т Fe, 15,4 млн. т Mn, 3,5 млн. т P. Ежегодно в виде конкреций накапливаются 1920 т Mn (или 12 % всего Mn, поступающего в Балтийское море), 3450 т Fe (или 0,5 % всего Fe, поступающего в Балтийское море). Несмотря на, казалось бы, большие количества конкреций на дне Балтийского моря, они пока не добываются, так как бедны полезными микроэлементами (Cu, Ni и др.) и притом рассеяны по большим площадям дна.

Фосфориты. На дне Балтийского моря выявлены фосфориты двух типов — желваковые и ракушняковые. Желваковые фосфориты развиты в отложениях палеогена и верхнего мела. Наиболее насыщенными фосфоритовыми желваками являются терригенные осадки эоцена (самбийская и алкская свиты), в основании которых имеются горизонты глауконитовых песков с желваками фосфоритов неправильной формы, размером до 20 × 40 × × 50 см. Количество желваков бывает настолько большим, что они иногда сливаются и образуют фосфоритовую плиту, которая является хорошим отражающим горизонтом при проведении сейсмопрофилирования.

Потенциальные запасы желваковых фосфоритов у побережья Самбийского полуострова, где развиты отложения эоцена, приблизительно оценены в 9 млн. т [28].

Проявления ракушняковых фосфоритов встречены в северной части Центральной Балтики. Образцы песчаников и известняков нижнего ордовика, собранные нами при датировках глинтовых уступов, содержат частые включения фосфатных раковин беззамковых брахнопод. Оценка качества и количества ракушняковых фосфоритов на дне моря не проводилась. На суше (в Эстонии), как известно [29], фосфориты этого типа широко распространены и имеют промышленное значение.

Титано-циркониевые россыпи. В прибрежных песках и алевритах, которые многократно волновыми процессами и вдольбереговыми течениями перемываются и переоткладываются, нередко скапливаются такие тяжелые минералы, как циркон, рутил, монацит, ильменит, гранаты (россыпи). Такие пески содержат в 10—100 раз больше циркония и редкоземельных элементов, в несколько раз больше титана и железа, чем обычные, не обогащенные указанными минералами осадки. За долгие годы развития прибрежной полосы моря на дне на глубине 5—30 м скапливаются крупные тела таких песков и алевритов.

В Балтийском море чаще всего встречаются преимущественно титано-россыпи. Современные прибрежно-морские титано-цирконневые россыпи известны в Германии, Польше и в СССР (рис. 1.48). Они делятся на пляжевые и склоновые. Формирование этих россыпей происходит в основном за счет размыва и волновой переработки мезозойских и кайнозойских толщ, а также за счет размыва морен. Размываемые толщи, залегающие как на побережье, так и под водой в зоне абразии также обогащены тяжелыми рудными зернами, т. е. современные россыпи могут являться в какой-то мере реликтовыми.

Процесс формирования современных россыпей Балтийского моря подвергался специальному изучению на примере прибрежно-морских россыпей Калининградской области, Литовской и Латвийской ССР [112]. Проведенные работы по оценке россыпей показали, что наиболее крупными из них являются подводные склоновые россыпи. Однако и они ввиду небольших размеров в настоящее время не имеют промышленного значения [2].

Янтарь и глауконит. Янтароносные отложения находятся в Калининградской области; они имеют эоценовый возраст и связаны со слоем «голубой земли», состоящим из глауконит-кварцевых песков и песчаных алевритов. Эти отложения на суше у побережья залегают на глубине 5—15 м, а иногда выходят на поверхность в береговых обрывах около прибойной зоны. В море слой янтароносных отложений обнажен на глубине 1—18 м. Ширина абразионного среза этого слоя от 0,3 до 1,5 км [28]. Подводные площади, прилегающие к Самбийскому полуострову, могут дать значительный прирост запасов янтаря.

Волновыми процессами и придонными течениями янтароносные отложения, обнажающиеся на

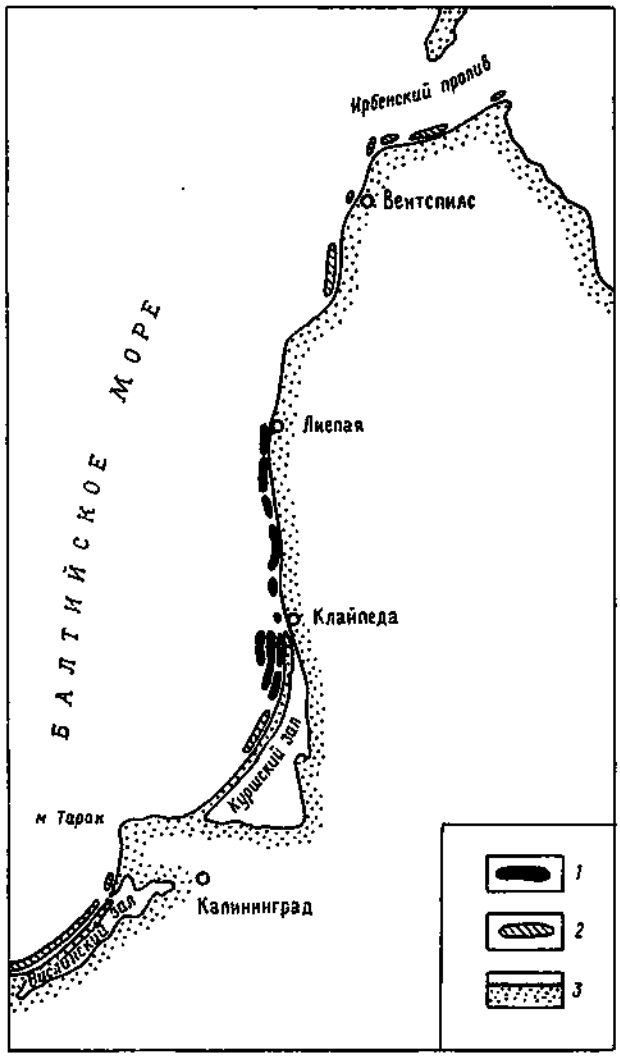


Рис. 1.48. Распространение прибрежно-морских россыпей вдоль берегов Восточной Балтики [10].

1 — разведанные и оконтуренные россыпные тела в береговой зоне, *2* — места предполагаемого залегания россыпей на подводном склоне, *3* — береговая линия.

дне, размываются, а кусочки и куски янтаря переносятся течениями далеко на север. Такой мигрирующий янтарь вдоль побережья Литовской ССР вылавливается специальными сачками и идет для использования в ювелирной промышленности и в технических целях.

Из коренных отложений со дна моря янтарь не добывается, так как его достаточно на месторождениях суши.

Высокие (до 40 %) содержания зерен глауконита наблюдаются в осадках палеогена, обогащенных янтарем и желваками фосфоритов (слои «голубая земля» и «дикая земля»). Глауконит можно получить попутно при добыче янтаря.

Горючие сланцы. Образцы горючих сланцев поднимались нами в большом количестве драгами со дна Финского залива между о. Хийумаа и Таллинном. Видимо, здесь, так же, как и в Эстонии, они приурочены к отложениям нижнего ордовика. Границы распространения горючих сланцев на дне моря не изучены. Расстояние между крайними станциями, где были собраны их образцы, не менее 20 км. Содержание $C_{орг}$ в сланцах 10—15 %. Нижнеордовикские горючие сланцы выявлены также в южной части Ботнического залива. Они характеризуются повышенным содержанием ряда цветных элементов (Cu, Zn, Pb, Mo и др.) и урана (до 0,02 %).

Стройматериалы. Наибольший интерес среди многочисленных видов стройматериалов, залегающих на дне Балтийского моря, сейчас имеют гравийно-галечные и валунные отложения, песчано-гравийные смеси, песок и глина. Гравийно-галечные и валунные отложения на дне моря развиты во многих местах и на разных глубинах. Они образовались за счет размыва моренных гряд, которые в современном рельефе дна моря могут быть незаметными. Значительные запасы гравийно-галечных и валунных отложений на доступных для добычи глубинах можно найти вдоль побережья Южной и Восточной Балтики. Такие отложения отмечались нами при драгировках мористее Куршской косы в районах Зеленоградска, Ниды, Клайпеды. В северной части Центральной Балтики валунно-галечные отложения слагают многие мелководные банки.

Песок и песчано-гравийные смеси развиты вдоль побережья Южной и Восточной Балтики. На подводных склонах Самбийского полуострова и Куршской косы эти отложения занимают большие площади и имеют огромные запасы, исчисляемые млн. м^3. Стройматериалы со дна Балтийского моря (пески, гравий) в настоящее время добываются в Швеции и Финляндии. Подводная добыча их должна вестись с учетом возможных отрицательных последствий (размыв берегов и пляжей и нарушение экологического режима и нерестилищ на дне моря и др.).

В котловинах Балтийского моря имеются большие (практически неограниченные) запасы четвертичных глин и илов, которые, видимо, можно использовать в качестве сырья для керамзитового, кирпичного и гончарного производства. Лагунные илы Вислинского и Куршского заливов, а также сапропелевые илы впадин Балтийского моря могут быть хорошими органо-минеральными удобрениями. Однако специальных исследований в этом направлении не проводилось.

Соли и ангидриты. Отложения пермской системы, развитые на дне Балтийского моря, содержат толщу каменной (поваренной) соли и ангидритов. Суммарная мощность их достигает в отдельных скважинах, пробуренных при нефтеразведочных работах, сотен метров. В районе мористее Балтийска — Янтарного соли находятся на глубине около 800—1000 м ниже дна моря. По направлению к северу эта глубина постепенно уменьшается и примерно на широте 56° соленосные отложения должны выйти на дочетвертичную поверхность дна. Однако пока не ясно, присутствуют ли пласты соли и ангидритов в местах выхода пермских отложений в Балтийском море. Возможно, они выклиниваются. Залежи соли под дном Балтийского моря являются частью Калининградского соленосного бассейна, прогнозные запасы которого оцениваются в 1500 млрд. т. В составе толщи каменной соли выявлены прослои, обогащенные калийной солью.

Нефть и газ. Изучение акватории Балтийского моря геофизическими методами разведки с целью поисков благоприятных условий для формирования нефтяных залежей было начато в начале

60-х годов. Большой объем исследований выполнялся в западных районах советской части шельфа, с которой, по представлениям геологов, связывались наибольшие перспективы нефтегазоносности. В это же время начались поиски нефти на шельфе западной Германии, а Швеция и Дания приступили к разведочному бурению на островах Балтийского моря.

Исследования широко развернулись в 1976 г., когда правительства СССР, Польши и Восточной Германии объединили свои усилия и создали Совместную организацию по поискам нефти и газа на шельфе Балтийского моря в пределах своих территориальных вод — СО «Петробалтик». Это позволило детально с помощью геофизических методов изучить акваторию Балтийского моря, выявить наиболее перспективные месторождения нефти и газа и осуществить бурение поисково-разведочных скважин. К концу 1985 г. на советской и польской частях шельфа пробурено 22 глубоких скважины, на 14 площадях выявлено 7 месторождений нефти и газа. Открытые нефтяные и газовые месторождения на польской части шельфа расположены в пределах Лэбской зоны поднятий (четыре месторождения) на удалении 40—70 км от берега на глубине до 70 м и приурочены к структурным формам кембрийского возраста, залегающим на глубине 1600—2500 м.

На советской части шельфа выявлены три месторождения вблизи г. Балтийска и к западу и северо-западу от г. Ниды. Они связаны с отложениями кембрийского возраста, залегающими на глубине 2400—2500 м.

Перспективы западной части шельфа Польши и шельфа Восточной Германии остаются до настоящего времени невыясненными, так как разведочное бурение на них еще впереди. Но и здесь, так же, как и на прилегающей суше, можно ожидать открытия нефтяных залежей в отложениях доцехштейна (нижняя пермь) и в допермских отложениях.

Успешно развивались работы и на шельфе западной Германии, где в конце 70-х годов разведочным бурением было открыто два нефтяных месторождения. Одно из них — Швешенек — расположено в 4 км от берега в Кильской бухте на глубине моря 20 м. Нефть залегает в отложениях юрского возраста на глубине 1427—1457 м. Запасы месторождения оцениваются в 2,5—3,0 млн т. На шведской части Балтийского моря наиболее интенсивно поисково-разведочные работы проводились вблизи о. Готланд. Они были начаты в 1969 г. За первые 10 лет на о. Готланд и в прилегающих к нему водах было пробурено более 150 скважин. В некоторых из них с глубин порядка 550 м были получены незначительные (3—5 м³/сут) притоки нефти. Продуктивными являются рифы ордовикского возраста.

Кроме того, поисково-разведочное бурение проводится на островах Эланд и Готско-Санде. Однако здесь (при несколько большей по сравнению с о. Готланд мощности осадочного чехла) промышленных скоплений углеводородов выявлено не было.

В датской части шельфа поисково-разведочное бурение велось на о. Борнхольм и прилегающих частях моря. В отдельных скважинах были обнаружены признаки нефти. Однако промышленных скоплений углеводородов пока обнаружено не было.

Микроэлементы в морской воде. В морской и океанской воде содержится более 70 химических элементов. В настоящее время выдвигаются новые идеи и методы извлечения химических элементов из воды с целью промышленной добычи. В первую очередь, это касается урана и золота. Однако затраты на эти работы зачастую превышают стоимость добычи руды. Воды Балтийского моря не отличаются от океанских вод какими-нибудь аномальными концентрациями элементов. Исключение составляют лишь придонные (с H_2S) воды впадин, богатых Mn и некоторыми микроэлементами (Cu, Zn). В этих водах в жидком состоянии находится около 1 млн т Mn. Не исключено, что в будущем будут найдены способы извлечения этого элемента из морской воды для промышленных целей.

Марганцовисто-карбонатные сапропелевидные и сапропелевые илы впадин. В настоящее время эти илы не представляют промышленного интереса с целью добычи из них химических элементов, так как они содержат всего лишь 4—7 % Mn и несколько повышенные количества микроэлементов (Cu, Zn, Ni, V, Mo, Cr, Co и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н. А., Басс О. В. Антропогенный фактор в развитии береговой зоны Балтийского моря//Водные ресурсы.— 1983.— № 3.— С. 127—134.

2. Аксенов А. А., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпных месторождений//Тр. ИОАН СССР.— 1965.— Т. 76.

3. Блажчишин А. И. Физико-географический очерк водосборного бассейна//Геология Балтийского моря.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— С. 117—130.

4. Блажчишин А. И. Баланс осадочного материала в Гданьском бассейне Балтийского моря//Литология и полезные ископаемые.— 1984.— № 5.— С. 67—76.

5. Блажчишин А. И. Баланс Fe, Mn и P в Балтийском море//Геологическая история и геохимия Балтийского моря.— М.: Наука, 1984.— С. 122—129.

6. Блажчишин А. И. Литологостратиграфические комплексы глубоководных отложений//Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря.— Вильнюс, 1985.— С. 15—53.

7. Блажчишин А. И. Принципы литостратиграфического расчленения четвертичной толщи//Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря.— Вильнюс, 1985.— С. 15—53.

8. Блажчишин А. И., Болдырев В. Л., Ефимов А. Н., Тимофеев И. А. Древнебереговые уровни и образования в юго-восточной части Балтийского моря//Baltica.— 1982.— № 8.— С. 57—64.

9. Блажчишин А. И., Болдырев В. Л., Морошкин К. В. Янтароносные отложения палеогена и условия их залегания на подводном склоне Самбийского полуострова// Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики.— Калининград, 1978.— С. 11—17.

10. Блажчишин А. И., Болдырев В. Л., Шуйский Ю. Д. Другие полезные ископаемые//Геология Балтийского моря.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— С. 349—357.

11. Блажчишин А. И., Звольский С. Т., Слободяник В. М., Вовк П. К. Опыт применения колонкового гамма-плотномера в морских геологических исследованиях// Океанология.— 1981.— Т. 21.— Вып. 2.— С. 384—388.

12. Блажчишин А. И., Лукашев В., Вишневская Е. М., Юсупина Л. Ф. Палеогеография Гданьского бассейна по литолого-геохимическим и биостратиграфическим данным колонки 2682//Тез. докл. раб. совещ. «Основные закономерности развития берегов Балтики».— Таллин, 1981.— С. 21.

13. Блажчишин А. И., Лукошевичус Л. С., Свиридов Н. И. Физические свойства позднечетвертичных

отложений Балтийского моря//Океанология.— 1976.— Т. 16.— Вып. 5.— С. 839—845.

14. Блажчишин А. И., Пустельников О. С. Биогенные компоненты ($C_{орг}$ и $SiO_{2\ аморф}$) в воде, взвеси и донных осадках Балтийского моря//Baltica.— 1977.— № 6.— С. 161—172.

15. Блажчишин А. И., Ратеев М. А., Хейров М. Б. Глинистые минералы и их локализация в верхнем слое современных осадков Балтийского моря//Baltica.— 1977.— № 6.— С. 137—154.

16. Блажчишин А. И., Шуйский Ю. Д. Питание Балтийского моря терригенным материалом//Литология и полезные ископаемые.— 1973.— № 3.— С. 141—145.

17. Болдырев В. Л., Гуделис В. К., Кнапс Р. Я. Потоки песчаных наносов юго-восточной Балтики//Исследования динамики рельефа морских побережий.— М.: Наука, 1979.— С. 14—19.

18. Болдырев В. Л., Гуделис В. К., Шуйский Ю. Д. Берега Балтийского моря и их роль в поставке осадочного материала//Геология Балтийского моря.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— С. 141—158.

19. Большая Советская Энциклопедия. Т. 29.— М., 1978.— С. 595.

20. Вишневская Е. М., Джинjoридзе Р. Н., Мельничук А. С. Комплексы диатомей в поверхностном слое донных осадков Балтийского моря//Палинология плейстоцена и голоцена.— Л., 1981.— С. 149—159.

21. Вишневская Е. С., Клейменова Г. И., Болдырев В. Л. Новые данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов донных отложений юго-восточной Балтики// Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр.— 1974.— № 12.— С. 139—144.

22. Возняк Б. Элементы энергетики процесса фотосинтеза в южной Балтике (результаты статистического анализа)//Усвоение солнечной энергии в процессе фотосинтеза черноморского и балтийского фитопланктона.— М.: Координационный Центр стран—членов СЭВ, 1985.— С. 205—230.

23. Волков И. И. Аэробно-анаэробный диагенез осадков на границе вода—дно//Геология океанов и морей. Тез. докл. 6-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. I. (Под ред. А. П. Лисицына).— М., 1984.— С. 215.

24. Гайгалас А. И. Значение экзарации в развитии ложа Балтийского моря в плейстоцене//Baltica.— 1974.— № 5.— С. 137—145.

25. Гайгалас А. И. Петрографический состав крупнообломочного материала донных осадков Балтийского моря// Геология донных отложений Балтики.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— С. 213—220.

26. Гайгалас А. И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы.— Вильнюс: Мокслас, 1979.— 98 с.

27. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики/Под ред. В. К. Гуделиса, Е. М. Емельянова.— М.: Недра, 1976.— 110 с.

28. Геология Балтийского моря/Под ред. В. К. Гуделиса, Е. М. Емельянова.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— 380 с.

29. Геология республик Советской Прибалтики. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1:500 000/Под ред. А. А. Григялис.— Л.: Недра, 1982.— 304 с.

30. Глаголева М. А. К геохимии осадков Черного моря//Современные осадки морей и океанов.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 448—476.

31. Грегораускас М. М., Мокрик Р. В., Йокшас К. К. Гидрохимические аспекты исследования разгрузки пресных подземных вод в Балтийском море//Водные ресурсы.— 1986.— № 4.— С. 13—22.

32. Громов В. В. Поглощение элементов группы железа донными осадками Тихого океана//Океанология.— 1975.— Т. 15.— Вып. 1.— С. 59—65.

33. Громов В. В., Шахова Н. Ф., Емельянов Е. М. Поглощение ^{90}Sr и ^{90}Y донными отложениями Атлантического океана//Радиохимия.— 1978.— Т. 20. № 3.— С. 470—476.

34. Гуделис В. К. Некоторые вопросы развития Балтийского моря и неотектоники голоцена//Вопросы голоцена.— Вильнюс, 1961.— С. 31—43.

35. Гуделис В. К. Древнебереговые образования и история развития Балтийского моря на территории Восточной Прибалтики//Последний ледниковый покров на территории Европейской части СССР.— М., 1965.— С. 53—56.

36. Гуделис В. К. Морфогенетические типы берегов Балтийского моря//Baltica.— 1967.— № 2.— С. 123—145.

37. Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики.— Вильнюс: Минтис. 1973.— 264 с.

38. Гуделис В. К. История развития Балтийского моря//Геология Балтийского моря.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— С. 95—116.

39. Гуделис В. К., Литвин В. М. Геоморфология дна//Геология Балтийского моря.— Вильнюс, 1976.— 383 с.

40. Гуделис В. К., Лукошявичюс Л. С., Клейменова Г. И., Вишневская Е. М. Геоморфология и позднеледниковые донные отложения юго-восточной части Балтики//Baltica.— 1977.— № 6.— С. 245—256.

41. Гуделис В. К., Лукошявичюс Л. С., Клейменова Г. И., Вишневская Е. М. Древнебереговые образования на дне юго-восточной части Балтийского моря// Baltica.— 1977.— № 6.— С. 134—143.

42. Демина Л. Л. Формы миграции железа, марганца, никеля и меди в процессе океанского седиментогенеза/Автореф. дисс. на соискание учен. ст. канд. геол.-мин. наук.— М., ИОАН СССР, 1978.— 25 с.

43. Емельянов Е. М. Fe, Mn и Ti в осадках Атлантического океана//Литология и полезные ископаемые.— 1975.— № 3.— С. 3—19.

44. Емельянов Е. М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана и черты его зональности: Автореф. дисс. на соискание учен. ст. д-ра геол.-мин. наук.— М., ИОАН СССР. 1979.— 36 с.

45. Емельянов Е. М. Алюмосиликатный карбонатно-марганцовистый литолого-геохимический район Готландской и Ландсортской впадин//Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981.— С. 136—180.

46. Емельянов Е. М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана.— М.: Наука, 1982.— 190 с.

47. Емельянов Е. М. Геохимические барьеры и барьерные зоны и их роль в седиментогенезе//Геохимия осадочного процесса в Балтийском море.— М.: Наука, 1986.— С. 5—25.

48. Емельянов Е. М. Геохимия взвеси и осадков Гданьского бассейна и процессы седиментации//Геохимия осадочного процесса в Балтийском море.— М.: Наука, 1986.— С. 57—115.

49. Емельянов Е. М., Пустельников О. С. Взвешенное вещество, его состав и балане осадочного материала в водах Балтийского моря//Геология Балтийского моря.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— С. 159—186.

50. Емельянов Е. М., Струк В. Л. Водная взвесь// Осадкообразование в Балтийском море.— М.: Наука, 1981.— С. 79—106.

51. Емельянов Е. М., Тримонис Э. С. Минеральный состав позднечетвертичных осадков Балтийского моря по данным рентгендифрактометрического анализа//Осадкообразование в Балтийском море.— М.: Наука, 1981.— С. 180—188.

52. Емельянов Е. М., Волков И. И., Розанов А. Г., Хандрос Г. С., Жабина Н. Н. Процессы восстановительного диагенеза в осадках впадин//Геохимия осадочного процесса в Балтийском море.— М.: Наука, 1986.— С. 131—155.

53. Емельянов Е. М., Литвин В. М., Свиридов Н. И., Харин Г. С. Основные черты геологического строения северной части Центральной Балтики//Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики.— Рига: Зинатне, 1975.— С. 231—241.

54. Заборовска К., Захович Н. Вопросы биостратиграфии донных отложений Гданьской бухты//Peribalticum.— Gdansk, 1982.— С. 195—203.

55. Звольский С. Т. Радиоизотопные методы исследования физико-механических свойств донных осадков.— Киев: Наукова думка, 1984.— 216 с.

56. Зенкович В. П. Некоторые вопросы динамики польского берега Балтийского моря//Тр. ГГИ.— 1958.— Вып. 122.

57. Кабайлене М. В., Кондратене О. П., Лукошявичюс Л. С., Блажчишин А. И., Гайгалас А. И. Палеоботаническая и литологическая характеристика позднечетвертичных отложений глубоководных впадин средней и южной частей Балтийского моря//Тр. АН ЛитССР.— 1978.— Сер. Б.— Т. 6(109).

58. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы.— Л.: Наука, 1975.— 279 с.

59. Кессел Х. Я., Давыдова Н. Н., Блажчишин А. И. Пыльца и диатомовые из колонок глубоководных впадин Балтики//Изв. АН ЭССР. Сер. Химия и геология.— 1973.— № 22. Вып. 4.— С. 345—354.

60. Клейменова Г. И. Палинологические критерии расчленения и корреляции субаквальных отложений Балтики для палеогеографических реконструкций//География и совре-

менность.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та.— 1988.— Вып. 4.— С. 154—187.

61. Клейменова Г. И., Вишневская Е. М., Латышева Н. М. История развития Арконской котловины Балтийского моря в послеледниковое время (по палинологическим и диатомовым данным)//Вестник ЛГУ. Геология. География.— 1984.— № 18.— Вып. 3.— С. 45—56.

62. Клейменова Г. И., Вишневская Е. М., Ланге Д., Латышева Н. М., Горбовская А. Д. Биостратиграфия послеледниковых отложений Мекленбургской бухты Балтийского моря (по палинологическим и диатомовым данным)//Вестник ЛГУ. Сер. 7. Геология. География.— 1987.— Вып. 4.— С. 63—77.

63. Кнапс Р. Я. Перемещение наносов у берегов Балтийского моря//Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры.— Таллинн, 1966.— С. 67—74.

64. Коблениц-Мишке О. И., Коновалов Б. В. Первичная продукция и хлорофилл в Балтийском море летом 1978 г.//Осадкообразование в Балтийском море.— М.: Наука, 1981.— С. 45—63.

65. Куприн В. М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей.— М.: Наука, 1986.— 271 с.

66. Куприн В. М., Зельдина Б. Б., Иванова Т. Р. Скорости седиментации донных осадков Балтийского моря// Геологическая история и геохимия Балтийского моря.— М.: Наука, 1984.— С. 110—121.

67. Куприн В. М., Нечаев В. И. Распределение радиоуглерода в системе растворенный углерод речной воды— карбонат твердого стока—органическое вещество для рек Черноморского побережья Кавказа//Геохимия.— 1977.— № 9.— С. 1412—1415.

68. Лейн А. Ю., Ванштейн М. Б., Кашпарова Е. В., Матросов Б. Б., Намсараев В. А., Бондарь В. А., Шишкина О. В. Биогеохимия анаэробного диагенеза и материально-изотопный баланс серы и углерода в осадках Балтийского моря//Геохимия осадочного процесса в Балтийском море.—М.: Наука, 1986.— С. 155—176.

69. Леонтьев О. К., Жиндарев Л. А., Рябкова О. И. О морфологии и генезисе Куршской косы (Куршу Нерия)//Геоморфология.— 1985.— № 4.— С. 86—93.

70. Литвин В. М. Геоморфология и физико-географические условия Балтийского моря//Осадкообразование в Балтийском море.— М., 1981.— 247 с.

71. Литло- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря/Под ред. В. К. Гуделиса.— Вильнюс, 1985.— 205 с.

72. Лукошявичюс Л. С., Клейменова Г. И., Вишневская Е. М. Основные черты стратиграфии позднечетвертичных отложений центральной и юго-восточной частей Балтийского моря//Тр. АН ЛитССР.— Сер. Б.— 1980.— Т. 6(12)— С. 69—81.

73. Масанова М. Д., Филатова И. В. Речной сток// Экосистема и ее компоненты. Проблемы исследования и математического моделирования Балтийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. Вып. 1.— С. 61—72.

74. Милн П. Подводные инженерные исследования.— Л.: Судостроение, 1984.— 339 с.

75. Морозов Н. П., Петухов С. А. Содержание и распределение тяжелых металлов в компонентах экосистемы Балтийского моря//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— С. 98—131.

76. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.

77. Непрочнов Ю. П., Удинцев Г. Б. Измерение скорости распространения упругих волн в рыхлых отложениях//Изв. АН СССР. Геофизика.— 1959.— № 11.— С. 1699—1702.

78. Орвику К. Морские берега Эстонии.— Таллинн: Изд-во АН ЭССР, 1974.— 111 с.

79. Орлёнок В. В., Шурко И. И. Петрофизические особенности голоценовых и плейстоценовых отложений юго-восточной части Балтийского моря//Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка.— 1984.— № 12.— С. 59—62.

80. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография.— М.: Наука, 1982.— 156 с.

81. Панеченко Н. А. Размыв внутри рудного пласта на Никопольском марганцевом месторождении//Геология и геохимия марганца.— М.: Наука, 1982.— С. 151—154.

82. Поляков А. С. Формирование инженерно-геологических свойств донных отложений Черного и Каспийского морей: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1973.— 25 с.

83. Пустельников О. С. Баланс осадочного материала и скорости современного осадкообразования в Балтийском море (по данным изучения взвеси)//Baltica, 1977.— № 6.— С. 155—160.

84. Пустельников О. С. Закономерности распределения и гранулометрические типы донных отложений//Биогеохимия Куршского залива. Отдел географии АН ЛитССР. Сер. Биогеохимия, геология и палеогеография Балтийского моря.— Вильнюс, 1983.— Т. 1.— С. 78—87.

85. Розанов А. Г. Физико-химические барьеры Eh и их роль в перераспределении осадочного вещества в морях и океанах//Геология морей и океанов. Тез. 6-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. 1.— М., 1984.— С. 224—225.

86. Савчук О. П., Баноде М. Я. Фитопланктон// Экосистема и ее компоненты. Проблемы исследования и математического моделирования Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— Вып. 1.— С. 141—152.

87. Свиридов Н. И. Распространение и мощность современных отложений на дне Балтийского моря и Рижского залива//Бюл. ком. по изуч. четв. пер.— М.: Наука.— 1974.— № 41.— С. 116—179.

88. Свиридов Н. И. Результаты измерений скорости звука в донных осадках Балтийского моря//Baltica.— 1977.— № 6.— С. 173—180.

89. Свиридов Н. И. Строение верхней части осадочного чехла Балтийского моря//Геологическая история и геохимия Балтийского моря.— М.: Наука, 1984.— С. 86—98.

90. Свиридов Н. И., Литвин В. М., Гайгалас А. И., Репечка М. А. Рельеф дочетвертичной поверхности Балтийского региона//Советская геология.— 1976.— № 5.— С. 60—69.

91. Слободяник В. М. Магнитная восприимчивость донных отложений Балтийского моря//Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. 2.— Киев: Наукова думка, 1984.— С. 148—152.

92. Слободяник В. М., Бахмутов В. Г., Загний Г. Ф. Палеомагнитные исследования постледниковых отложений Балтики//Палеомагнитные исследования донных и береговых образований внутриконтинентальных морей и океанов.— Киев, 1983.— С. 25—31.

93. Слободяник В. М., Бахмутов В. Г. Опыт применения палеомагнитного метода для исследования донных отложений Балтики//Современные методы морских геологических исследований. Тез. докл. Т. 2.— М., 1987.— С. 84—85.

94. Смирнова А. И., Савчук О. В. Физико-географическая характеристика моря//Экосистема и ее компоненты. Проблемы исследования и математического моделирования Балтийского моря. Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— С. 6—11.

95. Совершаев В. А., Попов Б. А. Некоторые черты динамики Арктических берегов Азии//Вопросы географии. Морские берега.— М.: Мысль, 1982.— С. 105—116.

96. Соскин И. М. Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 160 с.

97. Справочное руководство гидрогеолога. Т. 1/ Под ред. В. М. Максимова. Л.: Недра, 1979.— 512 с.

98. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса//Тр. ГИН АН СССР.— 1968.— Вып. 185.— С. 215—263.

99. Тектоника Европы и смежных областей: древние платформы, баккалиды, каледониды (объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000).— М.: Наука, 1978.— 422 с.

100. Тримонис Э. С., Слободяник В. М. К вопросу о массе и скорости аккумуляции осадочного вещества// Современные методы морских геологических исследований. Тез. докл. Т. 3.— М., 1987.— С. 72—73.

101. Физико-механические свойства донных осадков Черного моря/Под ред. А. Ю. Митропольского. Киев: Наукова думка, 1981.— 204 с.

102. Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана//Вестник ЛГУ. Сер. Геология и география.— 1971.— № 6.— Вып. 1.

103. Фром Э. Абсолютная хронология Балтийского моря (обзор шведских исследований)//Ballica.— 1963.— № 1.— С. 46—59.

104. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия.— М.: Недра, 1977.— 359 с.

105. Харин Г. С. Дочетвертичные породы центрального сектора Балтийского моря//Региональная геология Прибалтики.— Рига: Зинатне, 1974.— С. 156—160.

106. Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии.— М.: Наука, 1977.
107. Хупфер П. Балтика — маленькое море, большие проблемы/Пер. с нем. Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 136 с.
108. Черняева Ф. А. Новые данные по морфометрии Балтийского моря//Динамика вод Балтийского моря.— Таллин, 1975.— С. 4—16.
109. Шимкявичюс П. П., Репечка М. А. Минеральный состав глинистой фракции плейстоценовых моренных отложений дна Балтийского моря//Достижения и задачи исследований по геологии Литовской ССР.— Вильнюс, 1981.— С. 75—89.
110. Шишкина О. В., Гордеев В. В., Блажчишин А. И., Митропольский А. Ю. Микроэлементы в иловых водах Балтийского моря//Осадкообразование в Балтийском море.— М.: Наука, 1981.— С. 207—215.
111. Шопаускас К., Шопаускене Д., Армалис С. и др. Поступление атмосферных примесей на акваторию Балтийского моря//Изменчивость компонентов и экосистема и динамика вод.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— Вып. 2. С. 119—124.
112. Шуйский Ю. Д., Болдырев В. Л., Кочетков Б. В. Об условиях и особенностях формирования прибрежно-морских россыпей восточной части Балтийского моря// ДАН СССР.— 1970.— Т. 194.— № 1.— С. 73—77.
113. Axberg S. Map of Quaternary deposits in the Baltic//Haver-Naturförpällanden och utnyttjande. Stockholm, 1978.— P. 124—130.
114. Axberg S. Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Bothnian Sea, Northern Baltic//Stockholm Contributions in Geology.— 1980.— Vol. 36.— P. 153—214.
115. Behrens S. Kustentypen in Schweden//Geographische Berichte.— 1959.— H. 10/11.— S. 29—40.
116. Bird E. C., Schwartz M. L. The World's Coastline.— N.-I.: Van Nostrand Reinhold Company, 1985.— 1071 p.
117. Boström K., Burman J. O., Boström B., Pontér C., Brandlöf S., Alm B. Geochemistry. mineralogy and origin of the sediments in the Gulf of Bothnia//Fin. Mar. Res.— 1978.— N 244.— P. 8—35.
118. Ehling U., Mattisson J., Zachrisson G. Computer based calculations of volumes of the Baltic area// Proc. IX Conf. Balt. Oceanograph.— Kiel, 1974.— P. 114—128.
119. Flodén T. Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Central Baltic//Stockholm Contributions in Geology.— 1980.— Vol. 35.— P. 91—112.
120. Fonselius S. H. Hydrography of the Baltic deep basins III//Fish. Bd. Swed. Ser Hydrogr., Rep. 23 — Lund, 1969.— 97 p.
121. Granö O. Die Ufer der Südküste Finlands (geographische Übersicht)//Fennia.— 1960.— N 3.
122. Gudelis V. Baltijos jura.— Vilnius, 1960.— 85 p.
123. Gudelis V., Königsson L.-K. The Quaternary history of the Baltic//Uppsala, Acta Universitatis Upsalensis, 1979.— 279 p.
124. Gudelis V. Baltic USSR. The World coastline.— N. Y., 1985.— P. 303—311.
125. Hartmann M. Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee.— Meyniana, 1964.— 14.— 3—20.
126. Kharkar D. P., Turekian K. K., Bertine K. K. Stream supply of dissolved silver, molybdenum, antimony, selenium, chromium, cobalt, rubidium and cesium to the oceans//Geochim et cosmochim.— Acta.— 1968.— Vol. 32.— N 3.— P. 285—299.
127. Kliewe H. Die Insel Usedom.— Berlin, 1960.— 279 S.
128. Kondratiene O., Gudelis V. Morskie osady plejstoceńskie na obszarze Pribałtyki//Przegląd Geologiczny.— 1983.— N. 8—9.— S. 497—502.
129. Manheim F. T. Geochemistry of manganese carbonates in the Baltic Sea//Stockholm Contributions in Geology.— 1982.— Vol. 37.— N 12.— P. 145—159.
130. Mörner N.-A. The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast, deglaciation, shorelevel displacement chronology, isostasy and eustasy.— Sveriges Geol. Undersökning, 1969.— C — 640.— 487 p.
131. Mörner N.-A., Flodén T., Beskow B., Elhammer A., Haxuer H. Late Weichselian deglaciation of the Baltic//Baltica.— 1977.— N 6.— P. 33—51.
132. Rosa B. Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes//Baltica.— 1970.— N 4.— P. 47—53.
133. Rühle E. Budowa geologiczna dna po udniowej części morza Bałtyckiego w świetle polskich badań prowadzonych w latach 1965—1980//Geologia morza Bałtyckiego.— Warszawa, 1982.— S. 378—412.
134. Scholkovitz E. R. The flocculation of dissolved Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co and Cd during estuarine mixing//Earth and Planet. Sci. Lett.— 1977.— Vol. 41.— N. 1.— P. 77—86.
135. Schulz B. Hydrographische Untersuchnungen in der Ostsee 1925 bis 1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon"//Dtsch. Hydrogr. Z.— 1956. Erg.— 11.— Bd. 1.
136. Suess E. Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter//Geochim. et cosmochim. Acta.— 1979.— Vol. 43.— N. 2.— P. 339—352.
137. Thorslund P., Axberg S. Geology of the southern Bothnian Sea//Bullà of the Geological Inst. of the University of Uppsala.— 1979.— 65 p.
138. Tulkki P. The bottom of the Bothnian Bay//Fin. Mar. Res.— 1977.— N 241.— P. 5—89.
139. Winterhalter B., Flodén T., Ignatius H., Axberg S. & Niemistо L. Geology of the Baltic Sea// Elsevier Oceanography Ser. 30.— 1980.— S. 1—121.

В настоящее время все большее значение в жизни и хозяйственной деятельности человеческого общества приобретают знания о климате как о многолетнем режиме погоды, которые невозможно получить без изучения особенностей пространственной и временной изменчивости метеорологических величин. Еще большую остроту эта проблема приобретает применительно к изучению режима метеорологических величин над морями и океанами, которые и сегодня с этих позиций можно назвать «белыми пятнами». Все это обусловливает несомненную актуальность исследования режима метеорологических величин Балтийского моря, необходимость получения характеристик их изменчивости, расчета средних и абсолютных значений и пределов их колебаний.

Большой объем метеорологической информации по акватории Балтийского моря, сложный процесс формирования рядов наблюдений, а также применение современных методов исследования для поднапазонного описания режима метеорологических величин определили поэтапность исследований.

На первом этапе исследований были выполнены подготовительные работы для анализа материалов:

1) оценена репрезентативность материалов метеорологических наблюдений;

2) выбраны данные для климатологического анализа и машинной обработки;

3) апробированы методы анализа, реализованные с помощью ЭВМ (по четырем программам);

4) дана критическая оценка климатических и синоптических методов анализа;

5) дана оценка эффективности используемых методов.

В задачу второго этапа исследований входило получение режимных многолетних характеристик основных метеорологических величин: ветра, температуры воздуха, атмосферного давления, осадков, влажности воздуха, облачности, а также расчеты пространственной и временной изменчивости в мезомасштабном, синоптическом, сезонном и многолетнем диапазонах.

Режимные характеристики изменчивости рассчитывались в следующей последовательности:

— по разработанным в ЛО ГОИНе программам ПКСП и квантильного анализа, модернизированным в комплексную программу анализа метеорологических данных, анализировались скалярные показатели;

— с помощью программы «ROZA», также созданной в ЛО ГОИНе, анализировались векторные величины;

— по программе квантильного анализа ВНИИ ГМИ — МЦД, созданной в 1988 г., анализировались судовые наблюдения;

— методами синоптического анализа по типовым программам счета, применяемым для неэквидистантных рядов (в нашем случае — для наблюдений за сильными ветрами, туманами и при получении характеристик аномальных температурных сезонов), исследовались синоптические материалы;

— методами и приемами климатической обработки данных, рекомендуемыми Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО) [33], были получены выборочные климатические показатели. Для характеристики метеорологического режима использовались все основные показатели: повторяемость, крайние значения (максимумы и минимумы, абсолютные максимумы и минимумы), значения метеовеличин заданной обеспеченности — квантили $x_{0,25}$, $x_{0,50}$, $x_{0,75}$ и математическое ожидание.

Изменчивость метеорологических величин представлена тремя основными показателями — абсолютным средним отклонением, средним квадратическим отклонением и дисперсией.

Все перечисленные выше характеристики режима и изменчивости рассчитаны для каждой из шести исследуемых метеовеличин на каждой станции.

2.1. Опорная сеть и материалы наблюдений

Для исследования метеорологического режима Балтийского моря использовался обширный материал наблюдений: данные прибрежных метеостанций, расположенных по периметру моря (для станций восточного побережья период наблюдений с 1946 по 1985 г., для станций южного и западного побережья — с 1964 по 1978 г.), а также данные судовых наблюдений, которые включают все наблюдения на акватории Балтийского моря с 1957 по 1986 г. (рис. 2.1, табл. 2.1).

Таблица 2.1

Прибрежные станции опорной сети Балтийского моря

№ п/п	Станция	Страна	Период наблюдений
1	Балтийск * (Коса)	СССР	1918—1985
2	Нида	СССР	1917—1985
3	Клайпеда	СССР	1946—1985
4	Лиепая	СССР	1946—1985
5	Павилоста *	СССР	1946—1985
6	Ристна *	СССР	1946—1985
7	Турку	Финляндия	1964—1977
8	Стокгольм *	Швеция	1964—1977
9	Висбю *	Швеция	1964—1977
10	Копенгаген *	Дания	1964—1977
11	Грейфсвальд *	Восточная Германия	1964—1977
12	Устка *	Польша	1964—1977

* Станция аналитическая.

За основу расчетов были взяты средние месячные значения метеорологических величин. Следует отметить, что в 1966 г. число сроков наблюдений увеличилось с 4 до 8, но это не сказалось на точности полученных результатов.

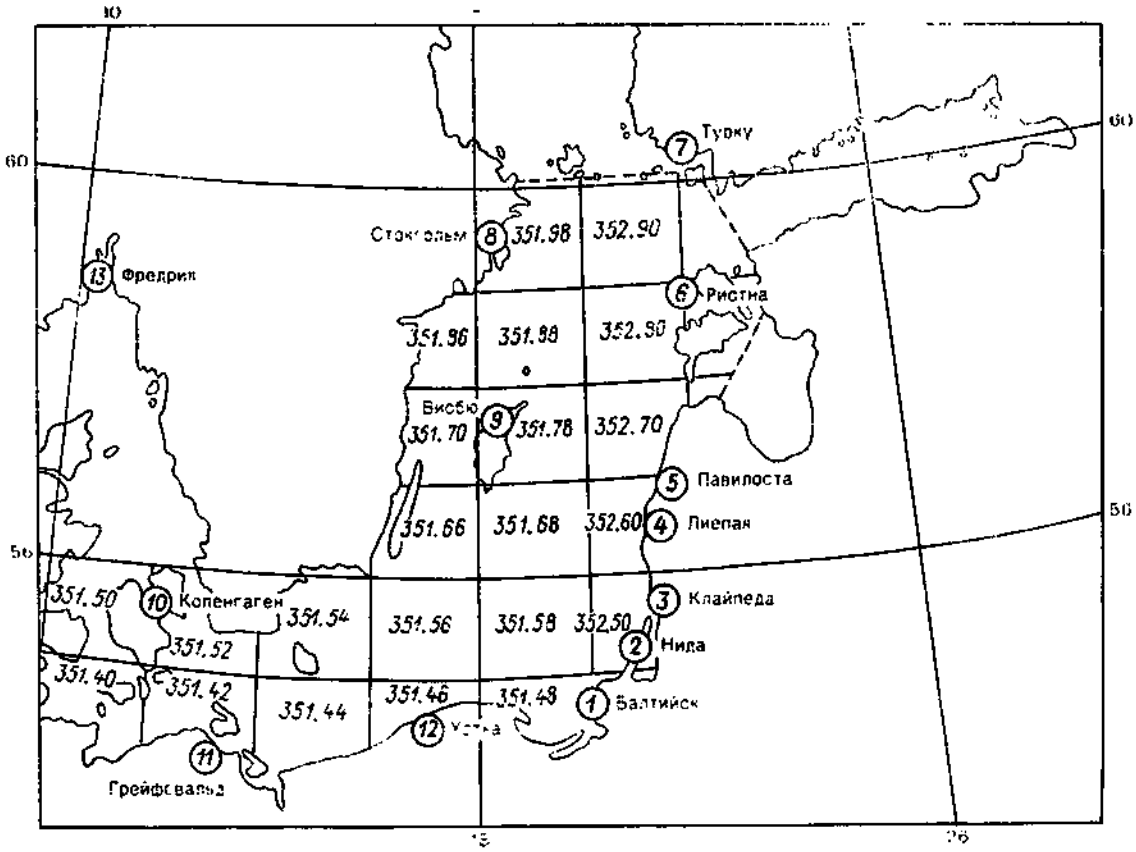


Рис. 2.1. Схема опорной сети наблюдений на Балтийском море (прибрежные станции и морские квадраты).

Опорная сеть представлена 12 станциями, расположенными на побережье Балтийского моря, и 21 морским квадратом размерами 2 × 1° (рис. 2.1). Расстояние между станциями на восточном побережье не превышает 140 км. Две метеостанции — Ристна и Висбю — островные.

В береговой зоне, прилегающей к глубоководной части моря, расположены три метеостанции — Висбю, Грейфсвальд и Устка. Метеостанция Копенгаген (Каструп) расположена на острове в проливной зоне. Все метеостанции зарубежного побережья расположены в непосредственной близости от моря (см. рис. 2.1).

Из большого количества прибрежных станций, включенных в опорную сеть, было выбрано семь станций, репрезентативных для исследуемого района и достаточно полно характеризующих режим акватории (в данной работе они названы аналитическими). Остальные станции в ряде случаев привлекаются лишь для полноты или детализации анализа и названы информационными.

Таблица 2.2

Число наблюдений в морских квадратах. 1957—1986 гг.

Номер квадрата	XII	I	II	Зима	III	IV	V	Весна	VI	VII	VIII	Лето	IX	X	XI	Осень	Год
351.98	142	127	118	387	151	138	175	464	147	164	145	456	113	100	143	356	1663
352.90	304	269	257	830	298	304	426	1028	423	367	394	1184	287	342	348	977	4019
351.88	165	149	156	470	159	162	178	499	139	135	133	407	115	125	138	378	1754
351.86	40	44	68	152	77	86	42	205	35	23	31	89	33	30	42	105	551
352.80	444	363	363	1170	418	453	524	1395	517	473	445	1435	380	424	404	1208	5208
351.76	156	142	158	456	170	190	188	548	167	198	189	554	147	128	156	431	1989
351.78	676	646	631	1953	773	781	855	2409	826	812	717	2355	612	688	674	1974	8691
352.70	676	676	699	2077	804	786	795	2385	748	652	687	2087	624	627	659	1910	8459
351.66	928	944	923	2795	1039	1063	1108	3210	1096	1036	985	3117	857	890	920	2667	11789
351.68	791	752	800	2343	993	1045	1028	3066	934	770	695	2399	653	691	768	2112	9920
352.60	318	261	310	889	315	341	332	988	324	341	342	1007	286	281	286	853	3737
351.50	121	100	100	321	128	158	184	470	183	166	155	504	124	142	133	399	1694
351.54	1202	1229	1168	3599	1351	1348	1387	4086	1340	1355	1289	3984	1160	1197	1207	3564	15233
351.56	794	802	836	2432	969	953	973	2895	939	918	883	2740	776	839	780	2395	10462
351.58	399	429	492	1320	555	636	588	1779	563	495	483	1541	446	483	436	1365	6005
352.50	244	229	210	683	257	276	301	834	279	329	349	957	299	332	232	863	3337
351.40	217	222	199	638	284	269	286	839	277	252	231	760	209	256	263	728	2965
351.42	673	691	776	2140	911	931	858	2700	991	954	944	2889	810	629	595	2034	9765
351.44	176	214	219	609	280	318	290	888	266	218	183	667	180	230	210	620	2784
351.46	66	95	119	280	132	153	146	431	146	115	100	361	106	127	114	347	1419
351.48	218	258	327	803	333	364	409	1106	318	310	256	884	237	267	211	715	3508

Информация зарубежных метеостанций получена из ВНИИГМИ — МЦД и представлена срочными наблюдениями с 1964 по 1975—1978 гг.

Массив судовых наблюдений с 1957 по 1986 г. предоставлен по нашей просьбе ВНИИГМИ — МЦД. Он включает результаты квантильного анализа данных для 21 морского квадрата 2 × 1°. Сведения об объеме информации в каждом отдельном квадрате приведены в табл. 2.2. В процессе обработки информации все данные были отнесены к центру квадрата. Для каждого квадрата были получены конечные результаты расчетов по месяцам, сезонам и годам.

2.1.1. Методика обработки данных

Как уже говорилось, большой объем привлеченных для исследования натурных данных, разнообразие форм представления наблюдений, различие режимных характеристик по своей физической сущности требуют применения методов анализа, учитывающих эти особенности информационной базы данных. Обработка данных наблюдений на прибрежных станциях и судовой информации выполнялась на ЭВМ, однако часть режимных климатических характеристик была получена в результате расчетов по климатическим формулам или путем специальной выборки без применения ЭВМ. Определение ряда характеристик ветра, тумана и температуры воздуха оказалось возможным лишь благодаря традиционному синоптическому подходу, т. е. анализу синоптических карт.

Для обработки метеорологических временных рядов для метеостанций побережья была использована «Программа расчета вероятностных характеристик периодически коррелируемых случайных процессов (ПКСП) по эквидистантным временным рядам», разработанная в ЛО ГОИНе [23].

Программа позволяет для каждой метеовеличины рассчитать коэффициенты корреляции при заданном периоде коррелированности (12 мес) и задавать начальный и конечный сдвиги корреляционной функции, а также получать коэффициенты разложения математического ожидания и дисперсии в ряд Фурье.

Основными количественными характеристиками, полученными с помощью ПКСП-анализа, являются оценки математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$. Дополнительно были рассчитаны средние квадратические отклонения и асимметрии по месяцам и сезонам.

Поскольку в процессе работы оказалось, что часть климатических характеристик, особенно по данным зарубежных станций, можно получить на ЭВМ только путем обработки массивов средних месячных данных, была дополнительно разработана программа их расчета.

Для сопоставления результатов анализа эквидистантных временных рядов на прибрежных станциях и неэквидистантных над открытой частью Балтийского моря в дальнейшем был использован метод квантильного анализа [40].

Данные судовых метеорологических наблюдений так же, как и прибрежных станций, были обработаны для трех диапазонов изменчивости — внутригодового, сезонного и межгодового. В качестве оценок центра распределения рекомендуется медиана $x_{0,50}$ и трехсреднее $T = (x_{0,25} + 2x_{0,50} + x_{0,75})/4$.

Для нормального распределения значения медианы и трехсреднего близки или совпадают между собой и с значением среднего арифметического (математического ожидания). При наличии асимметрии в распределении и при малом количестве данных в выборке (но не менее 5) лучшей оценкой центра является трехсреднее, будучи как и медиана оценкой устойчивой (робастной) к влиянию выбросов данных, но в отличие от нее более эффективной (менее зависящей от выборочной изменчивости). При количестве данных менее 5 в качестве оценки центра рекомендуется использовать лишь медиану. В качестве оценок разброса были приняты значения размаха $R = x_{\text{макс}} - x_{\text{мин}}$ и интерквантильного расстояния $Q = x_{0,75} - x_{0,25}$.

С помощью приведенных характеристик можно рассчитать границы значений, в пределах которых при нормальном распределении находится 99,1 % всех данных: нижняя граница $x_{0,25} = -1,5\,Q$; верхняя граница $x_{0,75} = +1,5\,Q$. Значения, выходящие за эти пределы, определяются как «внешние» по отношению к данной выборке. При этом вероятность «отскакивающих» значений, находящихся за пределами вторых границ ($x_{0,25} - 3\,Q$ и $x_{0,75} + 3\,Q$), чрезвычайно мала, поскольку между ними содержится 99,9997 % данных.

Значения метеовеличин, расположенные между нижней и верхней квантилями, охватывают 50 % всего числа наблюдений, поэтому при интерпретации их можно рассматривать в качестве пределов колебаний «нормы», в качестве которой принимается значение медианы (трехсреднего). Значения меньше, чем нижняя квантиль, и больше, чем верхняя, рассматриваются как низкие и высокие, или аномальные.

Анализ результатов квантильного анализа данных прибрежных станций и морских квадратов показывает, что сопоставимым статистическим показателем для них может быть медиана. Это обусловлено тем, что ряды наблюдений на прибрежных станциях однородные и эквидистантные, тогда как ряды судовых наблюдений неполные, неоднородные и неэквидистантные.

Кроме того, для анализа можно использовать значения максимумов и минимумов как абсолютные значения, наблюдаемые в открытом море. Для сравнительной оценки можно получить размах максимума и минимума за каждый месяц по всем морским квадратам и на прибрежных станциях.

Таким образом, квантильный анализ позволяет:

1) получить сравнимые показатели изменчивости эквидистантных (на суше) и неэквидистантных (на море) рядов наблюдений;

2) получить необходимые аналитические показатели для судовых наблюдений по морским квадратам (медианные значения метеовеличин);

3) выполнить сравнительную оценку результатов ПКСП-анализа и квантильного анализа, или оценить характер распределения и степень близости его к нормальному распределению.

Кроме того, при обработке отдельных метеовеличин использовались методические приемы, применяемые для получения дополнительных характеристик, свойственных только этой величине. Так, при оценке температуры воздуха рассчитыва-

лась сумма числа дней с морозом и без оттепели за каждый год исследуемого периода на прибрежных станциях, выбирались экстремальные значения и годы, в которые наблюдалось максимальное и минимальное число дней с морозом и без оттепели. В результате были получены значения минимальных, максимальных и средних многолетних сумм дней с морозом и без оттепелей, а также абсолютные максимальные и минимальные значения температуры воздуха.

Исходным материалом для получения режимных характеристик ветра явились данные многолетних наблюдений на прибрежных и островных станциях (таблицы ТМ-1), а также данные судовых наблюдений. Средние скорости ветра по направлениям рассчитывались на основе таблиц ТМ-1, 16-румбовые распределения приводились к 8-румбовым путем осреднения смежных румбов.

По рядам наблюдений за общей и нижней облачностью в результате статистической обработки были получены повторяемости количества облаков по месяцам, сезонам и годам. Количество общей и нижней облачности оценивалось раздельно, как с помощью ПКСП-анализа и квантильного анализа, так и характерными показателями. Число ясных и пасмурных дней рассчитывалось отдельно для общей и нижней облачности.

Обработка данных по атмосферному давлению полностью выполнялась на ЭВМ по вышеперечисленным программам. Для зарубежных метеостанций по срочным данным предварительно были рассчитаны средние месячные значения давления для каждой отдельной станции.

Оценка влажности воздуха дана только для метеостанций восточного и западного побережья, так как в используемой судовой информации наблюдения за относительной влажностью воздуха и упругостью водяного пара отсутствуют. Расчеты выполнялись по средним месячным значениям отдельно для относительной влажности воздуха и упругости водяного пара.

Основными характеристиками видимости и туманов по методике ГГО были выбраны повторяемость и продолжительность [19].

Исходными материалами для получения климатических характеристик осадков послужили материалы наблюдений на станциях восточного побережья с 1962 по 1988 г.

Описание сильных ветров Балтийского моря составлено на основе методов синоптического анализа, что позволило выполнить группировку синоптических процессов по степени их воздействия на окружающую среду и по формированию благоприятной обстановки для их возникновения. В результате были получены наиболее типичные барические поля не только у Земли, но и на высоте $АТ_{700}$ и в слое $ОТ^{700}_{1000}$, а также ряд статистических характеристик по сезонам года и типовые траектории выхода барических образований, обусловливающие эти явления в районе исследования.

2.2. Климатический очерк

В целом климат Балтики характеризуется как переходный от морского к континентальному.

Схема отдельных климатических областей бассейна, представляющих различные разновидности климата, приведена на рис. 2.2. В южной и западной частях моря проявляется сильное влияние Атлантического океана. Погода здесь умеренно теплая, колебания температуры воздуха в течение

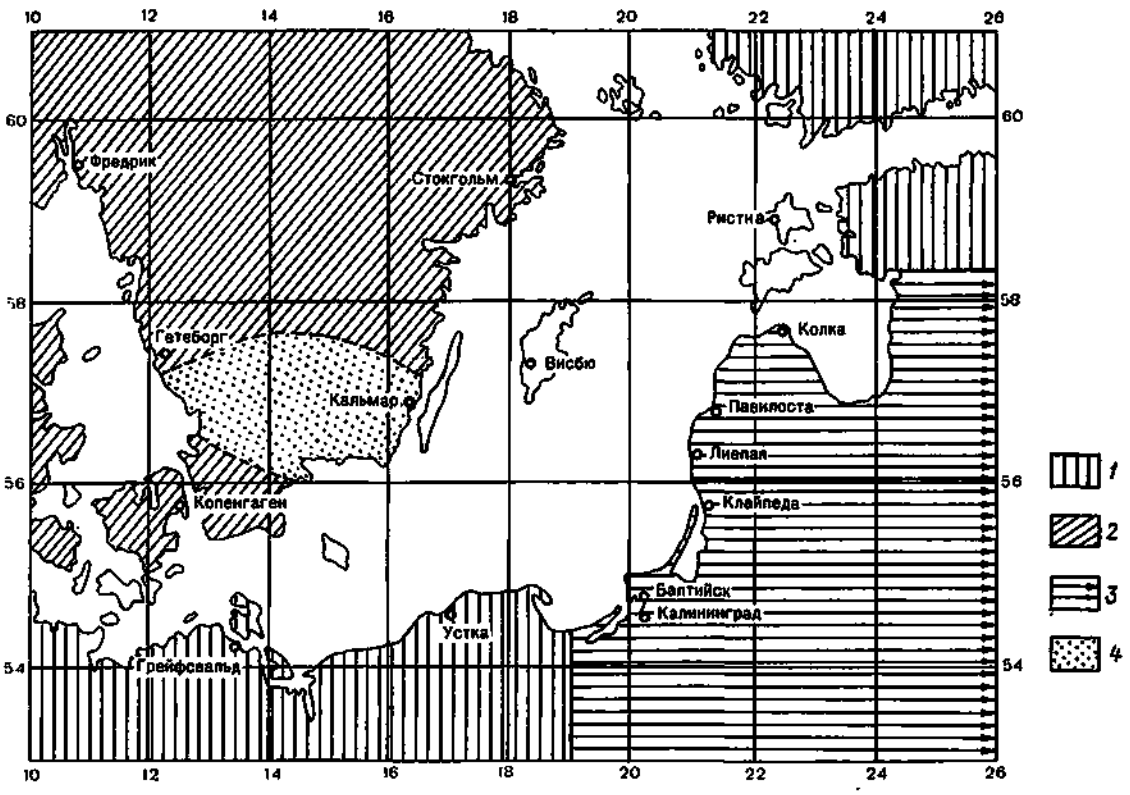


Рис. 2.2. Границы климатических зон. По П. Хупферу [61].

1 — преимущественно морской климат, *2* — морской климат, *3* — все более (в направлении стрелок) континентальный климат, *4* — климат, обусловленный высотным положением района.

года в среднем составляют от 8 до 15 °С. Преобладают ветры западных направлений.

Граница между зонами с преимущественно морским и преимущественно континентальным климатом в течение года перемещается. По-видимому, не последнюю роль в этом играет влияние самой Балтики. Например, осенью, особенно для районов Прибалтики, Балтийское море является своеобразным аккумулятором тепла, существенно смягчающим климат. Весной же охлажденное за зиму море заметно затягивает прогревание прибрежных областей и островов.

В процессе климатообразования исследуемого региона участвуют две категории факторов: 1) факторы, связанные с общими географическими особенностями Земли; 2) факторы, связанные со специфическими особенностями района. Климат Балтики схож с другими климатами умеренной зоны по количеству солнечной радиации, получаемой в течение года, регулярности смен четырех времен года и изменчивости погоды, обусловленной крупномасштабной циркуляцией, в частности господствующим в тропосфере западным переносом. Из азональных факторов, формирующих климат Балтики, следует отметить промежуточное положение региона между широкими водными пространствами Атлантического океана и самым большим материком земного шара — Евразией. Влияние континента и океана передается через циркуляционные факторы.

Суммарная солнечная радиация, как и все составляющие радиационного баланса [рис. 2.3],

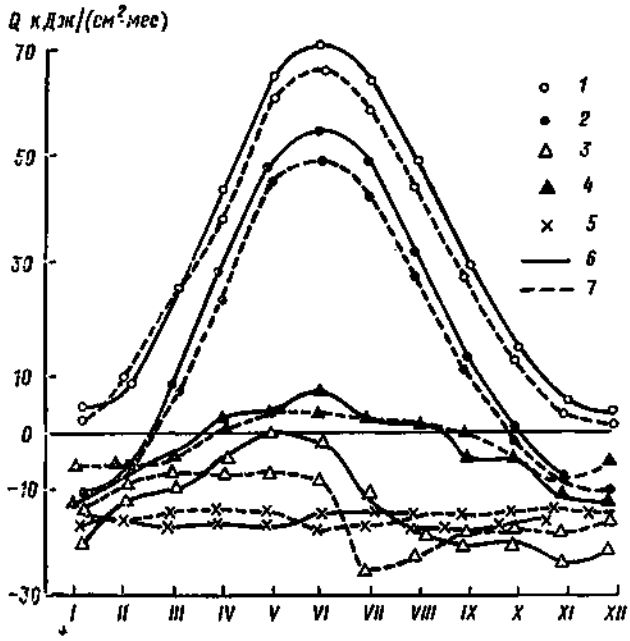


Рис. 2.3. Годовой ход составляющих теплового баланса Балтийского моря (Дж/(см²·мес)) для открытой (*6*) и прибрежной (*7*) частей Балтийского моря [46].

1 — поглощенная суммарная солнечная радиация, *2* — радиационный баланс, *3* — затраты тепла на испарение, *4* — турбулентный теплообмен с атмосферой, *5* — эффективное излучение.

подвержена значительным колебаниям. Так, в июне она в 15 раз больше, чем в декабре. В частности, в июне поверхность Южной Балтики получает почти половину, а в декабре — лишь четвертую часть радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы.

По данным К. А. Каушилы [30], на долю прямой солнечной радиации приходится примерно 80 %, а на долю рассеянной — 20 % суммарной радиации. Значения прямой радиации в течение трех зимних месяцев (декабрь — февраль) не превышают 30 % суммарной, а в декабре уменьшаются до 25 %.

В остальные месяцы это соотношение составляет 40—50 %. Количество рассеянной радиации в общем потоке суммарной составляет соответственно 50 и 60 % и только в ноябре — феврале достигает более 80 %.

В холодное время года существует период времени, когда подстилающая поверхность теряет лучистой энергии больше, чем поглощает. Этот период начинается в конце октября и кончается в последних числах февраля.

В течение большей части года (с апреля по октябрь) радиационный баланс изучаемого района положителен и оказывается выше, чем во всей умеренной зоне СССР на тех же широтах. Так, в Калининграде среднее годовое значение радиационного баланса равно 152,1 кДж/(см²·год) (табл. 2.3), а для поверхности Балтийского моря (рис. 2.4) оно изменяется от 190 до 104 кДж/(см²·год).

Таблица 2.3

Средние значения температуры воздуха, радиационного баланса подстилающей поверхности и его компонентов в Калининграде. 1965—1970 гг. (по А. А. Борисову [13])

Характеристика	Зима XII—II	Весна III—V	Лето VI—VIII	Осень IX—XI	Год I—XII
Температура воздуха, °С	—2,1	6,3	16,3	8,0	7,2
Радиационный баланс, кДж/см²	—5,43	54,7	86,5	16,3	152,1
Радиация, кДж/см²					
суммарная	20,9	120,0	161,8	57,3	359,5
отраженная	8,8	38,4	35,1	14,6	97,0
поглощенная	12,1	81,5	126,2	42,6	260,0

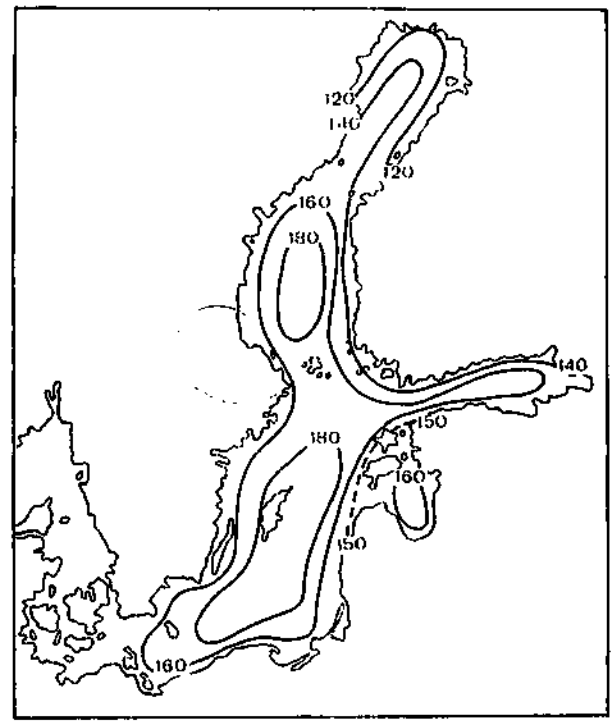


Рис. 2.4. Радиационный баланс Балтийского моря кДж/(см² год)

Все вышеперечисленные характеристики в настоящем справочнике имеются, что позволяет при надобности рассчитать радиационный баланс для каждого морского квадрата.

Циркуляционные процессы региона характеризуются активной циклонической деятельностью с быстрым переносом воздушных масс атлантического происхождения, несущих дождливую погоду. Циклоническая циркуляция наблюдается около 200 дней в году. Господствуют ветры широтного переноса, с которыми приходят воздушные массы умеренных широт — около 80 %, арктические массы — от 6 до 17 %, и только 1 % — тропические воздушные массы.

Наиболее характерный тип воздушной массы — морской воздух умеренных широт, который обусловливает температуру воздуха зимой на 10 °С выше, чем на тех же широтах в восточных районах страны.

В зимний период циклоны западных направлений нередко приносят большое количество оттепелей, сплошную облачность, обложные осадки и туманы. В летний период морской воздух умеренных широт вторгается по северной периферии малоподвижных антициклонов, расположенных над Южной Европой, вторжение сопровождается образованием кучево-дождевых облаков. При этом отмечаются порывистые ветры и сильные ливни. Влияние именно этой воздушной массы сглаживает годовые колебания температуры, обусловливает прохладную весну, затягивает начало зимы. Арктические воздушные массы приносят в изучаемый район морской арктический воздух, который нередко является причиной сильных заморозков. Наиболее редкое явление — вторжение континентального арктического воздуха, который вызывает резкие понижения температуры до —40 °С зимой. И, наконец, тропический воздух, который поступает с северной периферии азорского максимума, как правило, в теплых секторах молодых атлантических циклонов.

Следует отметить некоторые особенности циркуляции изучаемого региона. Почти все воздушные массы, проходящие над данной территорией, из-за больших скоростей ветра и облачности мало трансформируются, интенсивность атмосферной циркуляции подчеркивается большим количеством и активностью атмосферных фронтов — в среднем за год их проходит более 170. Облачная система фронтов значительно уменьшает приход солнечной радиации.

Примерно с 70-х годов отмечается неуклонный рост средней годовой продолжительности зональной западной циркуляции и уменьшение продолжительности меридиональной циркуляции. Эти причины вызвали повышение температуры воздуха и увеличение количества осадков.

Ветровой режим также обусловлен особенностями географического положения моря. Направление преобладающих ветров находится в тесной зависимости с сезонной динамикой барических центров Евразии и Северной Атлантики.

В холодное время года над центральной частью СССР нередко располагаются мощные хорошо развитые антициклоны (азиатский максимум), в то время как в Северной Атлантике над Исландией углубляется и стационируется циклон (исландский минимум). В результате взаимодействия этих барических центров в Прибалтике наблюдаются большие горизонтальные градиенты давления, что обусловливает заметное увеличение скорости ветра. В то же время значительно возрастает активность азорского максимума. В соответствии с этим в весенне-летний период заметно увеличивается повторяемость ветров западной четверти, в частности западных и северо-западных ветров, уменьшается повторяемость ветров южных направлений.

В теплое время года, на фоне более слабых барических градиентов, в ясные дни при наличии температурных контрастов между морем и сушей в направлении ветра ярче проявляется суточная периодичность. Однако преобладание западных ветров значительно сглаживает бризовый эффект на побережье. Бризы в чистом виде здесь чрезвычайно редки и проявляются слабо.

В осенне-зимний период в соответствии с общей циркуляцией атмосферы преобладают ветры южной четверти. Значительная повторяемость (около 40 %) приходится на западные ветры. Повторяемость ветров юго-восточного и южного направления возрастает до 35 %, и к концу осени (в ноябре) эти ветры становятся преобладающими. Северный и северо-восточный ветры наблюдаются редко. В начале зимы повсеместно уменьшается число случаев юго-восточных ветров. В это время происходит увеличение числа случаев южных и юго-западных ветров — от 40 до 50 %. Ветер южной четверти, как и осенью, является преобладающим — в целом до 70 %. Повторяемость ветра преобладающего румба начинает уменьшаться в январе, и этот процесс уменьшения продолжается до февраля. Однако юго-восточные и юго-западные ветры еще сохраняют высокую повторяемость — от 30 до 45 % [12, 22].

Наступление весны, т. е. смена циркуляционных процессов от зимних типов к летним, вызывает усиление неустойчивого ветрового режима. В этот период практически невозможно проследить ветры преобладающих направлений. Увеличивается число случаев ветров западного и северного румбов, уменьшается вероятность ветров южного и юго-западного направлений. Только к концу весны и началу лета постепенно начинают преобладать западные и северо-западные ветры, их повторяемость достигает 30—45 %. В летнее время преобладает западный ветер — 50—60 %. Вероятность ветров северного направления не превышает 10—20 %, наименее вероятны восточные и южные ветры. В конце лета начинает увеличиваться число случаев юго-западного ветра.

На Балтике наблюдаются ветры всех направлений. В центральной части моря преобладают ветры от юго-западного до западного направлений (15—25 % всех случаев). В Ботническом заливе чаще всего наблюдаются южные и юго-западные ветры. Восточные и северо-восточные ветры, исключая западную Балтику, где они составляют от 10 до 20 % всех случаев, наблюдаются относительно редко.

Во всех областях моря максимум годового хода скорости ветра приходится на ноябрь — март, и особенно четко он выражен в декабре. Наименьшие скорости ветра наблюдаются в среднем с мая по июнь. В мае — июне средние значения скорости, как правило, 4—5 м/с, в декабре — 7—8 м/с. Наи-

большие значения скорости ветра наблюдались в Финском заливе и центральных районах Балтики.

Режим ветров и их распределение по направлениям и скорости также неоднозначны по времени года и по поверхности моря. Зимой повторяемость ветра скоростью 14 м/с и более составляет в открытом море 16 %, в заливах 8—9 %, а ветров скоростью 20 м/с и более соответственно 1 и 0,5 %. Как правило, над морем наблюдаются кратковременные штормы длительностью 12—18 ч, но ежегодно отмечаются штормы в течение 3—4 сут. Скорость ветра при отдельных штормах может достигать 40 м/с и более.

В летние месяцы повторяемость сильных ветров скоростью 14 м/с резко уменьшается и составляет 10 %, в то время как повторяемость слабых и умеренных возрастает до 50 %.

Ветровой режим Балтийского моря связан с поясом атмосферного давления, которое меняется в течение года.

Так, с ноября по февраль в среднем существует сильный перепад атмосферного давления в направлении с севера на юг. Поэтому зимой изобары направлены с юго-запада на северо-восток, хотя часто наблюдаются отклонения. К весне, с понижением давления на юге, контрасты уменьшаются. Если атмосферное давление одновременно повышается на севере, погоду на Балтике в апреле определяют очень слабые перепады давления. До середины июня при этом наблюдается период слабых ветров. В северных и восточных районах моря этот период длится и в июле — августе, в то время как в западных и южных областях моря в связи с изменчивой синоптической ситуацией на западе картину снова определяют резкие перепады давления. В сентябре меридиональный перепад атмосферного давления усиливается, а в конце октября происходит переход к зимнему полю атмосферного давления.

Географическое положение Балтийского моря и характер переноса воздушных масс обусловливают довольно высокие средние месячные температуры воздуха и их небольшую годовую амплитуду.

В самый холодный месяц (февраль) средние температуры воздуха колеблются от —8 до —11 °С в северной части моря и до 0 °С в южной.

Вместе с тем здесь нередки оттепели, во время которых температура поднимается до 5—10 °С. В самые теплые месяцы (июль, август) средние температуры довольно однообразны и составляют 14—18 °С. Летом возможны похолодания до 1—7 °С и отдельные повышения до 30—37 °С.

Средняя максимальная температура летом по всему бассейну приблизительно одинакова, зимой в восточных и северных районах она существенно ниже, чем на остальной акватории.

Между сушей и водной поверхностью зимой существует резкий перепад температур воздуха, так как море в это время оказывается значительно теплее суши.

В апреле наступает тепловое равновесие между водой и сушей, затем устанавливается противоположный температурный градиент. В отдельных частях Балтики это приводит к отрицательным разностям температуры воды и воздуха, что имеет значение для энергетического обмена между морем и атмосферой. Ранней осенью вновь устанавливается равновесие температуры между морем и сушей.

Все указанные климатические факторы, а также местные особенности региона обусловливают несколько специфические характеристики времен года.

Зима начинается в декабре. В это время большое количество пасмурных и дождливых дней сменяется днями с мокрыми снегопадами, которые чередуются с ночными морозами, средние суточные температуры отрицательны. Снежный покров появляется в конце декабря. В середине зимы наблюдаются сильные морозы, иногда до 30—40 °С. Однако частые вторжения морского умеренного воздуха вызывают оттепели, осадки в виде дождя и гололед. Поэтому средняя высота снежного покрова невелика и составляет 10—20 см.

В соответствии с классификацией зим по степени суровости, где в качестве показателя использованы квантили $x_{0,25}$, $x_{0,75}$, а также $x_{\text{макс}}$ и $x_{\text{мин}}$, все зимы на Балтийском море подразделяются на четыре класса: мягкие, умеренные, суровые и очень суровые.

Согласно принятой типизации с учетом характера преобладающих атмосферных процессов, каждому типу зим соответствует определенный вид атмосферной циркуляции, формирующий характерные особенности.

В мягкие зимы преобладает вторжение теплых воздушных масс с Атлантического океана. Циклоны смещаются по северу Европы через Англию, Северное море и Скандинавию.

В суровые зимы устанавливается меридиональная атмосферная циркуляция. Преобладают воздействия Карского и Норвежского морей, когда арктический воздух с северными и северо-восточными потоками беспрепятственно проникает в Южную Балтику. Кроме того, в суровые зимы могут отмечаться отдельные вторжения отрогов Сибирского антициклона.

В умеренные зимы наблюдаются черты, свойственные как мягким, так и суровым зимам. При этом циклоническая деятельность над Балтийским морем прерывается прохождением антициклонических систем, чаще с Гренландского и Баренцева морей. Понижение температуры воздуха в таких случаях может быть значительным, но непродолжительным.

Начало весны приходится на март, характеризуется уменьшением числа дней с морозным воздухом и увеличением числа солнечных дней. И лишь с середины апреля устойчиво возрастает повторяемость антициклонической погоды и приток солнечной радиации. Заморозки наблюдаются только при вторжениях морского арктического воздуха и прекращаются в середине мая. Но раз в 10—15 лет повторяются и поздней весной, иногда даже в первых числах июня.

Лето наступает в июле, когда средняя месячная температура переходит через 15 °С. Средняя температура лета 20 °С, иногда наблюдаются 8—17 дней с температурами 30—35 °С. Жаркая погода связана с западно-европейскими воздушными массами, приходящими по северной периферии азорских антициклонов, иногда с массами с юго-востока и юга СССР. В этот период наблюдаются грозы, иногда град, отмечены случаи появления

кратковременных смерчей [12]. Летом отмечаются обильная роса и радиационные туманы.

Осенью, начиная с момента устойчивого перехода температуры через 10 °С в сторону понижения, возрастает количество пасмурных и дождливых дней. В октябре нередко возвращается теплая погода антициклонического типа, но затем становится холоднее и пасмурнее. В середине ноября резко возрастает повторяемость дней с морским умеренным воздухом, наблюдаются затоки морского арктического воздуха в тылу циклонов.

Наибольшее количество дней с облачной погодой (20) наблюдается в декабре, наименьшее (7—10) — в июне. Максимум малооблачных дней (от 5 до 9) приходится на май, в декабре же их насчитывается 1—2.

От облачности зависит продолжительность солнечного сияния, которая составляет в районе Балтийского моря около 4—7 ч.

Атмосферные осадки в Балтийском бассейне составляют 400—800 мм/год. В открытом море количество осадков меньше (около 400 мм/год). В годовом ходе максимум осадков приходится на июль—август, минимум — на январь—март.

Влажность воздуха над морем, как правило, высокая — от 70 до 95 %. Находящийся под более сильным морским влиянием воздух западной и южной Балтики в период между апрелем и августом, имеет более высокую влажность, чем в центральной и восточной частях.

Туман над Балтикой наблюдается во все времена года. В теплое время года — это морской туман. Осенью и зимой, когда вода значительно теплее воздуха, наблюдается туман испарения. Наибольшее число дней с туманом приходится на период с декабря по март, наименьшее — с июня по сентябрь. Над морем туман наблюдается чаще, чем на побережье. В отдельные месяцы повторяемость туманов в Балтийском море может достигать 10—15 %.

2.3. Обзор исследований

Балтийское море издавна привлекало внимание исследователей, в работах которых освещались самые разнообразные аспекты его климата.

В частности, характеристика климата и погоды Балтийского моря, а также основные особенности мезомасштабных атмосферных процессов, влияние подстилающей поверхности и географического положения моря на климат исследовались в работах таких авторов, как В. П. Алисов [1], И. Игнатавичене [28], А. А. Борисов [13], Ф. Дефант [65, 66], А. Циргоффер [63], П. Хупфер [61], К. В. Каушила [30], Л. А. Хандожко [59], Ю. С. Темникова [53], Б. П. Ларсен [74], М. Дубицка [67].

В 1975 г. был проведен международный эксперимент «ЕКАМ-73», целью которого также было исследование взаимодействия Балтийского моря и атмосферы в прибрежной зоне.

Наиболее полный анализ дается в работе А. Циргоффера [63], где, характеризуя климат Атлантического океана, автор отмечает региональные особенности морей, влияющие на их климат, в том числе и то, что Балтийское море глубоко вдается в сушу, что повышает суровость его климата. Особое внимание А. Циргоффер обращает на то, что над Атлантикой наблюдаются все типы воздушных масс океанического происхождения, влияющих на климат ее морей. В этой работе прослеживаются также глобальные изменения климата Балтийского моря.

К работам, где климатические характеристики Балтийского моря рассматриваются комплексно, можно отнести книгу П. Хупфера [61], в которой, в частности, отмечается, что климат Балтийского бассейна легко поддается классификации и относится к переходному от морского к континентальному. Автор приводит факторы, влияющие на климат Балтики, а также обращается к средним метеорологическим характеристикам (скорости и направлению ветра, температуре, осадкам, облачности, влажности воздуха, туманам), особенно подчеркивая их изменчивость.

Подробно на причинах колебаний климата Балтийского моря останавливаются в своей работе В. К. Асток и А. Х. Таранд [4], последняя освещает ранние метеорологические наблюдения в Северной Прибалтике и современные колебания климата. Некоторые особенности циркуляций в Прибалтике выявляет И. Игнатавичене [28], рассматривая также аэрологическое строение и климат свободной атмосферы. Особенности зимы и лета Северной Прибалтики (Эстония и Латвия) рассматриваются З. К. Валуевой и А. А. Райк [16]. Эмпирические зависимости между параметрами барического поля и состоянием наполнения Балтики установил И. Милецкий [78].

В ряде работ достаточно подробно изложены особенности отдельных климатических характеристик.

Радиационный баланс рассматривается в работе Ф. Дефанта [66]. Перенос ощутимого тепла, обусловленного мелкомасштабной турбулентностью, положителен и является источником тепла для атмосферы, но значение его невелико, большее значение имеет скрытое теплопарообразование. Тепловое равновесие достигается меридиональным переносом тепла.

Зависимость термического режима Мирового океана и Балтийского моря от радиационного баланса (глобальные изменения) приведена в совместной работе Р. К. Клиге, А. В. Дзюба, С. Г. Добровольского [32], в работе П. Хупфера [71] представлены профили измеренных и рассчитанных составляющих радиационного баланса для береговой зоны.

В работе зарубежных авторов П. Спетча и Х. Скааде [81] исследуются баланс тепла и влаги для Балтийского моря, обмен энергией между пограничным слоем атмосферы и морской поверхностью Балтики характеризуется в работах И. Лаунианена [76, 77].

Расчет составляющих теплового баланса Балтийского моря и оценки их сезонной изменчивости был выполнен К. С. Померанцем [44].

Вынужденные колебания уровня Балтийского моря и обусловливающие их метеорологические условия изложены в работе В. Е. Привальского [45].

В исследованиях климата Балтийского моря особое место отводится изучению ветра. Ветровому режиму как над акваторией Балтийского моря в целом, так и в отдельных районах его побережья посвящено наибольшее количество работ. Одним

из характерных примеров обобщения многочисленных массивов и судовых наблюдений и береговых данных является работа польского автора Б. Кошмарук [72]. Обработка данных для открытой акватории велась для отдельных квадратов. Но чаще всего это работы, в которых рассматриваются особенности ветрового режима отдельных районов. Так, Л. А. Хандожко [59] рассматривает особенности изменения скорости ветра в прибрежной зоне Финского залива. В других его работах [60] исследуются зависимости скорости ветра в приводном слое от характера температурной стратификации этого слоя и интенсивности вертикального обмена в нижней тропосфере.

Репрезентативность наблюдений над ветром в восточной части Финского залива рассматривается А. В. Смирновой и Н. Р. Яцким [51], а И. Лауннайнен и И. Сааринен [77] приводят примеры сравнения ветра и характеристик взаимодействия воздух — вода в открытой части и прибрежной зоне Финского залива.

Характеристика местных ветров Финского залива по результатам обработки синхронных метеорологических наблюдений станций на профиле Таллинн — Хельсинки приводится в работах А. Х. Таранд [52]. Особенности ветрового режима по территории Литовской ССР и Калининградской области РСФСР рассмотрены в работе П. Я. Дорфмана и А. Д. Укмергишис [22]. Ветровой режим Рижского залива изучался такими авторами, как А. А. Лисицкая [38], Л. М. Фомина [58], где рассматривается распределение ветра с высотой в пограничном слое в случаях адвективного тумана, а также характеристики сильных ветров в Рижском заливе. При этом Л. М. Фоминой [58] наряду с данными береговых и островных метеостанций использовались и результаты судовых наблюдений, сгруппированных по участкам акватории Рижского залива.

Характеристики ветра на побережье Германии, а также экстремальные скорости ветра в прибрежных зонах рассматривались С. Дунсингом и А. Шмидтом [68], ветровой режим польского побережья Балтики изучался Б. Кашмаруком [72], И. Роусселом [80] и И. Траппом [82]. В работах этих авторов рассматриваются воздействие рельефа побережий на пространственное распределение направления и скорости ветра, повторяемость направлений ветра и штилей в отдельные месяцы. Критерии идентификации типов ветра и ветрового волнения Балтики приводятся в работе К. Правджик и А. Флак [79].

Анализу детализированных метеорологических наблюдений на восточном побережье Ботнического залива и в южной части о. Гогланд (Швеция) посвящена работа, характеризующая режим ветра в прибрежных районах, и здесь же осуществлены попытки его моделирования [77]. П. Хупфером рассмотрены особенности поля ветра в прибрежной зоне моря [71].

Большое значение придается изучению сильных ветров и штормов над Балтийским морем и его побережьем. Результатам исследования этого режима посвящена работа М. М. Борисенко и И. К. Кравченко [12].

Штормовая деятельность и сильные ветры, вызывающие нагоны уровня в устье Невы и приводящие к ленинградским наводнениям, изучаются многими исследователями, в том числе А. В. Смирновой [50], Р. В. Пясковским и К. С. Померанцем [47]. Последние обращают особое внимание на применение и проверку математической модели штормовых нагонов. Работы по изучению сильных ветров над Балтикой выполнили также В. Г. Цверава [62], М. М. Миколаюнас [42], А. И. Буз [15], С. Н. Тупикин [56] и др. Авторы подходят к исследованию причин возникновения штормовых ветров с точки зрения макросиноптических процессов, рассматривают условия сильных ветров на Балтийском море. С. Н. Тупикиным проведена типизация траекторий штормовых циклонов над Южной Балтикой и рассмотрены некоторые особенности возникновения сильных ветров над этим районом [55]. А. И. Буз [15] анализирует условия образования на юге Прибалтики шквальных ветров. Зависимость скорости ветра от градиента атмосферного давления рассматривается М. М. Зубовой [27].

Особенности температурного режима Балтийского моря в связи с влиянием глобальных гидрометеорологических изменений рассматриваются Р. К. Клиге [32]. Анализ температуры воздуха в зимнее время выполнен Н. Л. Костюковым [36], при этом выявлены пространственно-временна́я изменчивость и устойчивость декадных температур в зимние месяцы. Л. Г. Сергеевой [49] выявлена степень климатической и ледовой суровости зим в Куршском и Калининградском заливах в зависимости от типа зим. Многолетний температурный режим на территории ПНР рассмотрен в работах И. Киссовской-Цезак [73], где исследуется такая важная характеристика, как диапазон изменчивости температуры, в том числе на побережье Балтийского моря. М. Холеком [69, 70] показаны некоторые особенности термических условий климата Балтийских проливов.

Климатические характеристики температуры воздуха над морем приводятся также в работе М. Лацкого [75]. Автор уделяет особое внимание распределению температур воздуха с севера на юг и с запада на восток как в зимнее, так и в летнее время в 1951—1960 гг., характеризует число дней с морозом на восточном и западном побережье моря.

Исследование осадков выполнялось значительно реже, чем температуры воздуха и ветра. В 1976 г. был выполнен расчет атмосферных осадков и испарения для акватории Балтийского моря Н. Я. Арсеньевой, А. В. Завилович, Ю. Д. Михайловым, Л. А. Строкиной и Т. И. Шевелевой [2]. Несколько позже, в 1981 г., оценку осадков и испарения с поверхности Балтийского моря за исторический период дают Н. Н. Лазаренко, А. Н. Некрасова, Л. Н. Орленко, Н. Я. Арсеньева, А. В. Завилович и Т. И. Шевелева [2, 37]. Здесь же приводится характеристика атмосферных осадков на побережье Балтийского моря. Работа по оценке распределения осадков, а также их интенсивности на юго-восточном побережье Балтийского моря выполнена в 1977 г. в Институте метеорологии в Варшаве.

В работе Н. И. Зверева [26] характеризуется, в частности, связь ледовитости Балтийского моря с осадками над югом европейской части СССР, при этом осадки рассматриваются как элемент водного баланса Балтийского моря,

Исследования облачности над морем выполняются чрезвычайно редко. Ряд работ [69, 70] посвящен метеорологическим условиям грозовой деятельности в ночные часы и их распределению над югом Прибалтики. М. Холек [70] дал характеристику общей облачности и гроз над акваторией юго-западной части Балтийских проливов.

Анализ туманов выполнялся только для прибрежной зоны и над заливами. Так, Л. Н. Гаврин [18] рассматривает в своих работах условия образования и прогнозирования адвективных туманов, трансформационные изменения температуры и влажности воздуха при адвективном тумане на Латвийском побережье. Статистические характеристики условий образования и рассеяния туманов в Ленинградской области рассматриваются Ю. В. Грунским и В. Н. Краевым [19]. Метеорологические особенности образования туманов над Финским заливом приводятся в работе Ю. Н. Гуляева [20]. А. Н. Ковизой [34] выполнена типизация синоптических процессов над Балтийским морем, а Л. Л. Брагинской [14] дана характеристика пространственной структуры туманов в Прибалтике.

Однако несмотря на разносторонние и многочисленные исследования климата и элементов метеорологического режима, следует отметить, что до настоящего времени нет обобщенных работ по климату Балтийского моря, выполненных на базе расчета режимных метеорологических характеристик с учетом их разномасштабной временной изменчивости.

2.4. Температура воздуха

2.4.1. Годовой ход

С учетом особенностей информационной базы данных изменчивость годового хода температуры воздуха исследовалась отдельно для прибрежных станций и для морских квадратов. В соответствии с методикой разведочного анализа первоначально были рассмотрены отрезки реализаций температуры воздуха на семи прибрежных аналитических станциях за 1970—1974 гг. (рис. 2.5). Из рисунка видно, что годовая ритмика, а также некоторые элементы модуляции годового хода наблюдаются на всех станциях.

Максимальные температуры воздуха на большинстве станций отмечаются в июле, однако для станций восточного и юго-восточного побережья характерно запаздывание в наступлении наибольших температур на один месяц, что, очевидно, связано с трансформацией воздушных масс при прохождении их над морем. Пространственная изменчивость максимальных значений температуры явно выражена и достигает ~5 °С (от 15,3 °С в Павлосте до 20 °С в Стокгольме).

Для минимальных температур характерны бо́льшие различия и во времени их наступления, и в пространственном распределении. Так, на станциях южного побережья наиболее часто наименьшие значения температуры отмечаются в январе и различия в наступлении минимумов невелики, в то время как на станциях северо-западного и северо-восточного районов минимальные температуры могут наблюдаться с декабря по март; диапазон колебаний довольно велик и постепенно увеличивается в направлении с юга на север.

Аналогичные особенности годовой ритмики были получены и при анализе данных информационных станций.

Наличие годовой ритмики позволило отнести температуру воздуха к периодически нестационарным случайным процессам и применить для оценок ее годового хода методы теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП). В результате были рассчитаны математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$, среднее квадратическое отклонение $\sigma(t)$, а также значения максимумов и минимумов. Все эти характеристики, полученные по данным ст. Балтийск, приведены в качестве примера в табл. 2.4, а на рис. 2.6 представлены кривые годового хода математического ожидания и дисперсии для аналитических и информационных прибрежных станций.

Из рис. 2.6 *а* видно, что для годового хода математического ожидания характерны такие же особенности, как и отмеченные при оценке реализаций. Максимумы математического ожидания так же недостаточно четко отражают зависимость температуры от широты и места. Наиболее низкие значения отмечаются в Павлосте (16,1 °С), Ристне (16,1 °С) и в районе Висбю (16,4 °С), наиболее высокие в Балтийске (17,7 °С), Стокгольме (17,6 °С), Копенгагене (16,8 °С), т. е. в южной части моря и проливах, а также в северо-западном районе, прилегающем к Стокгольму.

Минимальные значения отмечаются в феврале (за исключением района Устки) и меняются в бо-

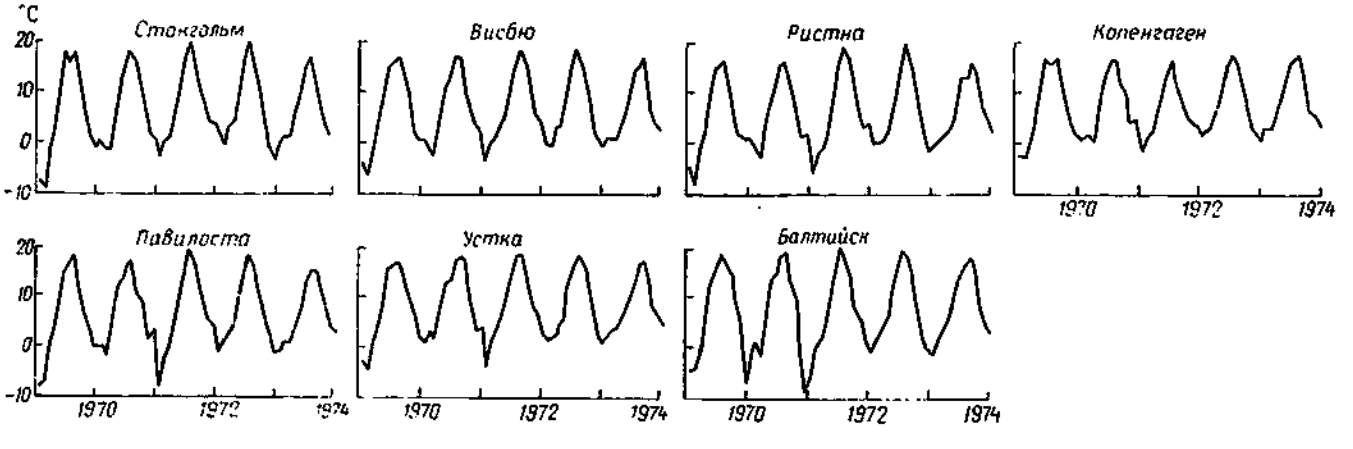


Рис. 2.5. Отрезки реализаций средней месячной температуры воздуха. 1970—1974 гг.

Таблица 2.4

Характеристики внутригодовой изменчивости температуры воздуха (°С). Ст. Балтийск, 1948—1985 гг.

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	−1,9	−2,0	1,0	5,8	11,2	15,3	17,4	17,7	14,4	9,6	4,4	0,9
$\sigma(t)$	2,9	2,9	2,1	1,4	1,6	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,5	2,5
$D(t)$	8,4	8,4	4,4	2,0	2,6	1,7	1,4	1,4	1,4	1,2	2,2	6,2
$x_{0,25}$	−4,3	−4,0	−1,0	4,8	9,9	14,0	16,6	16,8	13,5	8,9	3,3	−0,2
Me	−1,1	−1,4	1,4	5,6	11,2	15,2	17,4	17,6	14,5	9,8	4,7	1,2
$x_{0,75}$	0,0	−0,3	2,8	7,0	12,4	16,1	18,3	18,4	15,1	10,2	5,5	1,9
T	−1,6	−1,8	1,1	5,7	11,2	15,1	17,4	17,6	14,4	9,7	4,5	1,0
Q	4,3	3,7	3,8	2,2	2,5	2,1	1,7	1,6	1,6	1,3	2,2	2,1
$x_{\text{мин}}$	−8,7	−9,5	−2,6	3,0	8,1	13,0	14,9	15,1	12,2	6,3	0,2	−6,7
$x_{\text{макс}}$	3,8	2,3	4,5	8,9	14,0	18,3	20,0	20,2	17,2	12,2	7,4	8,3

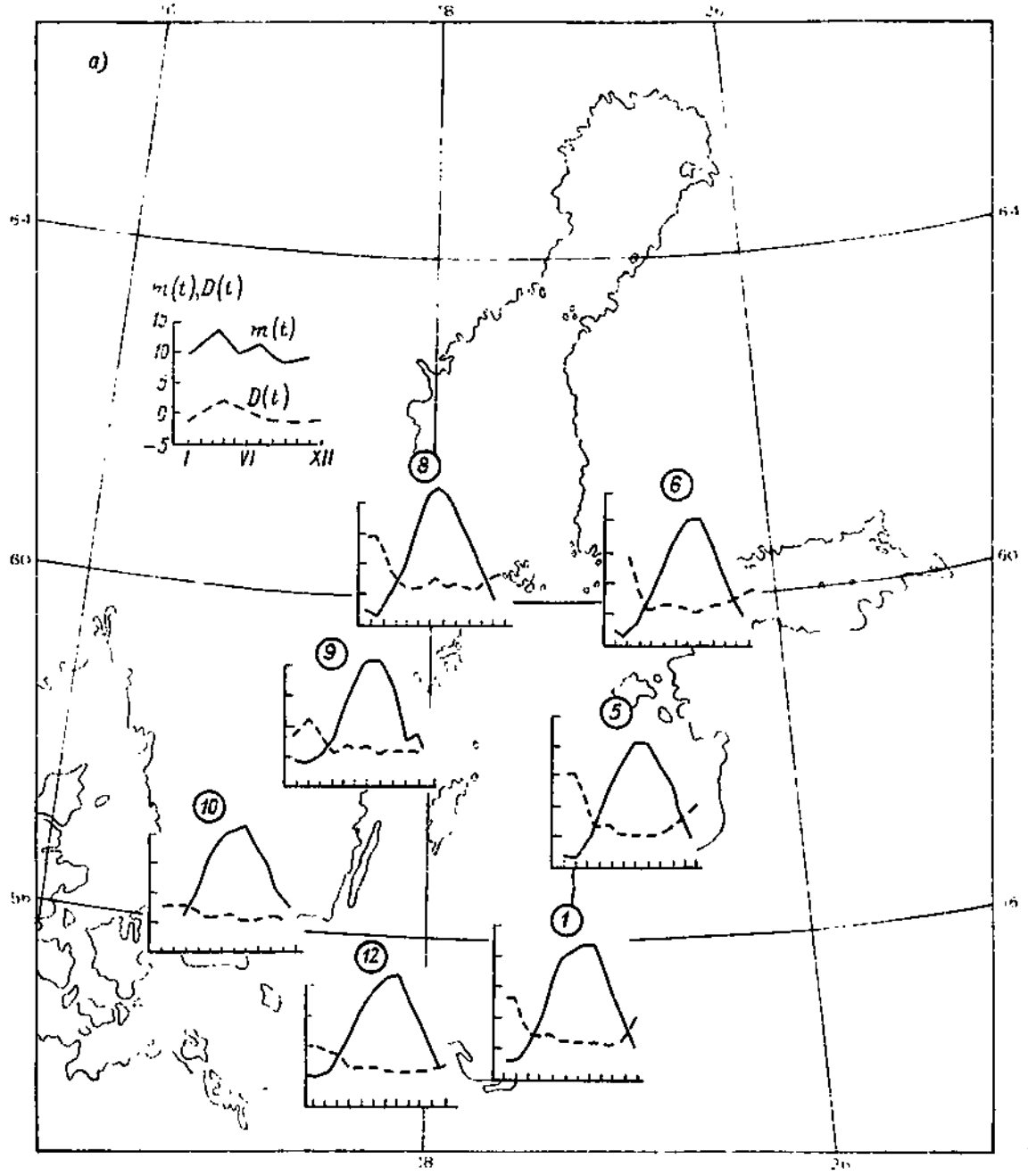


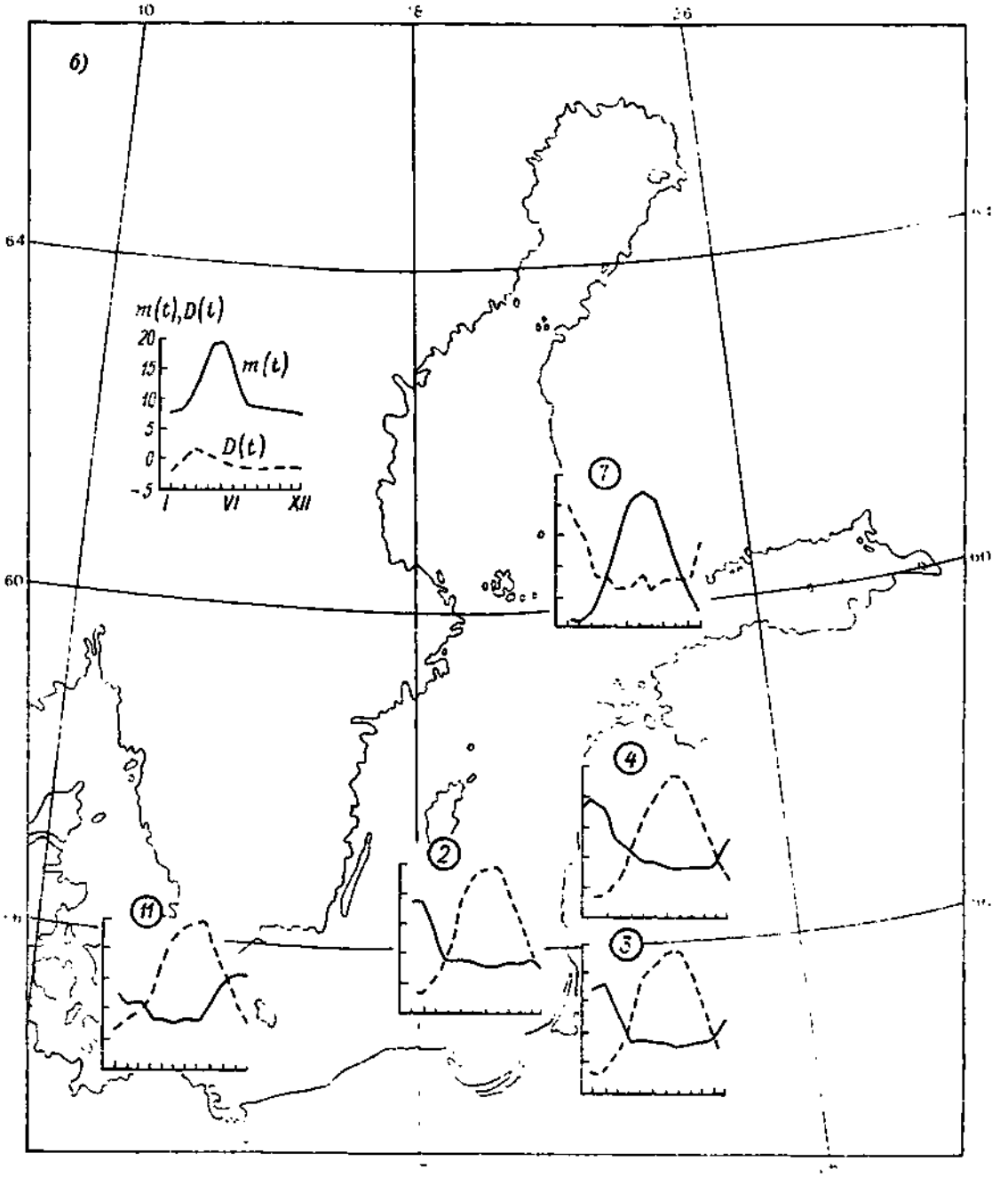
Рис. 2.6. Оценки математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$ мационных

лее широких пределах, чем максимальные: от 0,5 °С (Копенгаген) до —3,8 °С (Ристна). При этом более высокие минимальные температуры в южной части моря к северу последовательно сменяются более низкими. В целом годовая амплитуда по данным прибрежных станций составляет 21,5 °С, что характерно для морского типа климата умеренного пояса.

Для годового хода дисперсии $D(t)$ по данным прибрежных станций Балтийского моря характерна ее когерентность с кривой математического ожидания (рис. 2.6). Анализ кривых дисперсии температуры воздуха показывает, что наибольшие ее значения на всех станциях отмечаются, как правило, с декабря по февраль. Однако имеет место некоторый сдвиг по фазе. Так, на станциях Балтийск, Павилоста, Ристна и Висбю наибольшие значения дисперсий наблюдаются в феврале, в Стокгольме — в январе, а на станциях южного побережья (в Копенгагене и Устке) — в декабре.

Дисперсии заметно различаются и по значениям. На станциях восточного побережья, в Балтийске, Павилосте, Ристне, а также в Стокгольме, они оказываются наибольшими: 8,4 °С² в Балтийске и 10,9 °С² в Павилосте. Наименьшие значения математического ожидания и наибольшие значения дисперсии в этом районе моря отмечаются в одно и то же время, что объясняется крайней неустойчивостью атмосферных процессов зимой в восточной и северной частях моря.

На станциях западного и южного побережий дисперсия намного меньше, чем на станциях восточного побережья, и изменяется от 3,2 °С² в Копенгагене до 5,8 °С² в Висбю. Тем не менее, дисперсия и в этих районах достаточно велика, а ее наибольшие значения в основном совпадают по



температуры воздуха по данным аналитических (*а*) и инфор- (*б*) станций.

времени с наименьшими значениями математического ожидания. На станциях западного побережья, а также в Павилосте наименьшие значения дисперсии и наибольшие значения математического ожидания также совпадают по времени, что характеризует устойчивость летних температур в этих районах.

На побережье выделяется также северо-восточный район — станции Балтийск, Павилоста, Ристна и Стокгольм, где дисперсия больше, чем на других станциях, и изменяется в пределах от 1,0 до 1,2 °С². В проливах и в районе западного побережья дисперсия незначительна: 0,6 и 0,8 °С². Можно предположить, что летом в районах, для которых характерны небольшие дисперсии средних месячных температур воздуха, преобладают устойчивые атмосферные процессы. Выявленные особенности годового хода дисперсии позволяют сделать вывод о ее связи с динамикой атмосферных процессов над морем.

Раздельный анализ кривых математического ожидания и дисперсии, характеризующих годовой ход, позволил выделить два района моря.

1. Северо-восточный район — от Стокгольма до Балтийска. Амплитуда температуры в этом районе колеблется от 20,8 до 19,7 °С, а дисперсия изменяется от 7,2 °С² (Балтийск) до 9,9 °С² (Павилоста).

2. Юго-западный район — от Устки до Копенгагена, с положительными и близкими к 0 °С значениями минимальных температур воздуха и годовой амплитудой 16,5 °С в Копенгагене и 17,5 °С в Устке. Дисперсия изменяется от 0,6 до 5,8 °С². Для ст. Висбю, расположенной на о-ве Готланд, по-видимому, в большей степени характерна изменчивость температуры, свойственная прибрежной зоне моря. Ее можно отнести к первому району, но годовая амплитуда здесь несколько меньше — 17,8 °С, а дисперсия составляет 5,0 °С².

Условной границей выделенных районов моря может быть линия, проходящая южнее о-ва Готланд и соединяющая Норчёпинг (Швеция) и Земландский полуостров. Такое разделение обусловлено влиянием преобладающих западных и юго-западных ветров, а также влиянием теплообмена с более теплыми водами в южной части моря. По мере продвижения воздушных и водных масс на восток это влияние уменьшается. Летом, при смене направления переноса воздушных масс и усилении оттока распресненных вод из Балтики, эти процессы несколько снижают температуру воздуха, причем на юге более заметно, чем на севере и северо-востоке. Зимой они приносят тепло, которое также оказывает влияние в южной части моря.

Для сопоставления данных годового хода температуры воздуха на прибрежных станциях и в морских квадратах наряду с анализом ПКСП был выполнен квантильный анализ.

Сравнение значений математического ожидания и медианы (табл. 2.5) показывает, что на всех прибрежных станциях в период с апреля по ноябрь включительно их значения или совпадают, или довольно близки между собой, их разность не превышает 10 % $m(t)$. Однако в период с декабря по март на отдельных станциях эти разности довольно существенны, особенно при малых значениях ($\approx$0,5 °С). В течение восьми месяцев (с апреля по ноябрь) значения математического ожидания и трехсреднего также или совпадают, или близки между собой — не превышают 5 % $m(t)$.

Таким образом, результаты сравнения математического ожидания с медианой и трехсредним на прибрежных станциях показывают, что, несмотря на отдельные расхождения оценок, характер распределения температур воздуха довольно близок к нормальному.

Для анализа внутригодовой изменчивости температуры над открытой частью моря использовались значения медиан, рассчитанные по данным для морских квадратов (табл. 2.6).

В годовом ходе температуры воздуха над акваторией Балтийского моря, так же, как и над прибрежными районами, четко проявляются элементы годовой ритмики.

Низкие температуры наблюдаются в зимние месяцы, причем над большей частью открытой части моря они не опускаются ниже 0 °С. Отрицательные температуры имеют место на севере моря вблизи восточного побережья и на северо-западе. Минимальные значения температуры наблюдаются в основном в январе.

Наибольшие значения над всей акваторией моря наблюдаются в летние месяцы и в сентябре, причем более низкие летние температуры имеют место в районах моря, примыкающих к восточному побережью. Очаги тепла, хотя и слабо контрастные, выделяются над южной частью Балтики. Значения максимальной температуры изменяются от 14,8 °С в северных районах до 16,5 °С — в южных.

Таблица 2.5

Средняя месячная температура воздуха (медиана) на прибрежных станциях (°С)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Балтийск	−1,1	−1,2	1,4	5,6	11,2	15,2	17,4	17,6	14,5	9,8	4,7	1,2
Нида	−2,2	−2,9	−0,2	4,8	10,8	15,1	17,2	17,3	13,8	9,0	3,9	0,2
Клайпеда	−2,4	−3,1	0,1	5,0	10,6	14,5	16,7	16,6	13,3	8,9	3,8	0,3
Лиепая	−2,2	−2,9	−0,4	4,2	10,0	14,1	16,6	18,0	13,0	8,8	3,8	0,2
Павилоста	−2,2	−3,3	−4,0	4,0	19,4	13,5	16,1	15,9	12,4	8,1	3,4	0,3
Ристна	−2,4	−3,5	−1,2	2,6	8,0	12,8	16,0	16,2	12,6	8,1	3,6	0,5
Стокгольм	−1,8	−2,4	0,1	4,2	10,2	15,6	17,8	16,6	11,5	7,3	2,5	−0,5
Висбю	−0,8	−1,0	0,8	3,8	10,0	15,3	16,5	16,4	12,5	8,1	4,5	1,6
Копенгаген	0,7	0,9	2,5	5,5	11,3	15,5	17,2	16,7	13,4	9,4	5,6	2,2
Грейфсвальд	−0,6	0,8	3,2	6,1	15,4	15,5	17,5	17,1	13,6	9,0	5,2	2,0
Устка	−0,1	0,5	2,8	5,6	10,6	13,8	16,9	16,1	14,1	9,5	5,5	1,6

Таблица 2.6

Средняя месячная температура воздуха (медиана) в морских квадратах (°С)

Номер квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
351.98	0,0	−0,2	−0,3	1,8	5,9	10,9	14,6	14,8	11,0	7,5	3,6	1,1
352.90	0,0	−0,8	−0,4	1,5	5,3	11,1	15,1	15,0	12,0	7,5	3,5	1,0
351.88	0,2	−0,1	0,1	2,4	5,5	11,3	15,3	15,5	12,3	7,7	4,3	1,4
351.86	−0,1	−0,6	−0,2	2,3	5,8	12,9	16,6	15,4	11,9	7,0	4,5	1,0
352.80	0,0	−0,5	0,0	1,7	5,6	11,7	15,1	15,4	12,4	8,1	4,2	1,4
351.78	0,1	−0,3	0,4	2,3	6,0	11,8	15,2	15,8	12,5	8,4	4,5	1,7
351.76	0,2	−0,1	0,3	2,8	6,0	11,9	15,0	15,6	12,5	8,1	4,3	2,0
352.70	0,1	−0,6	0,1	2,2	6,4	12,3	15,2	15,7	12,8	8,6	4,3	1,6
351.68	0,4	−0,1	0,5	2,6	6,2	11,0	15,0	15,6	12,8	8,4	4,9	2,0
351.66	0,4	−0,1	0,6	2,8	6,3	11,9	14,8	15,5	12,7	8,6	4,9	2,1
352.60	−0,5	0,0	0,3	2,3	6,5	12,3	14,9	15,7	13,3	9,3	5,1	1,9
351.58	0,4	0,2	0,7	2,8	6,8	12,5	15,4	16,2	13,4	9,1	5,0	5,1
351.56	0,5	0,0	0,8	2,8	6,7	12,4	15,1	15,8	13,2	9,2	5,5	2,3
351.54	0,6	0,0	0,8	2,9	7,0	12,4	15,0	15,5	13,0	9,3	5,4	2,3
351.50	0,2	0,4	1,2	5,0	9,8	14,1	15,7	16,2	13,5	9,5	5,6	1,3
352.50	−0,5	−0,4	0,3	2,9	7,9	13,4	15,6	16,4	13,8	9,4	4,6	1,7
351.48	−0,1	−0,1	0,8	3,5	8,1	13,4	15,8	16,5	13,8	8,7	4,6	1,8
351.46	0,4	0,3	0,9	3,4	7,2	12,2	15,2	16,0	13,5	9,2	4,8	2,0
351.44	0,3	0,3	1,5	3,7	7,7	12,4	15,7	16,1	14,0	9,9	6,6	2,0
351.42	0,5	0,3	1,3	4,0	9,5	13,4	15,5	15,8	13,5	9,9	5,7	2,3
351.40	0,4	0,5	1,5	4,5	8,9	14,4	15,2	15,7	13,2	9,7	5,3	1,6

2.4.2. Сезонная изменчивость

Сезонная изменчивость температуры воздуха представлена результатами квантильного анализа данных нескольких прибрежных станций (табл. 2.7). Расположения медиан на рис. 2.7 определяют образ сезонного хода температуры воздуха на каждой станции. Из рисунка видно, что на всех станциях «ящики с усами» наибольшие зимой, интерквантильное расстояние Q также самое большое, что в целом характеризует большую изменчивость процессов, определяющих темпера-

Таблица 2.7

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости температуры воздуха (°С)

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Ст. Балтийск				Ст. Ристна				Ст. Стокгольм				Ст. Копенгаген			
$m(t)$	−1,0	6,0	16,8	9,5	−1,7	3,2	14,8	8,0	−2,1	4,8	16,9	7,0	1,1	6,3	16,3	9,5
$\sigma(t)$	2,0	1,2	0,8	0,8	2,0	1,0	0,8	1,1	2,3	2,2	1,4	1,3	1,3	0,9	0,6	0,8
$D(t)$	4,0	1,4	0,6	0,6	4,2	1,0	0,6	1,2	5,3	4,8	2,0	1,7	1,7	0,8	0,4	0,6
$x_{0,25}$	−2,1	4,8	16,2	8,8	−3,2	2,2	14,2	7,3	−4,5	4,1	15,6	6,2	−0,6	5,2	16,0	8,8
Me	−0,6	6,2	16,8	9,5	−1,7	2,8	15,0	8,0	−1,7	4,9	17,2	7,0	1,4	6,3	16,5	9,9
$x_{0,75}$	0,5	7,0	17,4	10,0	−9,2	4,2	15,7	9,0	−0,4	5,6	17,8	7,8	1,9	6,9	16,6	9,9
T	−0,7	6,1	16,8	9,5	−1,7	3,0	15,0	8,1	−2,1	4,9	17,0	7,0	1,0	6,2	16,4	9,4
Q	2,6	2,2	1,2	1,2	3,0	2,0	1,3	1,7	4,1	1,5	2,2	1,6	2,5	1,7	0,6	1,1
$x_{мин}$	−6,3	3,6	14,8	7,6	−5,8	1,2	8,7	5,6	−7,1	3,3	15,1	4,9	−2,0	4,9	14,7	8,1
$x_{макс}$	2,8	8,2	18,2	11,3	4,2	6,9	17,0	10,3	1,7	6,0	18,2	8,7	3,4	8,3	17,1	11,5

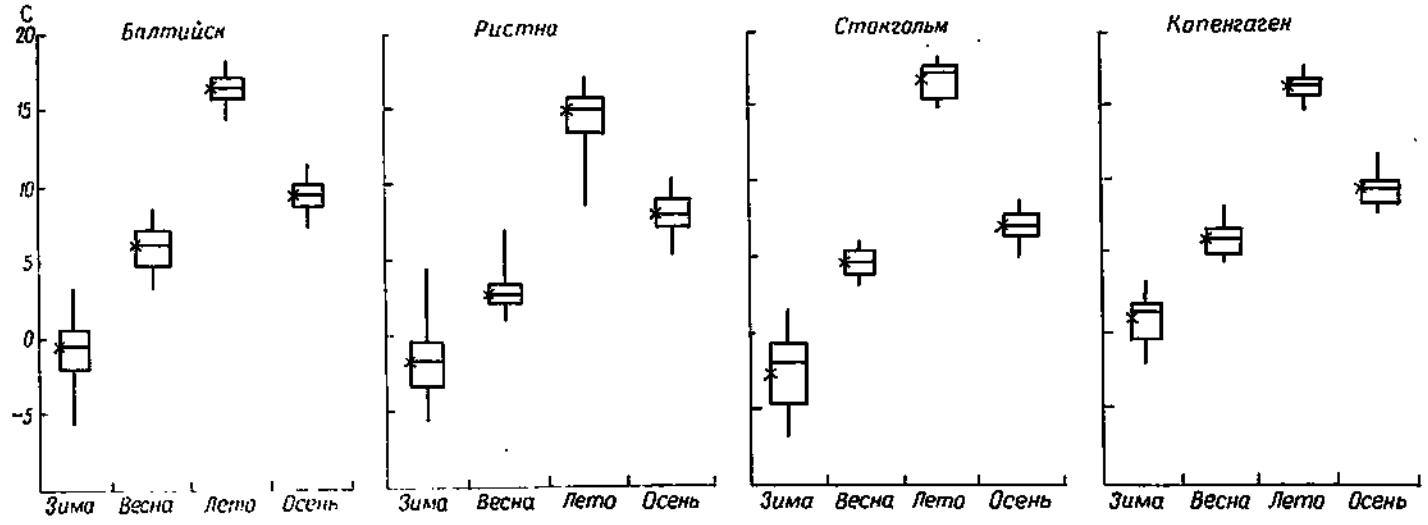


Рис. 2.7. Вероятностные оценки (ящики с усами) сезонной изменчивости температуры воздуха (°С).

туру воздуха в этом сезоне. Максимумы и минимумы (самые длинные «усы») характеризуют большой размах температуры воздуха, значения которой зимой над Балтийским морем могут изменяться в широких пределах. Почти на всех станциях линия медианы смещена в сторону максимальных значений, за исключением Ристны, где она совпадает с трехсредним.

Весной интерквантильное расстояние уменьшается, «ящики с усами» на всех станциях значительно меньше, а на станциях Ристна и Стокгольм — наименьшие из всех сезонов. Уменьшается также и длина «усов», сокращается размах колебаний температуры, что может быть связано с довольно устойчивыми атмосферными процессами. Линия медианы весной занимает различное положение относительно трехсреднего, но в целом отличается от него незначительно.

Летом на станциях Ристна и Стокгольм интерквантильное расстояние по сравнению с весной несколько увеличивается. Линия медианы чаще всего совпадает с трехсредним или несколько смещена в сторону максимума. Результаты квантильного анализа позволяют предположить, что в северной и южной частях моря летом преобладают устойчивые, но разные по физическим свойствам воздушные массы, причем они более устойчивы в южной части моря, чем в северной.

Осенью на станциях Ристна и Стокгольм интерквантильное расстояние уменьшается, становится примерно таким же, как весной, длина «усов» возрастает, а линия медианы практически совпадает с трехсредним. На юге, на станциях Копенгаген и Балтийск Q становится больше, чем летом, но меньше, чем весной. Линия медианы или совпадает с трехсредним (Балтийск), или несколько смещена к максимуму (Копенгаген), длина «усов» и размах крайних значений незначительно возрастают. Все это свидетельствует о разнохарактерности атмосферных процессов в северной и южной частях моря.

Аналогичные оценки сезонной изменчивости температуры воздуха можно выполнить и для других станций, расположенных в прибрежной зоне Балтийского моря.

2.4.3. Межгодовая изменчивость

Для оценки межгодовой изменчивости температуры воздуха использовались средние годовые значения на прибрежных станциях (рис. 2.8). Различная длина рядов данных наблюдений на советских (38—40 лет) и зарубежных (13—15 лет) станциях снижает возможности совместной оценки межгодовой изменчивости. В связи с этим такая оценка выполнена в основном по данным советских станций, но отдельные показатели получены также и для зарубежных станций западного и южного побережья моря. Как видно из рис. 2.8, средние го-

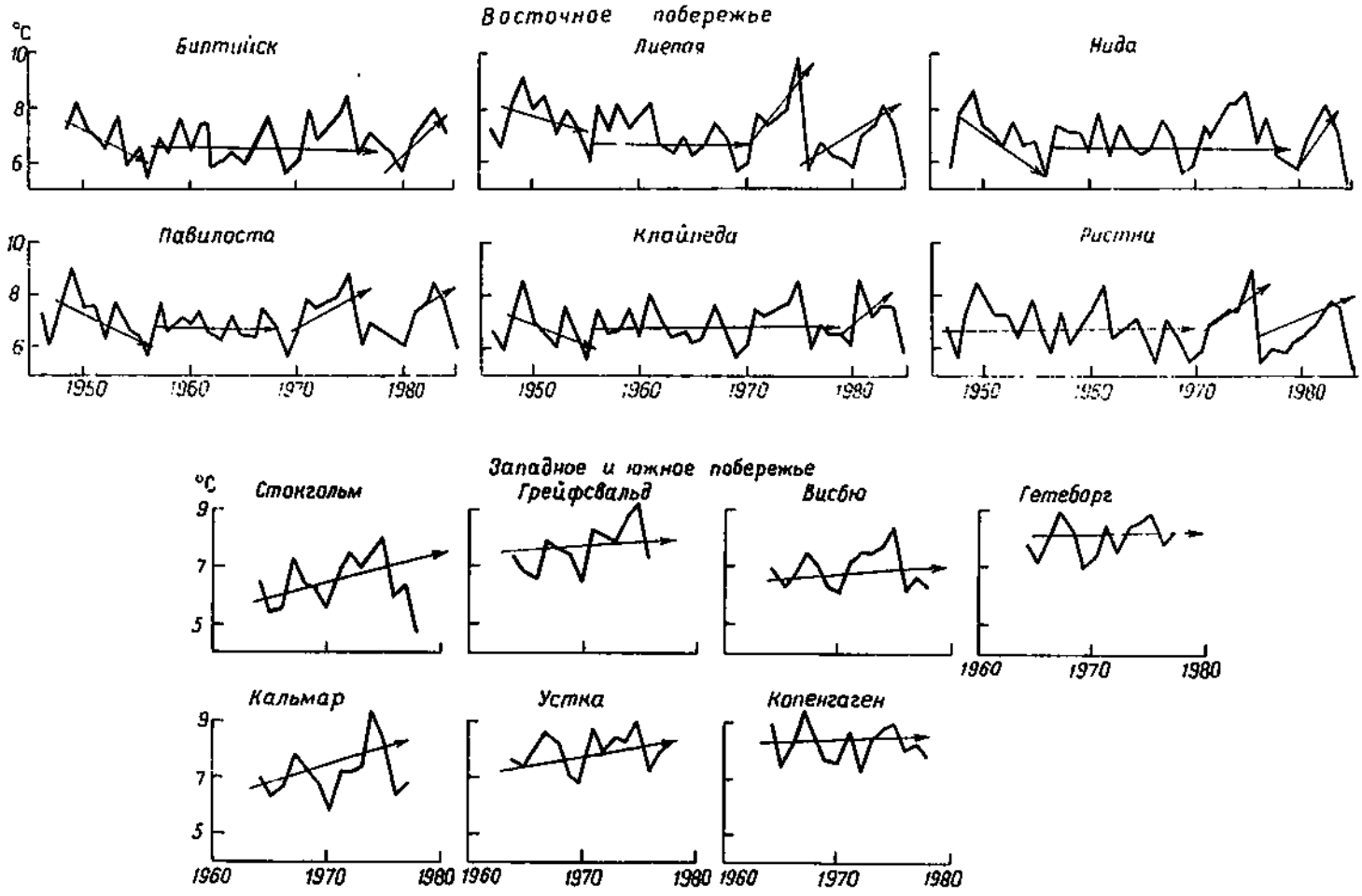


Рис. 2.8. Средняя годовая температура воздуха и тенденции межгодовой изменчивости на восточном, западном и южном побережье Балтийского моря.

довые температуры воздуха по всему побережью Балтийского моря изменяются от 4,7 до 9,9 °С.

В прибрежной зоне минимальная за весь период средняя годовая температура воздуха 4,7 °С наблюдалась в Ристне в 1985 г.

Из анализа кривых межгодового хода следует, что минимальные значения средней годовой температуры распределены неравномерно: в 1956 г. они отмечались на четырех станциях, в 1969 г. — на двух, в 1965 г. — на трех, в 1970 г. — на четырех и в 1966 и 1985 гг. на одной станции. Наиболее «холодно» на восточном и северо-западном побережье моря, где средние годовые температуры менее 6,0 °С (Нида, Клайпеда, Лиепая, Павилоста и Стокгольм).

Максимальные средние годовые температуры воздуха изменяются от 8,0 °С в Павилосте (1949 г.), до 9,6 °С в Лиепае (1975 г.).

На большинстве станций максимальные или близкие к ним значения средних годовых температур воздуха зафиксированы в 1975 г. — это самый «теплый» год за весь период исследований.

По значениям размаха R можно выделить три группы станций и прилегающих к ним районов:

1) $R \leqslant 2{,}0$ °С — Кальмар, Грейфсвальд, Копенгаген и Устка;

2) $2{,}0\,°С < R < 3{,}0\,°С$ — Висбю, Стокгольм, Гетеборг и Балтийск;

3) $R \geqslant 3{,}0$ °С — Павилоста, Ристна, Клайпеда, Нида и Лиепая.

Показатели температуры воздуха во всех трех группах в определенной мере характеризуют континентальность климата — она заметно и последовательно возрастает от первой группы к третьей.

Рисунок 2.8 использовался и для оценки тенденций изменений температуры (табл. 2.8). Как показывает анализ, для межгодового хода температуры воздуха характерны и модуляционная, и аддитивная составляющие. В районе станций восточного побережья (Балтийск, Нида и Клайпеда) в течение 18 лет — с 1957 по 1979 г. ход процесса был близок к квазистационарному. На двух станциях (Лиепая и Павилоста) этот процесс наблюдался в течение 13 лет — с 1957 по 1969 г. В северной части моря, в районе ст. Ристна, процесс, близкий к стационарному, имел наибольшую продолжительность (24 года) с 1946 по 1969 г. На большинстве станций западного побережья (Висбю, Копенгаген, Грейфсвальд и Устка) подобный ход процесса также прослеживается в течение 14—15 лет. Характерно, что квазистационарность хода температуры на всех этих станциях в большей или меньшей степени относится к периоду примерно с 1964 по 1977 г. Иначе говоря, в этот период имеют место процессы, близкие к квазистационарным, а их устойчивость подчеркивается общим для всех этих станций временным периодом.

Вместе с тем пять станций восточного побережья — Балтийск, Нида, Клайпеда, Лиепая и Павилоста, имеют короткопериодную тенденцию спада с 1948 по 1956 г. (В связи с отсутствием данных аналогичный период на станциях западного побережья в работе не оценивается.) Кроме того, короткопериодная тенденция роста от 4 до 8 лет (с 1980 по 1984 г.) отмечается на станциях восточного побережья — Балтийск, Нида и Клайпеда. На станциях Лиепая, Павилоста и Ристна эта тенденция носит длительный характер и наблюдается с 1970 по 1983 г. Долгопериодной тенденцией роста характеризуется также процесс изменения температуры воздуха на станциях Стокгольм, Кальмар, Гетеборг.

Иначе говоря, процесс роста температуры воздуха (с отдельными ее спадами) достаточно устойчиво отмечается в южной части восточного побережья с 1980 по 1983 г., в северной его части — с 1970 по 1983 г., а в прибрежной зоне Скандинавского полуострова — с 1965 по 1975 г.

Пространственно-временные характеристики изменчивости средних многолетних значений температуры воздуха по данным наблюдений на прибрежных станциях были получены методом квантильного анализа (табл. 2.9). На рис. 2.9 в качестве примера приведены вероятностные оценки для станций Балтийск, Ристна, Стокгольм и Копенгаген.

Результаты квантильного анализа позволяют получить численные критерии своеобразной типизации распределения температуры по периодам. По кривой межгодовой изменчивости температуры и результатам квантильного анализа были определены границы периодов:

1) от $x_{0,25}$ до $x_{0,75}$ — период с температурой воздуха, близкой к норме;

Таблица 2.8

Продолжительность тенденций изменений температуры воздуха на прибрежных станциях

Станция	Период спада	Число лет	Квазистационарный период	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	1948—1956	9	1957—1979	18	1980—1983	4
Нида	1948—1956	9	1957—1979	18	1980—1983	4
Клайпеда	1948—1956	9	1957—1979	18	1980—1984	5
Лиепая	1948—1956	9	1957—1969	13	1970—1975	6
					1977—1983	8
Павилоста	1948—1956	9	1957—1969	13	1970—1975	6
					1977—1983	8
Ристна	—	—	1946—1969	24	1970—1975	6
					1977—1983	8
Стокгольм	—	—	—	—	1965—1975	11
Висбю	—	—	1964—1978	15	—	—
Кальмар	—	—	—	—	1965—1975	11
Копенгаген	—	—	1964—1978	—	—	—
Грейфсвальд	—	—	1964—1977	14	—	—
Гетеборг	—	—	—	—	1966—1975	10
Устка	—	—	1964—1977	—	—	—

Таблица 2.9

Вероятностные характеристики межгодовой изменчивости температуры воздуха (°С) на прибрежных станциях

Станция	$m(t)$	$\sigma(t)$	$D(t)$	$x_{0,25}$	Me
Балтийск	7,8	0,8	0,7	7,0	8,0
Нида	7,2	1,1	1,1	6,5	7,3
Клайпеда	6,9	0,1	0,02	6,3	6,8
Лиепая	6,7	1,1	1,1	5,9	6,5
Павилоста	6,0	0,9	0,9	5,6	6,2
Ристна	6,1	0,9	0,8	5,4	6,1
Стокгольм	6,6	0,9	0,6	6,0	6,5
Висбю	7,0	0,7	0,4	6,4	7,0
Копенгаген	8,3	0,5	0,3	7,9	8,2
Грейфсвальд	8,2	0,6	0,3	7,7	8,2
Устка	8,0	0,6	0,4	7,4	8,0

Станция	$x_{0,75}$	T	Q	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Балтийск	8,5	7,9	1,5	6,4	9,5
Нида	7,9	7,3	1,4	5,5	10,4
Клайпеда	7,6	6,9	1,3	5,3	8,7
Лиепая	7,3	6,6	1,4	5,2	9,6
Павилоста	6,9	6,2	1,3	4,8	8,0
Ристна	6,6	6,1	1,2	4,6	8,1
Стокгольм	7,2	6,6	1,2	5,5	8,1
Висбю	7,6	7,0	1,2	6,2	8,5
Копенгаген	8,5	8,2	0,6	7,4	9,4
Грейфсвальд	8,6	8,2	0,9	7,2	9,1
Устка	8,5	8,0	1,1	6,9	9,0

ных температурах воздуха каждого месяца, приведенные в табл. 2.10, позволяют выполнить не только оценку абсолютных значений, но и определить внутригодовой диапазон их колебаний. Как видно из таблицы, наибольшие значения абсолютных максимумов прослеживаются во все летние месяцы, однако повторяемость их в различные месяцы различна. Так, в июне они отмечаются на трех станциях (диапазон изменения 32,0—36,0 °С), в июле — на восьми станциях (29,6—34,0 °С) и в августе — на пяти станциях (31,2—35,0 °С). В целом летние значения абсолютных максимумов по акватории Балтийского моря в разные годы колеблются от 29,6 °С в Ристне до 36,0 °С в Фредрике, т. е. в пределах 6,4 °С.

Таким образом, чаще всего абсолютные максимальные температуры воздуха летом отмечаются в июле и при этом имеют наиболее широкий размах колебаний — более 4,0 °С. Наиболее низкие значения абсолютных максимумов также отмечаются в июле.

Характерно, что случаи наступления максимумов одновременно на двух или нескольких станциях отмечаются довольно редко. Так, в 1954 г. в июле зафиксированы абсолютные максимальные значения температуры воздуха на станциях Клайпеда (33,4 °С), Лиепая (33,7 °С) и Павилоста (33,3 °С), т. е. на близко расположенных станциях

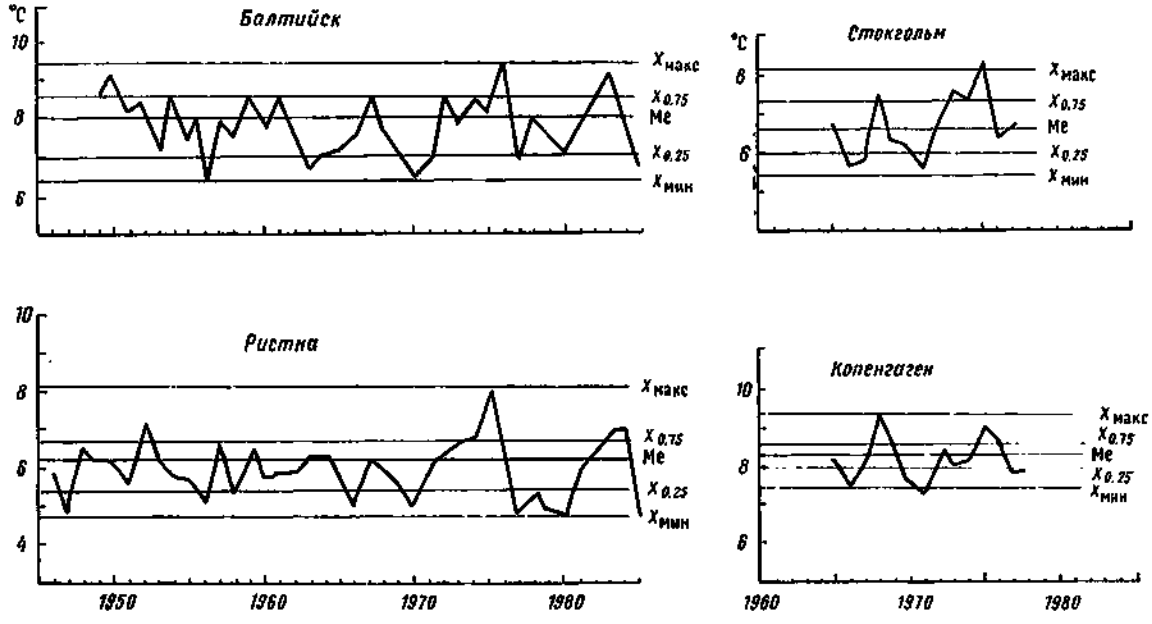


Рис. 2.9. Вероятностные оценки межгодовой изменчивости температуры воздуха.

2) от $x_{0,75}$ до $x_{макс}$ — период с температурой выше нормы;

3) от $x_{0,25}$ до $x_{мин}$ — период с температурой ниже нормы.

2.4.4. Экстремальная температура воздуха

Для оценки экстремальных значений температуры воздуха оказалось невозможным применить ПКСП-анализ или квантильный анализ, в связи с этим исследование экстремумов осуществлялось по методике ГГО.

Абсолютные максимальные значения температуры воздуха. Данные об абсолютных максимальных

восточного побережья. В 1975 г. в августе отмечались абсолютные максимумы в Стокгольме (35,9 °С), Висбю (32,0 °С) и Гетеборге (32,0 °С), т. е. на станциях западного побережья и в проливной зоне, расположенных друг от друга достаточно далеко. На всех других станциях полного совпадения во времени наступления абсолютного максимума температуры воздуха не отмечается.

Подобное явление может быть в одинаковой мере вызвано как особенностями местоположения станций, так и разнохарактерными процессами атмосферной циркуляции, обусловливающими наступление абсолютных максимальных температур воздуха. Суммарная повторяемость летних максиму-

Таблица 2.10

Абсолютный максимум температуры воздуха (°С) на прибрежных станциях

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	10,5 1983	15,0 1959	20,7 1968	26,6 1948	28,9 1971	31,6 1949	33,1 1963	33,4 1968	30,7 1955	23,4 1966	16,4 1968	13,1 1961	33,4 1963
Нида	10,5 1983	12,0 1977	20,5 1968	26,2 1962	28,2 1985	31,6 1947, 1949	32,8 1959	31,2 1963	27,8 1951	20,6 1958	14,1 1968	10,9 1961	32,8 1959
Клайпеда	7,7 1975	9,7 1949	17,1 1973	23,0 1983	29,3 1958	30,6 1947, 1975	33,4 1954	31,2 1963	28,9 1968	22,2 1984	15,4 1968	10,3 1947	33,4 1954
Лиепая	7,9 1975	5,9 1957, 1975	17,8 1973	24,5 1962	30,0 1958	30,3 1968	33,7 1964	30,7 1951, 1975	30,7 1951	22,2 1975	15,4 1968	10,1 1961	33,7 1954
Павилоста	11,0 1946	10,4 1974	24,0 1951	24,0 1949	30,2 1958	31,7 1988	33,3 1954	30,8 1971	29,2 1968	22,4 1984	15,9 1968	10,4 1947	33,3 1954
Копенгаген	11,0 1968	9,0 1967, 1974, 1976	19,0 1968	22,0 1968	26,0 1978	29,0 1976	33,0 1968	31,0 1975	25,0 1968	19,0 1975	15,0 1968	12,0 1977	33,0 1968
Гётеборг	0,0 1967, 1975	9,0 1970	16,0 1972	22,0 1964	28,0 1977	30,0 1977	30,0 1966, 1973	32,0 1975	27,0 1968	19,0 1973	22,0 1966	16,0 1972	32,0 1975
Грейфсвальд	11,0 1974	14,0 1966	17,0 1972	28,0 1968	29,0 1969, 1977	33,0 1964	33,0 1971	34,0 1964	28,0 1964, 1975	26,0 1966	20,0 1988	12,0 1971	34,0 1964
Фредрик	18,0 1972	11,0 1979	13,0 1977	16,0 1965	21,0 1964	36,0 1972	31,0 1975	31,0 1966	21,0 1968	18,0 1971	13,0 1971	24,0 1964	36,0 1972
Устка	12,0 1969	15,0 1971	19,0 1973	27,0 1968	32,0 1971	34,0 1964	33,0 1971, 1972	33,0 1971	33,0 1975	25,0 1973	20,0 1968	11,0 1965	34,0 1964
Ристна	7,8 1973	5,0 1949	10,9 1973	20,6 1952	26,2 1963	28,7 1972	29,6 1973	27,7 1983	27,0 1968	17,5 1981	11,6 1967	8,6 1953	29,6 1973
Турку	9,0 1973, 1978	7,0 1976	12,0 1974	17,0 1975	29,0 1971	32,0 1977	34,0 1967	32,0 1975	28,0 1968	19,0 1973	10,0 1977, 1978	7,0 1970, 1974	34,0 1967
Стокгольм	10,0 1973	10,0 1976	18,0 1968	21,0 1964, 1973	27,0 1971, 1974, 1977	32,0 1970	31,0 1973	35,0 1975	25,0 1969	19,0 1973	17,0 1969	10,0 1971, 1974	35,0 1975
Висбю	7,0 1971, 1975	10,0 1969	19,0 1968	20,0 1964	25,0 1966, 1975	31,0 1977	32,0 1973	32,0 1975	27,0 1975	18,0 1966, 1978	14,0 1968	14,0 1965	32,0 1973, 1975
Кальмар	12,0 1973	10,0 1978	21,0 1958	20,0 1966	25,0 1978	32,0 1970	31,0 1972	33,0 1975	26,0 1963	23,0 1978	15,0 1968	12,0 1971	33,0 1975

мов оказалась равной одному разу за исследуемый период на каждой станции, за исключением ст. Висбю, где наблюдалось два одинаковых максимума, т. е. абсолютные максимумы наблюдались всего 16 раз.

Наименьшие значения абсолютных максимумов температуры воздуха отмечаются во все зимние месяцы — от декабря до января, и повторяемость их по месяцам также неодинакова (табл. 2.10). В декабре они отмечались на четырех станциях, при этом диапазон их изменения колеблется от 7,0 до 11,0 °С, в январе — на девяти станциях с таким же диапазоном изменений, в феврале — на пяти станциях (в трех случаях дважды наблюдаются одинаковые значения абсолютных максимумов) с диапазоном изменения от 9,0 до 11,0 °С.

В целом колебания зимних абсолютных максимумов температуры воздуха над Балтийским морем происходят в пределах от 7,0 до 11,0 °С, т. е. диапазон колебаний зимних и летних абсолютных максимумов температуры воздуха одинаков и равен 4,0 °С.

Случаи, когда максимальные значения имеют место на нескольких станциях одновременно, зимой отмечаются несколько чаще, чем летом. Так, в январе 1983 г. они наблюдались в Балтийске и Ниде, в январе 1975 г. — в Клайпеде, Лиепае, Висбю и Гетеборге, в феврале 1970 г. — в Стокгольме, Кальмаре и Копенгагене. Во всех других случаях абсолютные максимальные температуры воздуха наблюдались в различные месяцы и годы. В целом повторяемость зимних абсолютных максимумов довольно высокая — 23 случая. Подобное распределение времени наступления абсолютных максимумов зимой также обусловлено разнохарактерностью местоположения станций и различием в атмосферных циркуляционных процессах.

Абсолютные минимальные значения температуры воздуха. Данные об абсолютных минимальных температурах воздуха по всем станциям опорной сети приведены в табл. 2.11.

Как видно из таблицы, на 15 станциях в летний период зафиксировано 27 случаев абсолютных минимумов температуры воздуха. Из них в июне абсолютные минимумы отмечались 12 раз с колебаниями от —1,2 до 4,4 °С (в пределах 5,6 °С); в июле — восемь раз с колебаниями от 0,0 до 1,0 °С; в августе — семь раз с колебаниями от —1,5 до 0,0 °С (в пределах 1,5 °С). Очевидно, что только в июле температуры воздуха за исследуемый пе-

Таблица 2.11

Абсолютный минимум температуры воздуха (°С) на прибрежных станциях

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	−28,3 1956	−30,0 1956	−15,5 1956	−3,0 1969, 1970	0,0 1962	4,4 1958	9,5 1962	5,2 1959	0,9 1959	−5,0 1959	−18,2 1959	−31,6 1978	−30,0 1956
Нида	−25,8 1979	−31,2 1956	−22,0 1965	−11,8 1958	−1,5 1976	1,4 1962	7,8 1973, 1984	5,7 1947	−2,9 1976	−5,5 1956	−19,1 1965	−22,4 1978	−31,2 1956
Клайпеда	−32,0 1956	−33,4 1956	−17,9 1965	−12,9 1955	−3,6 1971	−0,1 1947	5,4 1984	2,9 1952	−1,1 1975	−6,8 1956	−13,9 1970	−24,2 1978	−33,4 1956
Лиепая	−30,0 1956	−31,6 1956	−21,7 1965	−8,0 1963	−2,8 1971	1,6 1982	6,4 1957	4,6 1966	−1,7 1976	−5,1 1965	−17,5 1965	−20,5 1959	−31,6 1956
Павилоста	−32,0 1956	−34,1 1956	−22,2 1964	−12,2 1955	−4,6 1965	−1,2 1977	2,1 1975	1,7 1966	−4,0 1976	−9,4 1985	−15,1 1971	−23,0 1976	−43,1 1956
Ристна	−25,5 1956	−26,9 1979	−22,6 1983	−11,9 1963	−2,7 1961	−0,6 1951	4,6 1958	−1,5 1976	−3,8 1976	−7,9 1975	−11,5 1965	−26,2 1978	−26,9 1979
Турку	−33,0 1968	−35,0 1966	−25,0 1965	−15,0 1977	−7,0 1971	−1,0 1965	0,0 1972	0,0 1969	−7,0 1976	−11,0 1968	−20,0 1971	−34,0 1978	−35,0 1966
Стокгольм	−29,0 1979	−28,0 1966	−20,0 1965	−10,0 1966, 1977	−5,0 1978	0,0 1976, 1978	0,0 1971	2,0 1975	−4,0 1976	−8,0 1966	−18,0 1965	−22,0 1976	−29,0 1979
Висбю	−21,0 1966	−26,0 1966	−22,0 1965	−13,0 1966	−7,0 1965	−1,0 1965	3,0 1964, 1965	2,0 1966	−1,0 1964, 1977	−6,0 1966, 1978	−12,0 1965	−17,0 1978	−26,0 1966
Кальмар	−21,0 1966	−25,0 1966	−18,0 1969	−8,0 1977	−5,0 1965	−1,0 1965	0,0 1979	0,0 1979	−6,0 1966	−10,0 1966	−17,0 1965	−35,0 1969	−35,0 1969
Копенгаген	−16,0 1968	−16,0 1978	−10,0 1971	−6,0 1966, 1970, 1978	0,0 1967, 1976	3,0 1975	7,0 1965, 1968	0,0 1978	1,0 1977	−3,0 1973	−18,0 1965	−12,0 1978	−18,0 1965
Гетеборг	−22,0 1968	−22,0 1966	−17,0 1965	−8,0 1966, 1970	−1,0 1966, 1967	2,0 1968, 1972	0,0 1970, 1979	0,0 1979	−2,0 1966, 1968, 1970	−5,0 1966	−14,0 1965, 1973	−15,0 1970	−22,0 1968, 1966
Грейфсвальд	−17,0 1970, 1972	−17,0 1972	−19,0 1971	−4,0 1975	−2,0 1971	0,0 1978, 1979	0,0 1978, 1979	0,0 1966, 1978	0,0 1978, 1979	−3,0 1966, 1973	−13,0 1965	−15,0 1969	−19,0 1971
Фредрик	−12,0 1976	−19,0 1970	−11,0 1969	−5,0 1966	2,0 1967, 1969	1,0 1964	1,0 1964, 1973	10,0 1964	0,0 1973, 1974, 1978	0,0 1973	−10,0 1965	−16,0 1978	−19,0 1970
Устка	−23,0 1969	−21,0 1966	−15,0 1971	−7,0 1970	−3,0 1971	3,0 1969, 1975	7,0 1965, 1968	0,0 1969	−1,0 1966	−2,0 1984, 1966, 1973, 1976	−9,0 1975	−18,0 1969	−23,0 1969

риод не опускались ниже 0 °С; наибольшие их колебания характерны для июня, когда нередко отмечаются отрицательные значения температуры. Ниже 0 °С могут опускаться температуры и в августе.

В целом колебания летних абсолютных минимальных значений температуры воздуха в прибрежной зоне Балтийского моря находятся в пределах от −1,5 °С (Ристна) до 4,4 °С (Балтийск), т. е. их амплитуда равна 5,9 °С.

Таким образом, летом чаще всего абсолютные минимумы могут возникать в июне, пределы их многолетних изменений около 6,0 °С, отрицательные температуры при этом наблюдаются в июне и августе. Повторяемость абсолютных минимумов довольно высокая — 27 случаев за исследуемый период.

В зимний период (табл. 2.11) зафиксировано 16 случаев абсолютных минимумов температуры воздуха. Время наступления зимних абсолютных минимумов характеризуется наиболее растянутым периодом — от ноября до марта. Однако в ноябре, декабре и марте они отмечались только по одному разу, а их наибольшая повторяемость как бы сконцентрирована в основном в феврале — 10 случаев с чрезвычайно широким диапазоном изменения от −33,4 °С в Клайпеде до −19,0 °С в Фредрике. В январе отмечается лишь 3 случая абсолютных зимних минимума с колебаниями в пределах от −22 °С в Гетеборге, до −29,0 °С в Стокгольме. В целом амплитуда абсолютных минимумов зимних месяцев довольно велика −11,4 °С, хотя повторяемость их за исследуемый период — всего 16 случаев на 15 станциях.

2.4.5. Число дней с морозом и без оттепели

Из-за отсутствия данных по станциям западного побережья и морским квадратам в настоящей работе число дней с морозом и без оттепели оценивается только по данным станций восточного побережья. Ряды наблюдений на станциях одинаковы — с 1946—1948 по 1985 г., за исключением ст. Ристна, где ряд наблюдений с 1953 по 1985 г.

Известно, что за день с морозом, принимаются сутки, когда хотя бы в один из восьми (четырех) сроков наблюдения отмечались отрицательные температуры воздуха. Этот показатель тесно связан с другим, близким ему по физическому смыслу, показателем — числом дней без оттепели, который

Таблица 2.12

Число дней с морозом

Станция	Период	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	1948—1985	Σ	853	802	666	98	0	0	0	0	0	18	225	608	3272
		Среднее	22,5	21,1	17,5	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	5,9	16,0	86,1
Нида	1947—1985	Σ	999	899	804	231	6	0	0	0	0	27	309	720	3992
		Среднее	25,6	23,0	20,6	5,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	7,9	18,5	102,4
Клайпеда	1946—1985	Σ	96,3	915	850	303	31	0	0	0	1	98	396	741	4301
		Среднее	24,1	22,9	21,2	7,6	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	9,9	18,5	107,5
Лиепая	1946—1985	Σ	952	914	905	327	23	0	0	0	1	98	408	732	4362
		Среднее	23,8	22,9	22,6	8,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	20,2	18,3	109,1
Павилоста	1948—1985	Σ	921	907	894	442	76	8	0	0	17	148	401	733	4556
		Среднее	24,2	23,9	23,5	11,6	2,0	0,2	0,0	0,0	0,5	3,9	10,6	19,4	119,8
Ристна	1953—1985	Σ	783	720	816	434	49	0	0	0	5	73	309	610	3803
		Среднее	23,7	21,8	24,7	13,2	1,5	0,0	0,0	0,0	0,2	2,2	9,4	18,5	115,2

характеризует сутки, когда температура воздуха во все сроки наблюдения отрицательна. При этом число дней без оттепели, характеризуя период отрицательных температур, входит в число дней с морозом, как его составная часть. Однако оценку этих показателей целесообразно выполнять раздельно, так как, несмотря на единство обусловливающих их природных процессов, они различаются по своим качественным характеристикам (устойчивость, суровость и т. д.).

Число дней с морозом. Число дней с морозом на восточном побережье невелико и в среднем изменяется от 86,1 в Балтийске до 119,8 в Павилосте (табл. 2.12). Для среднего числа дней с морозом характерно последовательное увеличение в направлении с юга на север, примерно на 33 дня, что, очевидно, отражает широтные особенности местоположения станций. Незначительно отклоняются показания на ст. Ристна, где число дней с морозом на 4—5 меньше, чем в Павилосте, что связано с ее островным положением и смягчающим влиянием моря.

Наибольшее число дней с морозом также невелико: за 212 дней холодного периода максимальное их количество изменялось в пределах от 122 (Балтийск) до 150 (Ристна). При этом достаточно четко проявляется географическая зональность — их возрастание с юга на север. Общее число случаев максимальных значений — 9, по времени наступления они заметно рассеяны: в 1956 г. они наблюдались в Ристне и Павилосте, в 1963 г. в Балтийске и Павилосте, в 1969 г. в Балтийске, Клайпеде, и Павилосте, в 1980 г. в Ниде и в 1985 г. в Лиепае.

Наименьшее число дней с морозом изменяется в пределах от 47 (Балтийск) до 73 (Павилоста), что также в значительной мере отражает географическую зональность, — их число довольно заметно возрастает (на 26) с юга на север. Общее число минимальных значений — 6: в 1949 г. — в Лиепае, в 1975 г. — в Балтийске, Ниде и Клайпеде и в 1983 г. — в Павилосте и Ристне.

Изменение среднего числа дней с морозом по месяцам происходит практически одинаково на всех станциях: постепенное увеличение с октября по январь, когда повсеместно отмечается их максимум от 21 до 24 и последовательное уменьшение до минимума в мае. В мае число дней с морозом на разных станциях изменяется чрезвычайно широко — от 1 (Балтийск) до 76 (Павилоста), за весь исследуемый период, т. е. за 37 лет наблюдений.

Таким образом, на восточном побережье Балтийского моря число дней с морозом за холодный период (с октября по апрель), т. е. за 212 дней, в целом невелико и изменяется от 47 до 150, в зависимости от широты места (неуклонно возрастает с юга на север). При этом в южной части, в районе станций Балтийск и Нида, дни с морозом в первый месяц теплого периода (май) отмечаются крайне редко — 7 дней за исследуемый период, не отмечаются летом и в сентябре. На более северных станциях морозы в мае наблюдаются довольно часто — от 23 до 76 (за исследуемый период), отмечаются они также и в сентябре — от 1 (Клайпеда и Лиепая) до 5—17 (Ристна и Павилоста).

Число дней без оттепели. Средние месячные суммы числа дней без оттепели, т. е. дней, когда температура воздуха во все сроки наблюдений оказывалась ниже 0 °С, приведены в табл. 2.13. Как видно из таблицы, среднее число дней без оттепели на восточном побережье Балтийского моря невелико и изменяется от 38 (Балтийск) до 52,9 (Ристна). Иначе говоря, их среднее число последовательно возрастает с юга на север в целом на 14,9.

Диапазон изменения максимальных значений числа дней без оттепели также невелик — от 71 в Балтийске до 83 в Ристне, тем самым сохраняется зависимость от широты места. Общее число случаев, когда отмечалось одинаковое количество максимальных значений на всех станциях, равно 9: в 1947 г. в Ниде, Клайпеде, Лиепае, в 1956 г. в Ристне, в 1963 г. в Балтийске, Павилосте, Лиепае и в 1969 г. в Балтийске и Павилосте.

Наименьшие за год суммы дней без оттепели незначительны: они изменяются в диапазоне от 1 (Лиепая) до 7 (Павилоста), никаких природных закономерностей в пространственном распределении при этом не проявляется. Характерно также и то, что все они без исключения отмечались в 1975 г., который по этому показателю можно отнести к одному из наиболее теплых.

Вместе с тем четко и последовательно отражается широтная зональность в продолжительности периода, когда число дней без оттепели не наблюдалось. Прежде всего это южные районы восточного побережья моря, прилегающие к ст. Балтийск, где такой период равен семи месяцам —

Таблица 2.13

Число дней без оттепели

Станция	Период	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	1948—1985	Σ	466	440	204	1	0	0	0	0	0	1	60	272	1444
		Среднее	12,2	11,6	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	7,2	38,0
Нида	1947—1985	Σ	574	553	277	0	0	0	0	0	0	2	93	296	1797
		Среднее	15,1	14,5	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,5	7,8	47,3
Клайпеда	1946—1987	Σ	539	559	278	4	0	0	0	0	0	5	101	300	1792
		Среднее	13,5	14,0	6,9	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,5	7,5	44,8
Лиепая	1946—1985	Σ	540	570	316	3	0	0	0	0	0	4	87	324	1853
		Среднее	13,5	14,3	7,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,2	8,1	46,3
Павилоста	1948—1985	Σ	490	535	291	13	0	0	0	0	0	4	106	316	1755
		Среднее	12,9	14,1	7,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,8	8,3	46,2
Ристна	1953—1985	Σ	459	506	350	31	0	0	0	0	0	5	71	276	1694
		Среднее	14,3	15,8	10,9	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,2	8,6	52,9

с апреля по октябрь включительно. Шесть месяцев — с апреля по сентябрь, не отмечаются дни без оттепели в районе ст. Нида. На других станциях, расположенных севернее, этот период не превышает 5 мес (с мая по сентябрь). В целом с юга на север число дней без оттепели довольно последовательно возрастает — в мае от 0 до 23, а в октябре от 0 до 5.

Среднее число дней без оттепели по месяцам существенно меньше, чем среднее число дней с морозом. Диапазон колебания их максимальных, как правило, январских и февральских значений, невелик — от 12,2 (Балтийск) до 15,8 (Ристна), т. е. всего лишь 3,6. Годовой ход хорошо выражен: последовательное увеличение числа дней без оттепели от минимума в октябре до максимума в январе на станциях Балтийск и Нида, или в феврале на станциях Клайпеда, Лиепая, Павилоста и Ристна. Далее происходит плавное, но интенсивное уменьшение числа дней без оттепели до минимума в марте в Балтийске и Ниде и в апреле на всех других станциях.

Таким образом, наиболее суровых дней, дней без оттепели, на восточном побережье моря наблюдается немного — от 1 до 83, с довольно длительным (от 5 до 7 мес) периодом их полного отсутствия.

2.5. Атмосферное давление

2.5.1. Годовой ход

Оценка годовой ритмики в ходе атмосферного давления выполнена на основе реализаций месячных значений давления за 1970—1974 гг. для семи аналитических прибрежных станций (рис. 2.10). Как видно из рисунка, элементы годового хода атмосферного давления выделяются слабо, а его модуляции для различных районов побережья выражены более четко.

1. На станциях северо-восточного и северо-западного побережья (в Балтийске, Павилосте, Ристне, Стокгольме) максимальные значения давления за год колеблются незначительно — от 1027 до 1029 гПа, и наблюдаются только в зимние месяцы. Колебания минимального за год давления более значительны — от 992 до 1005 гПа, а время

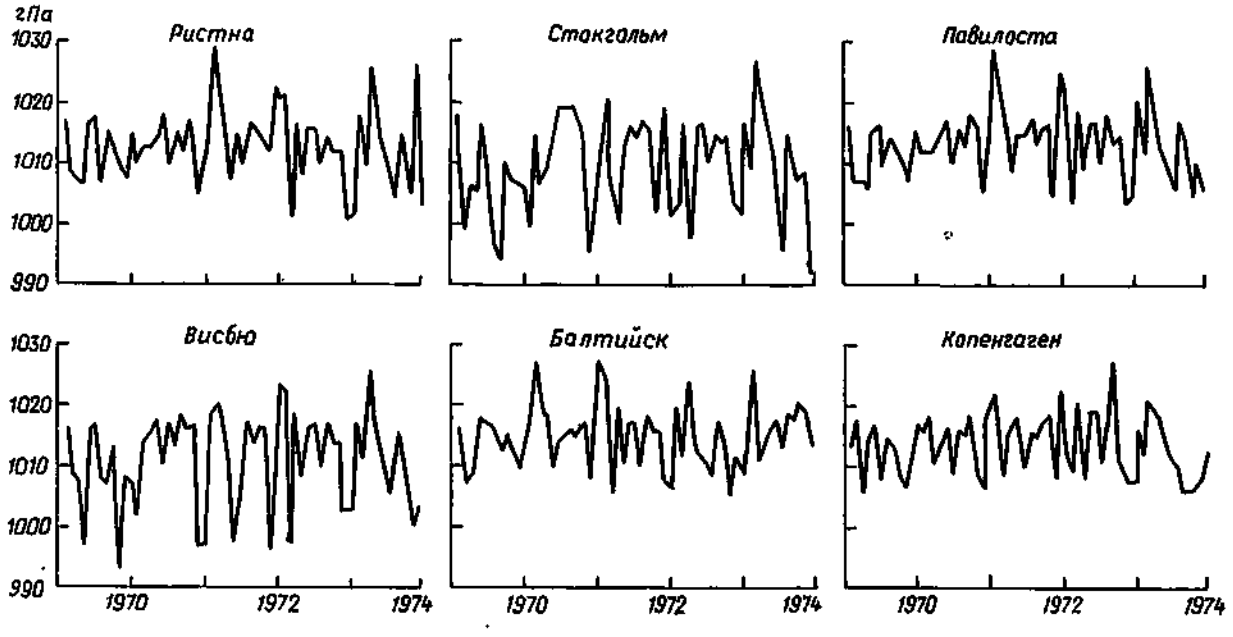


Рис. 2.10. Отрезки реализаций среднего месячного атмосферного давления. 1970—1984 гг.

наступления минимумов чаще всего с сентября по декабрь (в Павилосте — в феврале).

2. На станциях юго-западного побережья и в проливах максимумы (1025 гПа) отмечаются в переходные сезоны — весной и осенью. Минимальные значения отмечаются также осенью — в октябре, на различных станциях они различны и отличаются довольно существенно — на 12 гПа.

3. На станциях Балтийск, Павилоста, Ристна и Стокгольм разность максимумов составляет примерно 11—12 гПа, тогда как разность минимальных значений — 9 гПа.

4. На станциях западного и южного побережья — Висбю, Копенгаген и Устка, разность максимумов примерно 8—9 гПа, а минимумов 4—7 гПа.

5. Годовые амплитуды атмосферного давления изменяются от 21 гПа в Копенгагене до 35 гПа в Стокгольме.

Целесообразно отметить, что выделенные группы станций, как и при анализе температуры воздуха, можно отнести к северо-восточному и юго-западному районам моря, граница между которыми определена при описании температуры.

Наличие годовой ритмики позволяет отнести этот процесс к периодически нестационарным случайным процессам и применить для оценки годового хода метод теории ПКСП, а следовательно, получить ряд вероятностных характеристик и минимумы и максимумы за весь период исследования.

В табл. 2.14 в качестве примера приведены результаты расчетов для ст. Балтийск, а на рис. 2.11 представлены оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего квадратического отклонения $\sigma(t)$ для семи аналитических и пяти информационных береговых станций. На рис. 2.11 *а* видно, что максимальные значения математического ожидания на разных станциях отмечаются в разное время: в Балтийске и Копенгагене — в октябре, в Павилосте, Ристне, Висбю — в мае; в Стокгольме — в апреле; в Копенгагене и Устке — в июне. Характерно, что в холодный период — с ноября по март — максимальные значения давления на кривой не зафиксированы, а чаще всего (4 случая из 7) они отмечаются весной, преимущественно в мае.

Колебания максимальных значений математического ожидания в целом невелики — от 1013,4 гПа в Копенгагене до 1018,6 гПа в Стокгольме. В северной части моря, в Стокгольме и Ристне, отмечались максимальные значения — 1018,6 и 1015,1 гПа соответственно. Однако давление 1016,1 гПа отмечалось и в юго-восточной части моря — в Балтийске. Более низкие значения максимумов $m(t)$ отмечаются в проливной зоне: в Копенгагене — 1013,4 гПа, в Устке — 1014,6 гПа и на о-ве Висбю — 1014,4 гПа.

Большинство минимальных значений математического ожидания имеют место в зимние месяцы (в декабре — 4, в феврале — 1), а также в конце осени, в ноябре, — 2 случая. По абсолютному значению они отличаются от максимумов незначительно и изменяются в пределах от 1005,7 гПа в Стокгольме до 1012,7 гПа в Балтийске. Характерно, что наибольшие минимумы отмечаются на станциях восточного побережья и уменьшаются по направлению на север: Балтийск — 1012,7 гПа, Павилоста — 1010,3 гПа, Ристна — 1009,1 гПа. Самое низкое давление на западном побережье отмечается в Стокгольме — 1005,8 гПа, к югу его значения последовательно возрастают до 1008,3 гПа в Копенгагене. Вероятностные характеристики по пяти информационным станциям (рис. 2.11 *б*) дополняют полученные результаты, но качественных изменений в анализ не вносят.

Особый интерес представляет оценка колебаний средних квадратических отклонений давления $\sigma(t)$. На рис. 2.11 ход кривых среднего квадратического отклонения резко отличается от хода кривых математического ожидания. Обращает внимание тот факт, что максимумы среднего квадратического отклонения довольно значительны (5,0—7,5 гПа) и отмечаются в основном в холодный период года — с ноября по февраль включительно (только в Копенгагене — в мае). Значения $\sigma(t)$ на станциях восточного побережья моря последовательно возрастают от 6,3 гПа в Балтийске до 7,5 гПа в Ристне, а на западном побережье в направлении к югу они также возрастают от 5,0 гПа в Стокгольме до 7,3 гПа в Копенгагене. На южном побережье моря, в Устке, максимальное значение $\sigma(t)$ одно из наименьших — 5,3 гПа.

Динамика изменений минимальных значений среднего квадратического отклонения более устойчива. Минимумы $\sigma(t)$ изменяются от 1,9 гПа в Устке до 2,6 гПа на о-ве Висбю, а временной диапазон изменений несколько уже: бóльшая часть минимумов отмечается в июне (на пяти станциях), по одному в марте и в мае. Наименьшие значения $\sigma(t)$ также последовательно увеличиваются на восток и север: от 1,9 гПа в Устке до 2,4 гПа в Ристне, затем в направлении от Стокгольма

Таблица 2.14

Вероятностные характеристики внутригодовой изменчивости атмосферного давления (гПа). Ст. Балтийск

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	1014,0	1015,2	1015,7	1013,9	1015,1	1014,3	1013,2	1013,8	1014,8	1016,1	1013,9	1012,7
$\sigma(t)$	5,6	6,3	3,6	3,2	2,4	2,1	2,5	3,0	2,6	3,7	4,7	5,7
$D(t)$	31,4	39,7	21,2	10,2	5,8	4,4	6,2	9,0	6,8	13,7	22,1	32,5
$x_{0,25}$	1010,0	1009,0	1011,0	1012,0	1014,0	1013,0	1011,0	1012,0	1013,0	1013,0	1010,0	1007,0
Me	1013,8	1014,0	1016,0	1014,0	1015,8	1015,0	1013,0	1014,0	1015,0	1016,0	1013,0	1012,0
$x_{0,75}$	1017,0	1020,0	1019,0	1016,0	1017,0	1016,0	1015,0	1015,0	1017,0	1019,0	1019,0	1016,0
T	1013,6	1014,3	1015,5	1014,0	1015,6	1014,8	1013,0	1013,0	1016,0	1016,0	1013,8	1012,1
Q	7,0	11,0	8,0	4,0	3,0	3,0	4,0	3,0	4,0	6,0	9,0	9,0
$x_{\text{макс}}$	1003,0	1004,0	1009,0	1007,0	1009,0	1010,0	1008,0	1001,0	1007,0	1005,0	1003,0	1000,0
$x_{\text{мин}}$	1027,0	1028,0	1025,0	1023,0	1019,0	1018,0	1018,0	1019,0	1022,0	1027,0	1024,0	1028,0

Таблица 2.13

Число дней без оттепели

Станция	Период	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	1948—1985	Σ	466	440	204	1	0	0	0	0	0	1	60	272	1444
		Среднее	12,2	11,6	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	7,2	38,0
Нида	1947—1985	Σ	574	553	277	0	0	0	0	0	0	2	93	296	1797
		Среднее	15,1	14,5	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,5	7,8	47,3
Клайпеда	1946—1987	Σ	539	559	278	4	0	0	0	0	0	5	101	300	1792
		Среднее	13,5	14,0	6,9	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,5	7,5	44,8
Лиепая	1946—1985	Σ	540	570	316	3	0	0	0	0	0	4	87	324	1853
		Среднее	13,5	14,3	7,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,2	8,1	46,3
Павилоста	1948—1985	Σ	490	535	291	13	0	0	0	0	0	4	106	316	1755
		Среднее	12,9	14,1	7,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,8	8,3	46,2
Ристна	1953—1985	Σ	459	506	350	31	0	0	0	0	0	5	71	276	1694
		Среднее	14,3	15,8	10,9	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,2	8,6	52,9

с апреля по октябрь включительно. Шесть месяцев — с апреля по сентябрь, не отмечаются дни без оттепели в районе ст. Нида. На других станциях, расположенных севернее, этот период не превышает 5 мес (с мая по сентябрь). В целом с юга на север число дней без оттепели довольно последовательно возрастает — в мае от 0 до 23, а в октябре от 0 до 5.

Среднее число дней без оттепели по месяцам существенно меньше, чем среднее число дней с морозом. Диапазон колебания их максимальных, как правило, январских и февральских значений, невелик — от 12,2 (Балтийск) до 15,8 (Ристна), т. е. всего лишь 3,6. Годовой ход хорошо выражен: последовательное увеличение числа дней без оттепели от минимума в октябре до максимума в январе на станциях Балтийск и Нида, или в феврале на станциях Клайпеда, Лиепая, Павилоста и Ристна. Далее происходит плавное, но интенсивное уменьшение числа дней без оттепели до минимума в марте в Балтийске и Ниде и в апреле на всех других станциях.

Таким образом, наиболее суровых дней, дней без оттепели, на восточном побережье моря наблюдается немного — от 1 до 83, с довольно длительным (от 5 до 7 мес) периодом их полного отсутствия.

2.5. Атмосферное давление

2.5.1. Годовой ход

Оценка годовой ритмики в ходе атмосферного давления выполнена на основе реализаций месячных значений давления за 1970—1974 гг. для семи аналитических прибрежных станций (рис. 2.10). Как видно из рисунка, элементы годового хода атмосферного давления выделяются слабо, а его модуляции для различных районов побережья выражены более четко.

1. На станциях северо-восточного и северо-западного побережья (в Балтийске, Павилосте, Ристне, Стокгольме) максимальные значения давления за год колеблются незначительно — от 1027 до 1029 гПа, и наблюдаются только в зимние месяцы. Колебания минимального за год давления более значительны — от 992 до 1005 гПа, а время

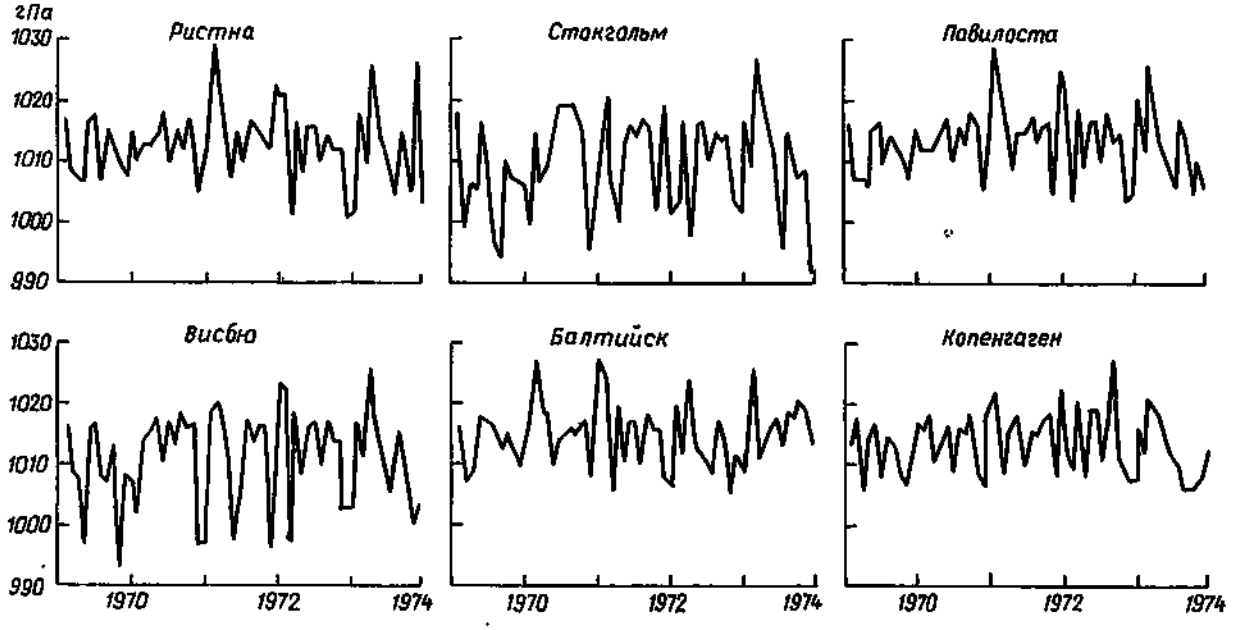


Рис. 2.10. Отрезки реализаций среднего месячного атмосферного давления. 1970—1984 гг.

наступления минимумов чаще всего с сентября по декабрь (в Павилосте — в феврале).

2. На станциях юго-западного побережья и в проливах максимумы (1025 гПа) отмечаются в переходные сезоны — весной и осенью. Минимальные значения отмечаются также осенью — в октябре, на различных станциях они различны и отличаются довольно существенно — на 12 гПа.

3. На станциях Балтийск, Павилоста, Ристна и Стокгольм разность максимумов составляет примерно 11—12 гПа, тогда как разность минимальных значений — 9 гПа.

4. На станциях западного и южного побережья — Висбю, Копенгаген и Устка, разность максимумов примерно 8—9 гПа, а минимумов 4—7 гПа.

5. Годовые амплитуды атмосферного давления изменяются от 21 гПа в Копенгагене до 35 гПа в Стокгольме.

Целесообразно отметить, что выделенные группы станций, как и при анализе температуры воздуха, можно отнести к северо-восточному и юго-западному районам моря, граница между которыми определена при описании температуры.

Наличие годовой ритмики позволяет отнести этот процесс к периодически нестационарным случайным процессам и применить для оценки годового хода метод теории ПКСП, а следовательно, получить ряд вероятностных характеристик и минимумы и максимумы за весь период исследования.

В табл. 2.14 в качестве примера приведены результаты расчетов для ст. Балтийск, а на рис. 2.11 представлены оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего квадратического отклонения $\sigma(t)$ для семи аналитических и пяти информационных береговых станций. На рис. 2.11 *а* видно, что максимальные значения математического ожидания на разных станциях отмечаются в разное время: в Балтийске и Копенгагене — в октябре, в Павилосте, Ристне, Висбю — в мае; в Стокгольме — в апреле; в Копенгагене и Устке — в июне. Характерно, что в холодный период — с ноября по март — максимальные значения давления на кривой не зафиксированы, а чаще всего (4 случая из 7) они отмечаются весной, преимущественно в мае.

Колебания максимальных значений математического ожидания в целом невелики — от 1013,4 гПа в Копенгагене до 1018,6 гПа в Стокгольме. В северной части моря, в Стокгольме и Ристне, отмечались максимальные значения — 1018,6 и 1015,1 гПа соответственно. Однако давление 1016,1 гПа отмечалось и в юго-восточной части моря — в Балтийске. Более низкие значения максимумов $m(t)$ отмечаются в проливной зоне: в Копенгагене — 1013,4 гПа, в Устке — 1014,6 гПа и на о-ве Висбю — 1014,4 гПа.

Большинство минимальных значений математического ожидания имеют место в зимние месяцы (в декабре — 4, в феврале — 1), а также в конце осени, в ноябре, — 2 случая. По абсолютному значению они отличаются от максимумов незначительно и изменяются в пределах от 1005,7 гПа в Стокгольме до 1012,7 гПа в Балтийске. Характерно, что наибольшие минимумы отмечаются на станциях восточного побережья и уменьшаются по направлению на север: Балтийск — 1012,7 гПа, Павилоста — 1010,3 гПа, Ристна — 1009,1 гПа. Самое низкое давление на западном побережье отмечается в Стокгольме — 1005,8 гПа, к югу его значения последовательно возрастают до 1008,3 гПа в Копенгагене. Вероятностные характеристики по пяти информационным станциям (рис. 2.11 *б*) дополняют полученные результаты, но качественных изменений в анализ не вносят.

Особый интерес представляет оценка колебаний средних квадратических отклонений давления $\sigma(t)$. На рис. 2.11 ход кривых среднего квадратического отклонения резко отличается от хода кривых математического ожидания. Обращает внимание тот факт, что максимумы среднего квадратического отклонения довольно значительны (5,0—7,5 гПа) и отмечаются в основном в холодный период года — с ноября по февраль включительно (только в Копенгагене — в мае). Значения $\sigma(t)$ на станциях восточного побережья моря последовательно возрастают от 6,3 гПа в Балтийске до 7,5 гПа в Ристне, а на западном побережье в направлении к югу они также возрастают от 5,0 гПа в Стокгольме до 7,3 гПа в Копенгагене. На южном побережье моря, в Устке, максимальное значение $\sigma(t)$ одно из наименьших — 5,3 гПа.

Динамика изменений минимальных значений среднего квадратического отклонения более устойчива. Минимумы $\sigma(t)$ изменяются от 1,9 гПа в Устке до 2,6 гПа на о-ве Висбю, а временно́й диапазон изменений несколько уже: бо́льшая часть минимумов отмечается в июне (на пяти станциях), по одному в марте и в мае. Наименьшие значения $\sigma(t)$ также последовательно увеличиваются на восток и север: от 1,9 гПа в Устке до 2,4 гПа в Ристне, затем в направлении от Стокгольма

Таблица 2.14

Вероятностные характеристики внутригодовой изменчивости атмосферного давления (гПа). Ст. Балтийск

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	1014,0	1015,2	1015,7	1013,9	1015,1	1014,3	1013,2	1013,8	1014,8	1016,1	1013,9	1012,7
$\sigma(t)$	5,6	6,3	3,6	3,2	2,4	2,1	2,5	3,0	2,6	3,7	4,7	5,7
$D(t)$	31,4	39,7	21,2	10,2	5,8	4,4	6,2	9,0	6,8	13,7	22,1	32,5
$x_{0,25}$	1010,0	1009,0	1011,0	1012,0	1014,0	1013,0	1011,0	1012,0	1013,0	1013,0	1010,0	1007,0
Me	1013,8	1014,0	1016,0	1014,0	1015,8	1015,0	1013,0	1014,0	1015,0	1016,0	1013,0	1012,0
$x_{0,75}$	1017,0	1020,0	1019,0	1016,0	1017,0	1016,0	1015,0	1015,0	1017,0	1019,0	1019,0	1016,0
T	1013,6	1014,3	1015,5	1014,0	1015,6	1014,8	1013,0	1013,0	1016,0	1016,0	1013,8	1012,1
Q	7,0	11,0	8,0	4,0	3,0	3,0	4,0	3,0	4,0	6,0	9,0	9,0
$x_{макс}$	1003,0	1004,0	1009,0	1007,0	1009,0	1010,0	1008,0	1001,0	1007,0	1005,0	1003,0	1000,0
$x_{мин}$	1027,0	1028,0	1025,0	1023,0	1019,0	1018,0	1018,0	1019,0	1022,0	1027,0	1024,0	1028,0

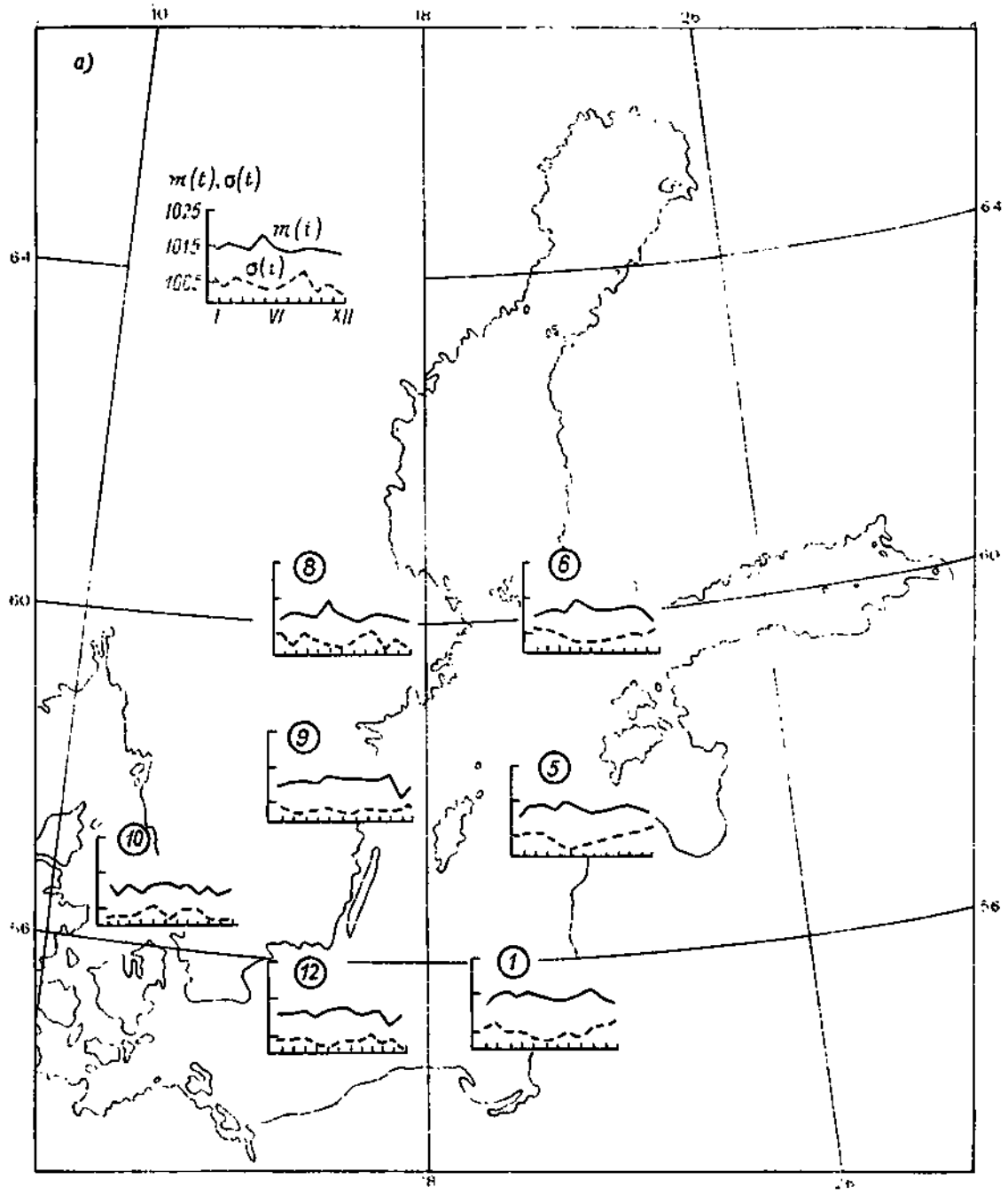


Рис. 2.11. Оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего
ным аналитических (*а*) и

(2,9 гПа) на юг отмечается некоторый рост, но в проливах они уменьшаются до 2,0 гПа.

Таким образом, оценка годового хода $m(t)$ и $\sigma(t)$ позволяет сделать следующие выводы:

1) максимумы $m(t)$ имеют место в основном с апреля по октябрь, но преимущественно весной (апрель — май), а наибольшие значения $\sigma(t)$ отмечаются в холодный период (ноябрь — февраль);

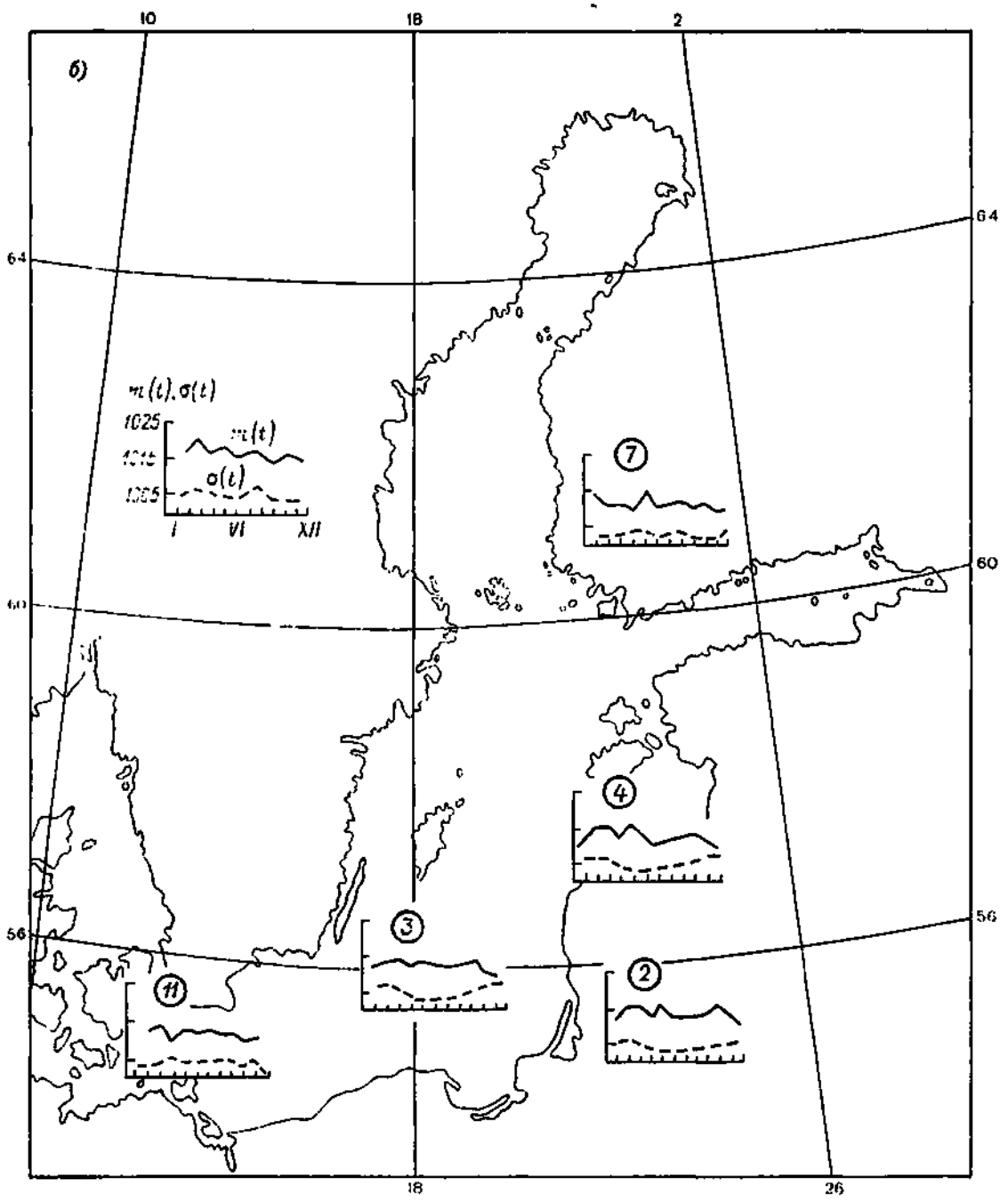
2) изменения $m(t)$ на станциях невелики — от 1013,4 до 1018,6 гПа, в то время как диапазон изменений $\sigma(t)$ в течение года чрезвычайно велик — от 5,0 до 7,5 гПа;

3) минимальные значения $m(t)$, как правило, отмечаются в холодный период — с ноября по февраль, но преимущественно в декабре, а наименьшие значения $\sigma(t)$ — летом, в основном в июне;

4) изменения минимальных значений математического ожидания на станциях могут колебаться от 1,9 до 2,6 гПа.

Для сопоставления особенностей годового хода атмосферного давления на прибрежных станциях и над открытой акваторией моря наряду с результатами ПКСП-анализа были использованы результаты квантильного анализа, эти расчеты использовались и для предварительной оценки вида распределений.

Сравнение математического ожидания с медианой (табл. 2.15) показывает, что по данным аналитических станций на двух станциях восточного побережья — в Павилосте и Ристне, эти разности только зимой, в декабре, незначительно превышают 14 % $m(t)$, в остальные месяцы они меньше



квадратического отклонения $\sigma(t)$ атмосферного давления по данинформационных (*б*) станций.

Таблица 2.15

Среднее месячное атмосферное давление (медиана) на прибрежных станциях (гПа)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Балтийск	1013,0	1014,0	1016,0	1014,0	1015,8	1015,0	1013,0	1014,0	1015,0	1016,0	1013,0	1012,0
Нида	1013,0	1015,0	1016,0	1014,0	1015,0	1014,0	1012,0	1014,0	1015,0	1016,0	1013,0	1011,0
Клайпеда	1012,0	1014,8	1015,0	1013,0	1015,0	1013,8	1012,0	1013,0	1014,0	1015,8	1012,8	1011,8
Лиепая	1012,0	1014,0	1015,0	1014,0	1015,0	1014,0	1012,0	1013,0	1014,0	1015,0	1012,0	1009,0
Павилоста	1012,0	1014,0	1015,0	1013,0	1015,0	1013,8	1011,8	1012,0	1013,0	1014,0	1011,0	1008,8
Ристна	1011,0	1012,8	1014,0	1013,0	1015,0	1012,0	1011,0	1011,8	1012,0	1012,8	1010,0	1007,8
Турку	1013,5	1012,8	1013,3	1011,9	1015,2	1012,0	1011,7	1014,1	1009,9	1011,6	1019,2	1009,2
Стокгольм	1013,1	1011,9	1012,0	1012,0	1012,1	1015,6	1011,3	1009,3	1010,7	1010,8	1011,0	1006,0
Висбю	1012,7	1013,5	1013,3	1011,8	1015,5	1010,6	1011,6	1013,3	1012,4	1015,3	1008,4	1007,1
Копенгаген	1013,1	1007,1	1015,0	1012,7	1015,4	1013,9	1012,1	1013,9	1012,8	1015,5	1007,9	1011,5
Грейфсвальд	1015,0	1014,4	1015,3	1010,6	1015,4	1014,3	1014,4	1014,4	1015,9	1016,8	1010,4	1013,0
Устка	1011,6	1014,0	1014,8	1013,5	1014,7	1015,8	1011,7	1014,2	1014,9	1012,9	1009,8	1011,3

Таблица 2.16

Среднее месячное атмосферное давление (медиана) в морских квадратах (гПа)

Номер квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
351.98	1012,0	1015,8	1018,1	1011,6	1015,7	1012,4	1009,8	1009,4	1011,3	1009,7	1007,5	1007,2
352.90	1009,9	1015,0	1013,1	1010,5	1013,7	1011,5	1009,8	1011,0	1010,6	1012,1	1007,8	1009,9
351.88	1012,3	1014,3	1013,5	1011,7	1014,2	1011,0	1009,3	1011,1	1008,8	1011,0	1009,0	1009,2
351.86	1011,0	1017,7	1010,0	1014,2	1010,8	1012,2	1009,4	1011,7	1010,0	1013,1	1009,5	1011,9
352.80	1011,0	1013,7	1011,5	1011,2	1014,0	1012,0	1009,6	1010,9	1010,4	1012,1	1009,6	1008,7
351.78	1012,5	1014,8	1012,5	1011,5	1013,9	1012,0	1010,8	1011,4	1011,6	1012,4	1010,1	1008,7
351.76	1013,8	1017,0	1011,4	1012,0	1013,4	1012,6	1009,9	1011,7	1011,2	1013,9	1007,5	1007,2
352.70	1011,4	1013,0	1011,9	1011,6	1013,0	1011,6	1010,4	1011,5	1012,0	1010,7	1007,2	1007,8
351.68	1012,4	1014,2	1013,2	1012,4	1014,1	1011,5	1010,7	1011,8	1012,1	1013,4	1009,9	1009,3
351.66	1012,1	1014,1	1013,5	1011,6	1013,7	1012,0	1010,9	1012,5	1013,3	1013,9	1009,3	1009,5
352.60	1012,0	1012,1	1011,2	1012,6	1013,1	1011,8	1012,3	1013,8	1013,0	1011,9	1006,8	1008,0
351.58	1013,9	1014,7	1013,4	1012,6	1014,1	1012,0	1011,7	1012,0	1012,9	1014,4	1010,9	1012,4
351.56	1013,5	1013,8	1014,2	1011,9	1013,4	1012,4	1011,6	1012,3	1013,3	1013,9	1010,9	1009,9
351.54	1011,9	1013,9	1013,7	1011,6	1013,5	1012,4	1011,5	1011,9	1013,2	1012,9	1009,7	1010,3
351.50	1012,5	1011,7	1012,3	1012,1	1013,8	1012,0	1012,9	1013,1	1011,9	1013,7	1008,7	1011,7
352.50	1013,5	1015,3	1012,2	1012,5	1013,1	1011,4	1012,3	1012,4	1014,2	1017,7	1010,2	1009,3
351.48	1013,5	1012,8	1012,4	1011,1	1014,4	1012,3	1011,8	1011,5	1013,3	1015,5	1010,1	1012,5
351.46	1012,5	1011,1	1010,5	1011,4	1013,4	1012,7	1011,6	1012,3	1012,7	1011,8	1010,1	1011,3
351.42	1012,3	1013,6	1012,7	1011,4	1012,5	1013,2	1012,6	1012,4	1013,2	1013,0	1010,0	1011,1
351.40	1011,0	1012,4	1012,6	1010,9	1012,2	1013,0	1014,1	1013,3	1011,6	1011,6	1011,3	1012,8

10 % $m(t)$. На станциях западного и южного побережья, а также в проливах отклонения медианы от математического ожидания более заметны и отмечаются гораздо чаще.

Разность между математическим ожиданием и трехсредним T изменяется аналогично, ее значения заметно меньше 10 % $m(t)$. Так, в Стокгольме с апреля по июль разность $m(t)$ — Me возрастает последовательно от 13 % в апреле до 52 % в июле. Однако максимальное отклонение (77 %) отмечалось осенью, в ноябре.

Изменения $m(t) - T$ происходят несколько иначе: выделяется период с сентября по ноябрь, когда эта разность также последовательно возрастает от 10 до 29 %. Отдельные случаи незначительных расхождений отмечаются также в январе, марте и июле.

В западной части моря, на ст. Висбю, такой период отмечается с августа по декабрь, когда разность $m(t)$ — Me последовательно увеличивается от 13 % в августе до 27—28 % в октябре — декабре, в остальные месяцы она значительно меньше 10 %.

В проливной зоне (в Копенгагене) выделяются два периода с разностью $[m(t) - \text{Me}] > 10$ %: 1) с января по май (14—32 %); 2) с сентября по ноябрь (10—15 %). В то же время разность $m(t) - T$ более устойчива, ее значение, превышающее 10 %, отмечается только в ноябре.

В южной части моря, на ст. Устка, разность $m(t)$ — Me в основном менее 10 %. Только в апреле и ноябре она составляет 25 и 28 % соответственно. Вместе с тем разность $m(t) - T$ во все месяцы не превышает 10 %.

Таким образом, оценка степени отклонения математического ожидания от медианы и трехсреднего показывает, что в целом эти отклонения незначительны, особенно на станциях восточного и южного побережья. На западном побережье моря и в проливах в разное время года выделяются периоды, когда отклонение превышает 10 %, но каких-либо четких закономерностей не наблюдается. В итоге исследуемое распределение для всего моря можно за некоторыми исключениями считать близким к нормальному.

При анализе внутригодовой изменчивости атмосферного давления над открытой частью моря в качестве исходных данных использовались медианы, рассчитанные для морских квадратов (табл. 2.16).

Во внутригодовой изменчивости атмосферного давления над открытой частью Балтийского моря так же, как и в прибрежных районах, элементы годовой ритмики проявляются менее четко, чем для температуры воздуха.

Низкое атмосферное давление (1006,8—1010,9 гПа) практически над всей акваторией моря приурочено к концу осени и началу зимы. Второй (менее значительный) минимум давления (1009,3 гПа) наблюдается летом и в основном в северном и центральном районах.

Наибольшие значения атмосферного давления имеют место в конце зимы — начале весны. Эти максимумы наиболее ярко выражены в центральном и северном районах, диапазон колебаний составляет около 6 гПа, а максимум равен 1018,1 гПа. Второй максимум давления отмечается в начале осени, в целом он меньше зимнего, за исключением южных и юго-восточных районов.

Таким образом, годовой ход атмосферного давления более ярко выражен над центральными и северными районами моря.

2.5.2. Сезонная изменчивость

Оценка изменчивости атмосферного давления по сезонам (табл. 2.17, рис. 2.12) выполняется аналогично оценке изменчивости годового хода и является его естественным дополнением. Диапазон изменений значений атмосферного давления 50 %-ной обеспеченности почти во все сезоны года невелик, т. е. интерквантильное расстояние ($Q = x_{0,25} - x_{0,75}$) на прибрежных станциях является устойчивым. Кроме того, экстремальные значения хотя и изменяются довольно существенно, однако остаются в пределах $2x_{0,25} \leqslant Q \leqslant 2x_{0,75}$. Вместе

Таблица 2.17

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости атмосферного давления (гПа)

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Ст. Балтийск				Ст. Ристна			
$m(t)$	1014,0	1014,9	1013,8	1014,9	1011,2	1013,6	1011,6	1011,4
$\sigma(t)$	3,2	2,3	1,6	2,4	4,1	2,0	2,2	3,0
$D(t)$	10,2	5,3	2,6	5,8	16,8	7,0	4,3	9,0
$x_{0,25}$	1012,0	1013,3	1012,7	1013,0	1008,3	1011,3	1009,7	1009,0
Me	1014,0	1014,7	1013,7	1014,7	1010,7	1013,3	1011,3	1011,0
$x_{0,75}$	1015,3	1016,3	1015,3	1016,7	1014,3	1015,3	1013,2	1014,0
T	1013,8	1014,8	1013,9	1014,8	1011,0	1013,3	1011,4	1011,2
Q	3,3	3,0	2,6	3,7	6,0	4,0	3,5	5,0
$x_{мин}$	1008,3	1009,7	1010,3	1009,7	1003,7	1008,0	1007,7	1006,0
$x_{макс}$	1021,3	1019,3	1016,3	1019,3	1020,7	1020,7	1017,3	1016,7

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Ст. Стокгольм				Ст. Копенгаген			
$m(t)$	1008,6	1012,1	1010,4	1009,0	1009,6	1011,4	1013,2	1011,2
$\sigma(t)$	4,4	3,7	2,6	5,0	1,6	3,3	2,0	2,0
$D(t)$	19,4	13,7	6,8	25,0	2,6	10,9	4,0	4,0
$x_{0,25}$	1003,6	1007,7	1006,3	1005,6	1004,4	1009,2	1010,8	1009,0
Me	1008,5	1012,5	1010,5	1009,0	1010,5	1010,5	1012,9	1011,3
$x_{0,75}$	1009,8	1014,7	1015,0	1010,4	1013,4	1013,4	1015,8	1013,9
T	1007,6	1011,8	1010,6	1008,5	1009,7	1010,9	1013,1	1011,4
Q	6,2	7,0	8,7	4,8	9,0	4,2	5,0	4,9
$x_{мин}$	1002,0	1005,5	1002,1	1004,7	1003,0	1005,6	1008,5	1005,4
$x_{макс}$	1017,3	1020,3	1015,8	1015,9	1016,1	1017,1	1017,1	1014,8

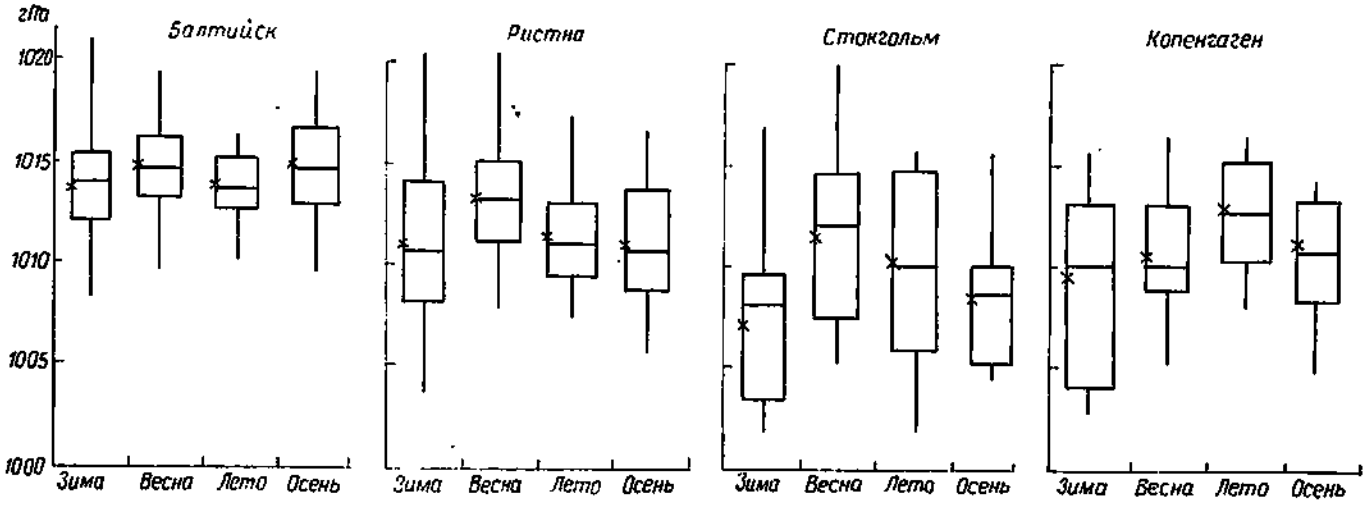


Рис. 2.12. Вероятностные оценки (ящики с усами) сезонной изменчивости атмосферного давления.

с тем на каждой станции имеются свои сезонные особенности.

Зимой значения 50 %-ной обеспеченности имеют небольшие пределы изменений только в Балтийске. Во всех остальных пунктах они более значительны, и наибольшее Q отмечается в Копенгагене. При этом линия медианы чаще всего располагается ниже трехсреднего значения и не совпадает с ним ни на одной станции.

Весной значения 50 %-ной обеспеченности изменяются в меньших пределах, чем зимой, и «ящик» (за исключением Стокгольма) представляется более компактным, чем зимой. Характерно также, что длина «усов», обозначающих максимальные значения давления, значительно меньше, а линия медианы близка к трехсреднему и часто совпадает с ним. Отмечаются отклонения и в сторону более длинного из «усов».

Летом «ящики» для разных станций заметно различаются по форме: на восточном побережье они примерно одинаковы и несколько меньше, чем весной. Медиана и трехсреднее совпадают, или отмечается небольшое смещение медианы. На западном побережье и в проливах летом интерквантильное расстояние, по сравнению с весной, возрастает, и в Стокгольме оказывается наибольшим. Медиана повсеместно смещена в сторону более длинного из «усов». Все другие характеристики практически аналогичны.

Осенью интерквантильное расстояние заметно возрастает, за исключением Стокгольма и Копенгагена. Медиана чаще всего отклоняется в сто-

рону более длинного из «усов», однако в Балтийске она имеет противоположное отклонение.

Различные размеры «ящиков с усами» и другие отмеченные особенности свидетельствуют о разнохарактерности атмосферных процессов над западным и восточным районами побережья.

2.5.3. Межгодовая изменчивость

Оценка межгодовой изменчивости атмосферного давления выполнялась по средним годовым значениям на прибрежных станциях. На рис. 2.13 приведена полная реализация средних годовых значений атмосферного давления на станциях восточного, западного и южного побережья моря. Как видно из рисунка, средние годовые значения атмосферного давления по периметру моря изменяются существенно (разность составляет 11,5 гПа). При этом наибольшие значения давления на станциях опорной сети изменяются в пределах 4,3 гПа: от 1017,5 гПа в Павилосте до 1013,2 гПа на ст. Фредрик. Исследуемые годы заметно различаются по числу наибольших значений давления: более всего случаев с наибольшими значениями отмечалось в 1972 и 1976 гг. — на четырех станциях одновременно, в 1964 г. — на двух станциях. Во всех других случаях наибольшие средние годовые значения давления отмечались по одному разу в 1946, 1948, 1971 и 1977 гг.

Наименьшие за исследуемый период средние многолетние значения атмосферного давления также отличаются по времени их наступления. Только в 1965 и 1966 гг. наименьшие значения отмечаются одновременно на трех станциях, в 1955 г. — на двух, а в другие годы (1950, 1952, 1970 и 1983 гг.) — на какой-либо одной станции. Размах колебаний составляет 6,3 гПа.

Оценка тенденций, выполненная по рис. 2.13, показывает, что в межгодовой изменчивости атмосферного давления аддитивная составляющая выражена слабо, а из анализа табл. 2.18 следует, что имеют место как долгопериодные, так и короткопериодные тенденции, имеющие различные интенсивность и продолжительность.

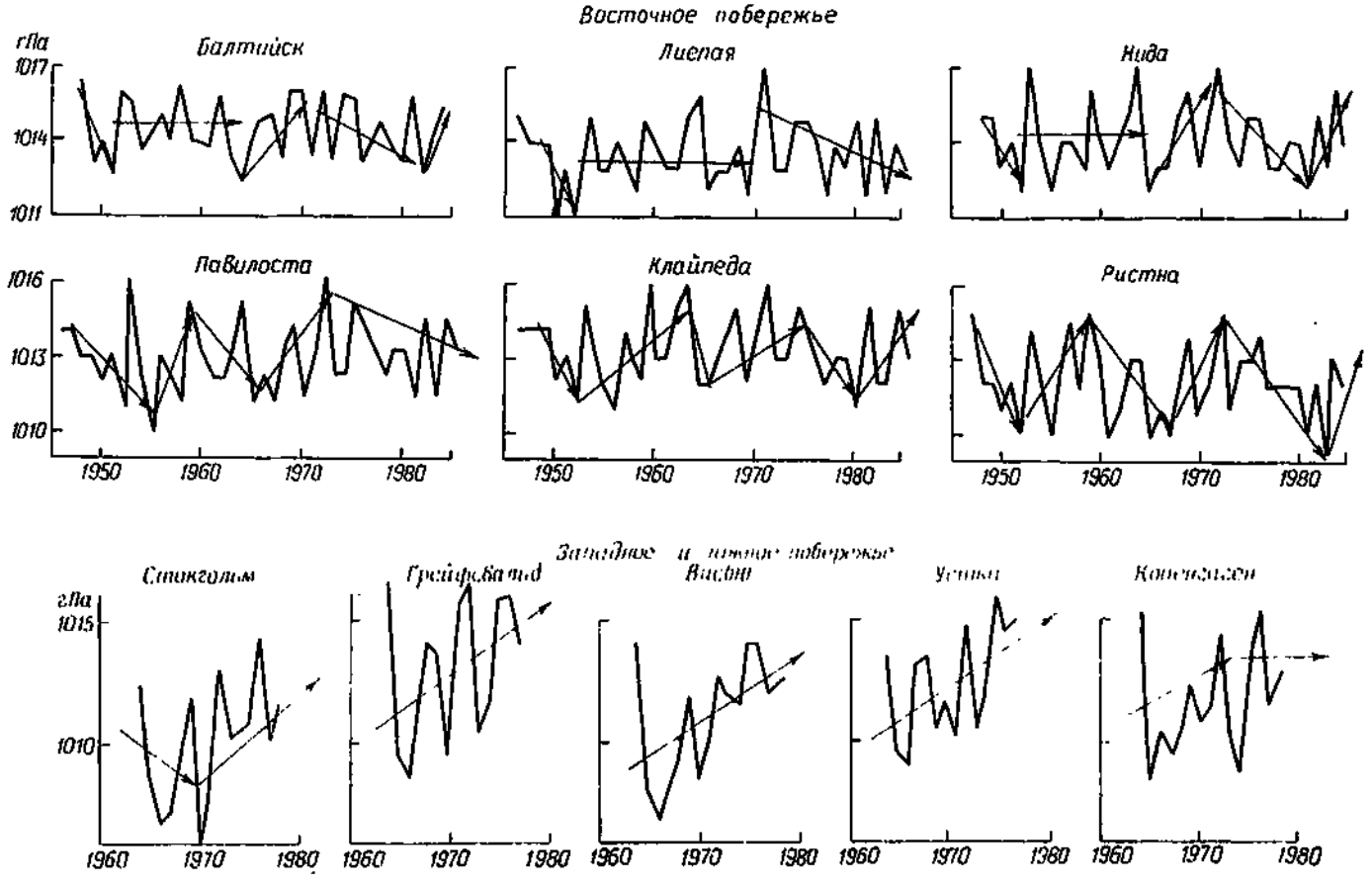


Рис. 2.13. Среднее годовое атмосферное давление и тенденции межгодовой изменчивости на восточном, западном и южном побережье Балтийского моря.

Так, долгопериодная тенденция спада (продолжительностью 10 лет и более) отмечалась на станциях Балтийск (1972—1982 гг.), Лиепая (1970—1985 гг.) и Павилоста (1975—1985 гг.). На всех других станциях восточного побережья (Нида, Клайпеда и Ристна), на северном и западном побережье (Турку, Стокгольм и Висбю) в этот период в ходе атмосферного давления отмечаются короткопериодные тенденции спада. В проливной зоне и на станциях южного побережья тенденция спада отмечается с 1964 по 1967 г., за исключением Гетеборга, где она носит долгопериодный характер. Вместе с тем достаточно четко прослеживается долгопериодная квазистационарная тенденция с 1952 по 1963—1969 гг. на трех станциях восточного побережья — Балтийск, Нида и Лиепая.

Долгопериодная тенденция роста атмосферного давления также прослеживается только в отдель-

Таблица 2.18

Продолжительность тенденций изменений атмосферного давления на прибрежных станциях

Станция	Период спада	Число лет	Квазистационарный период	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	1948—1951	4	1952—1963	12	1964—1971	8
	1972—1982	11			1983—1985	3
Нида	1948—1951	4	1952—1965	14	1966—1972	7
	1973—1981	9			1982—1985	4
Клайпеда	1949—1952	4			1953—1963	11
	1964—1965	2			1966—1975	10
	1976—1981	6			1982—1985	4
Лиепая	1949—1952	4	1953—1969	17		
	1970—1985	11				
Павилоста	1946—1955	10			1956—1959	4
	1960—1965	6			1966—1974	9
	1975—1985	11				
Ристна	1946—1952	7			1953—1960	8
	1961—1963	3			1964—1974	11
	1975—1983	9			1984—1985	2
Турку	1973—1979	7			1965—1972	8
Стокгольм	1971—1979	9			1964—1970	7
Висбю	1972—1979	8			1964—1972	9
Копенгаген	1964—1967	4			1968—1974	7
Гетеборг	1967—1978	12			1964—1966	3
Грейфсвальд	1964—1966	3			1967—1972	6
					1973—1977	5
Устка	1964—1966	3			1967—1978	12

ных случаях: на восточном побережье в Клайпеде в 1953—1963 гг. и 1966—1975 гг. и в Ристне в 1964—1974 гг., на южном побережье на ст. Устка — в 1967—1978 гг. Продолжительность этих периодов примерно одинакова —10—12 лет. Во всех остальных случаях тенденции в большей степени относятся к короткопериодным (с 1964, 1965 по 1972, 1974 гг.) и отмечаются одновременно на нескольких станциях.

Таким образом, многолетние изменения значений атмосферного давления носят в основном характер короткопериодных неравномерно чередующихся тенденций спада и роста и только в отдельных случаях в локальных районах проявляются долгопериодные тенденции, из которых наиболее устойчивыми оказываются квазистационарные.

Результаты квантильного анализа межгодовой изменчивости атмосферного давления на восьми станциях представлены в табл. 2.19, а на рис. 2.14 в качестве примера приведены вероятностные оценки для четырех станций. Подобный вид представления характеристик межгодовой изменчивости позволяет выделить периоды, характеризующиеся условиями, близкими к нормальным, когда средние годовые значения атмосферного давления попадают в интервал $x_{0,25} - x_{0,75}$, и экстремальными, когда они больше $x_{0,75}$ и меньше $x_{0,25}$.

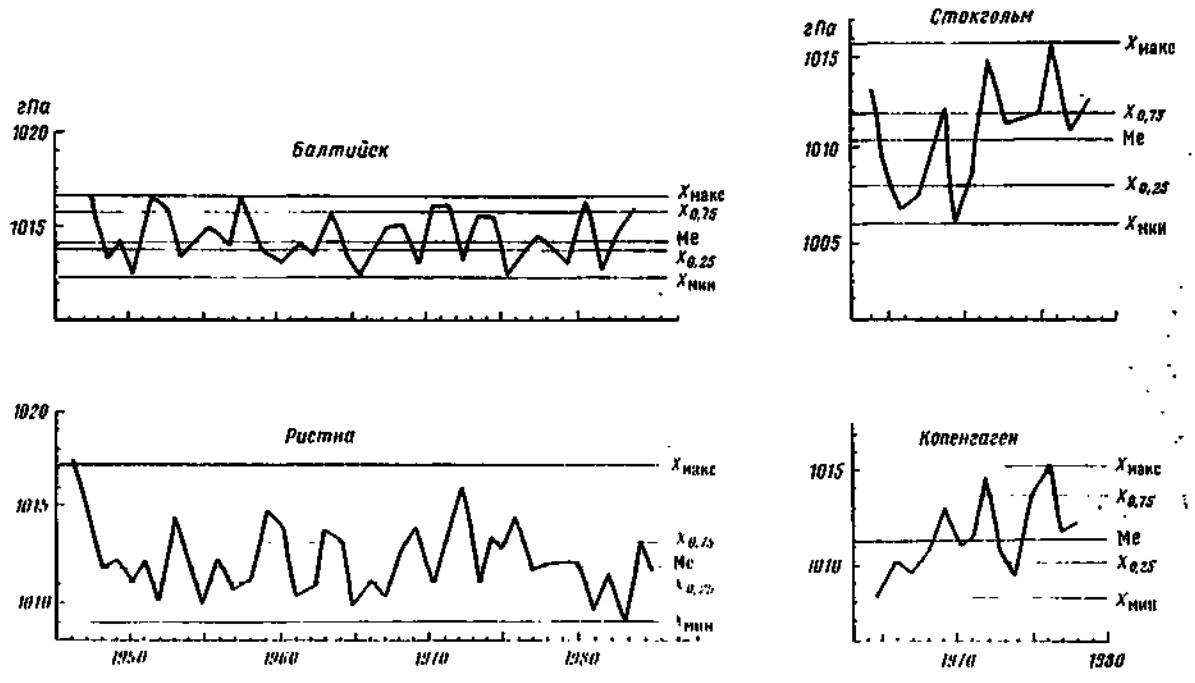


Рис. 2.14. Вероятностные оценки межгодовой изменчивости атмосферного давления.

Таблица 2.19

Вероятностные характеристики межгодовой изменчивости атмосферного давления (гПа) на прибрежных станциях

Станция	$m(t)$	$\sigma(t)$	$D(t)$	$x_{0,25}$	Me	$x_{0,75}$	T	Q	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Балтийск	1014,4	1,2	1,4	1013,6	1014,1	1015,7	1014,4	2,1	1012,3	1016,2
Нида	1014,0	1,3	1,8	1013,1	1013,9	1014,9	1013,9	1,8	1011,7	1017,2
Клайпеда	1013,0	1,4	2,0	1012,3	1013,3	1014,3	1013,3	2,0	1010,5	1016,3
Лиепая	1013,0	1,4	2,0	1012,5	1013,4	1014,5	1013,5	2,0	1010,7	1016,7
Павилоста	1013,0	1,3	1,8	1011,9	1012,9	1013,8	1012,8	1,9	1010,3	1015,9
Ристна	1012,0	1,7	2,9	1011,1	1011,9	1013,2	1012,2	2,1	1009,2	1017,5
Стокгольм	1010,2	2,6	6,6	1008,0	1010,3	1011,9	1010,1	3,9	1006,0	1015,5
Висбю	1011,0	2,3	5,5	1008,4	1011,9	1012,7	1011,2	4,3	1006,9	1014,1
Копенгаген	1011,6	2,1	4,3	1010,2	1011,3	1013,6	1011,6	3,4	1008,4	1015,2
Грейфсвальд	1013,1	2,7	7,5	1010,4	1013,8	1015,8	1013,5	5,4	1008,6	1016,5
Устка	1012,3	2,1	4,4	1010,3	1012,4	1014,3	1012,4	4,0	1009,1	1015,8
Фредрик	1008,6	1,6	2,6	1007,4	1008,4	1009,0	1008,3	1,6	1006,3	1013,2

2.6. Ветер

2.6.1. Годовой ход

Годовой ход ветра над акваторией Балтийского моря определяется атмосферными процессами первого естественного синоптического района. Малые размеры Балтийского моря обусловливают общие закономерности во внутригодовой изменчивости ветра над всей акваторией. В то же время меридиональная вытянутость Балтийского моря вносит определенные особенности в годовой ход ветра над различными участками моря. Ветер в отличие от многих других метеорологических параметров величина векторная v и требует специфического подхода к анализу данных. Вероятностные характеристики скорости ветра, такие как дисперсия D_v, корреляционная $K_v(\tau)$ и спектральная $S(\omega)$ функции представляют собой диадные тензоры.

Методика анализа векторных временных рядов как стационарных, так и периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП), подробно изложена в работах [7, 9, 10, 31, 41]. Там же показано, что ветер является полимодулированным случайным процессом, а его сезонная изменчивость относится к классу ПКСП.

Срочные данные судовых наблюдений, сгруппированные по квадратам 1×2° (см. п. 2.1), были обработаны в ПКСП-приближении. Были рассчитаны и представлены графически (рис. 2.15—2.17) вектор средней скорости ветра $|m_v|$, его направление φ, оси эллипсов среднего квадратического отклонения скорости λ_1, λ_2, направление главной оси эллипса α, а также линейный инвариант $I_1 = \lambda_1 + \lambda_2$, степень сжатия (вытянутости) эллипса $\chi = \lambda_2/\lambda_1$, векторный аналог коэффициента вариации $r = I_1^{0,5}/|m_v|$. В качестве примера количественные значения инвариантов для одного морского квадрата приведены в табл. 2.20.

Перечисленные характеристики ветра позволяют достаточно полно отразить его внутригодовую изменчивость. При этом следует напомнить, что параметры $|m_v|$ и φ характеризуют средний перенос воздушных масс. Тензор дисперсии D_v характеризует флюктуации воздушного потока, интенсивность которых выражается через инварианты λ_1, λ_2, а направленность — через α.

Почти для всей акватории моря характерен годовой ход $|m_v|$ с минимальными значениями весной и максимальными в осенне-зимний период. Такой годовой ход отличается от хода скалярной средней скорости ветра v_s и обусловлен большей неустойчивостью направлений воздушных масс в весенний период. От весенних месяцев к зимним отмечается рост вектора средней скорости $|m_v|$ с наибольшими колебаниями в летние месяцы. Годовой ход инварианта $I_1^{0,5}$ по своему виду близок к годовому ходу v_s. Минимальные значения $I_1^{0,5}$ отмечаются, как правило, летом и в среднем составляют около 5 м/с, а максимальные значения $I_1^{0,5}$ в среднем составляют около 9,5 м/с и приходятся на осенние и зимние месяцы.

Таблица 2.20

Годовой ход вероятностных характеристик скорости ветра. Квадрат 352.90

Месяц	$\|m_v\|$ м/с	$\varphi°$	$\lambda_1^{0,5}$ м/с	$\lambda_2^{0,5}$ м/с	$\alpha°$	$I_1^{0,5}$ м/с	χ	r
Январь	2,4	210,0	6,8	6,5	192,3	9,4	0,95	3,9
Февраль	1,4	213,9	6,0	5,9	168,9	8,5	0,98	6,2
Март	0,6	184,7	5,7	5,0	189,4	7,6	0,87	11,8
Апрель	0,1	78,4	5,8	5,3	17,8	7,9	0,91	96,2
Май	0,1	8,5	5,0	4,5	14	6,7	0,90	55,0
Июнь	1,0	289,3	5,0	4,3	9	6,6	0,85	0,8
Июль	1,6	240,1	5,2	4,7	195,3	7,0	0,91	4,5
Август	1,5	258,4	5,7	5,4	198,5	7,8	0,95	5,2
Сентябрь	1,5	250,4	6,4	5,5	184,4	8,5	0,86	5,7
Октябрь	2,3	247,3	6,2	5,9	166,7	8,6	0,96	3,7
Ноябрь	2,1	242,0	7,1	6,6	192,8	9,7	0,92	4,5
Декабрь	2,9	222,0	7,0	6,6	207,3	9,6	0,94	3,3

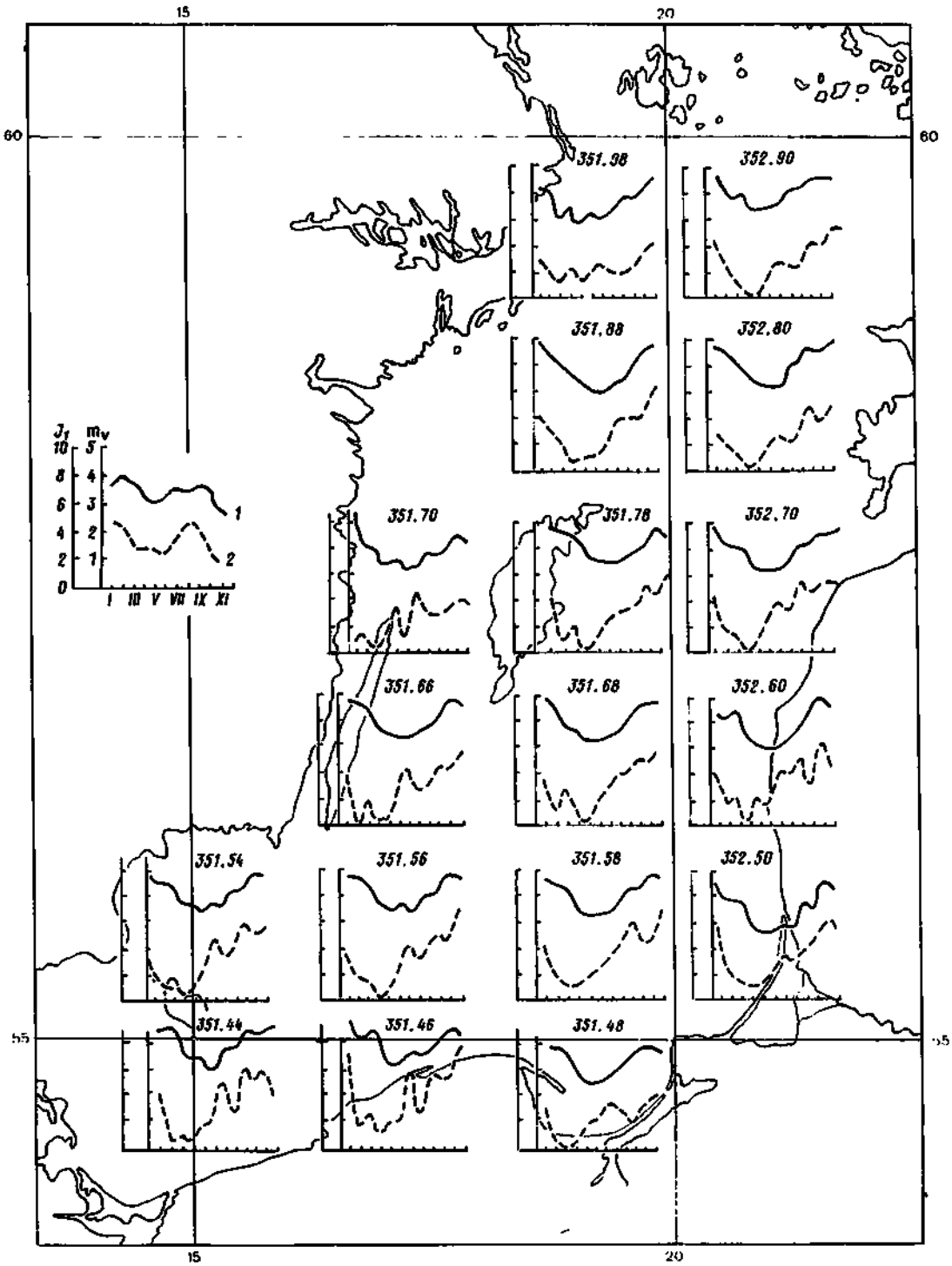


Рис. 2.15. Годовой ход инварианта $I_1^{0,5}$ (*1*) и вектора средней скорости ветра m_v (*2*) по данным судовых наблюдений.

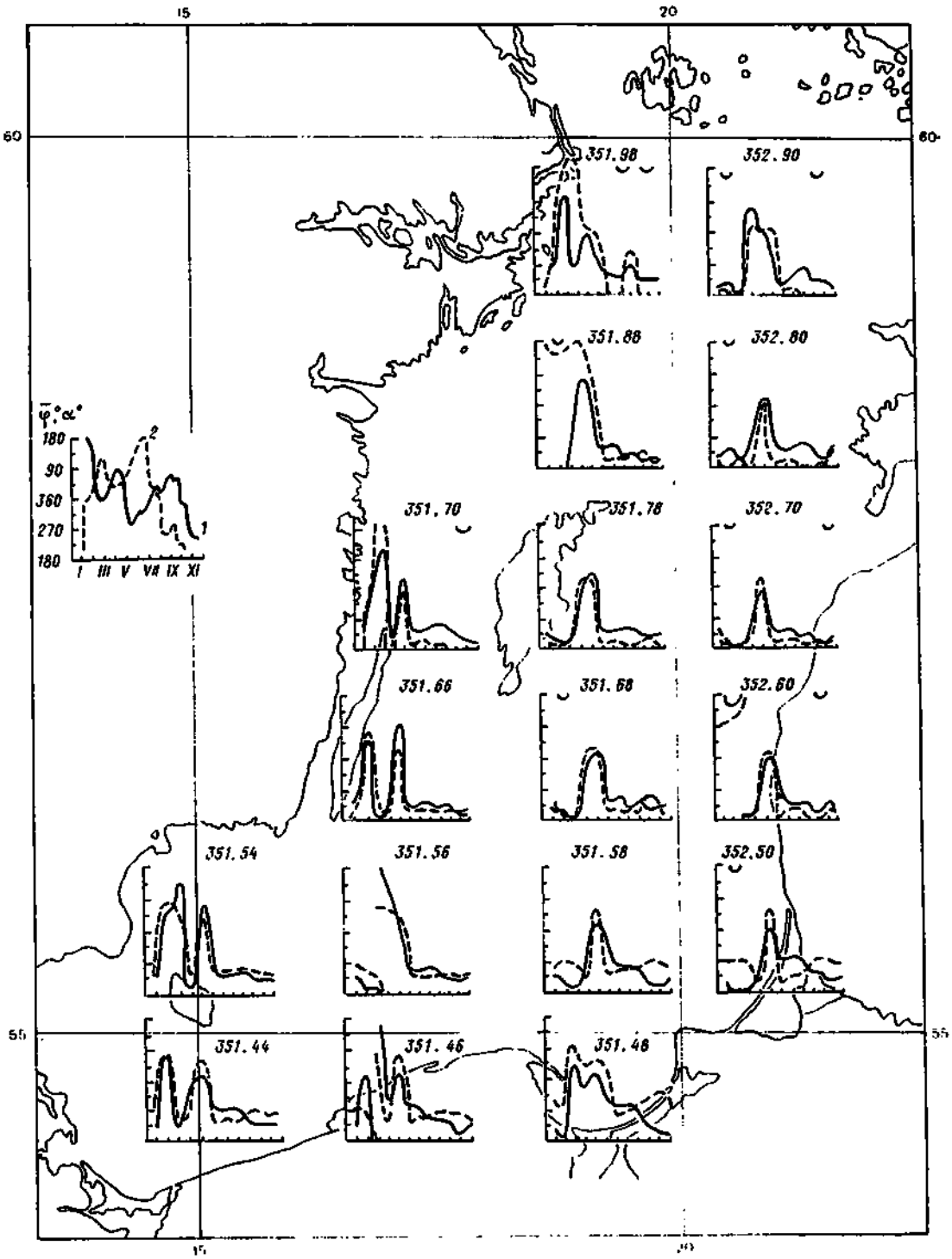


Рис. 2.16. Годовой ход направлений среднего переноса $\bar{\varphi}$ (*1*) и флюктуаций воздушного потока α (*2*).

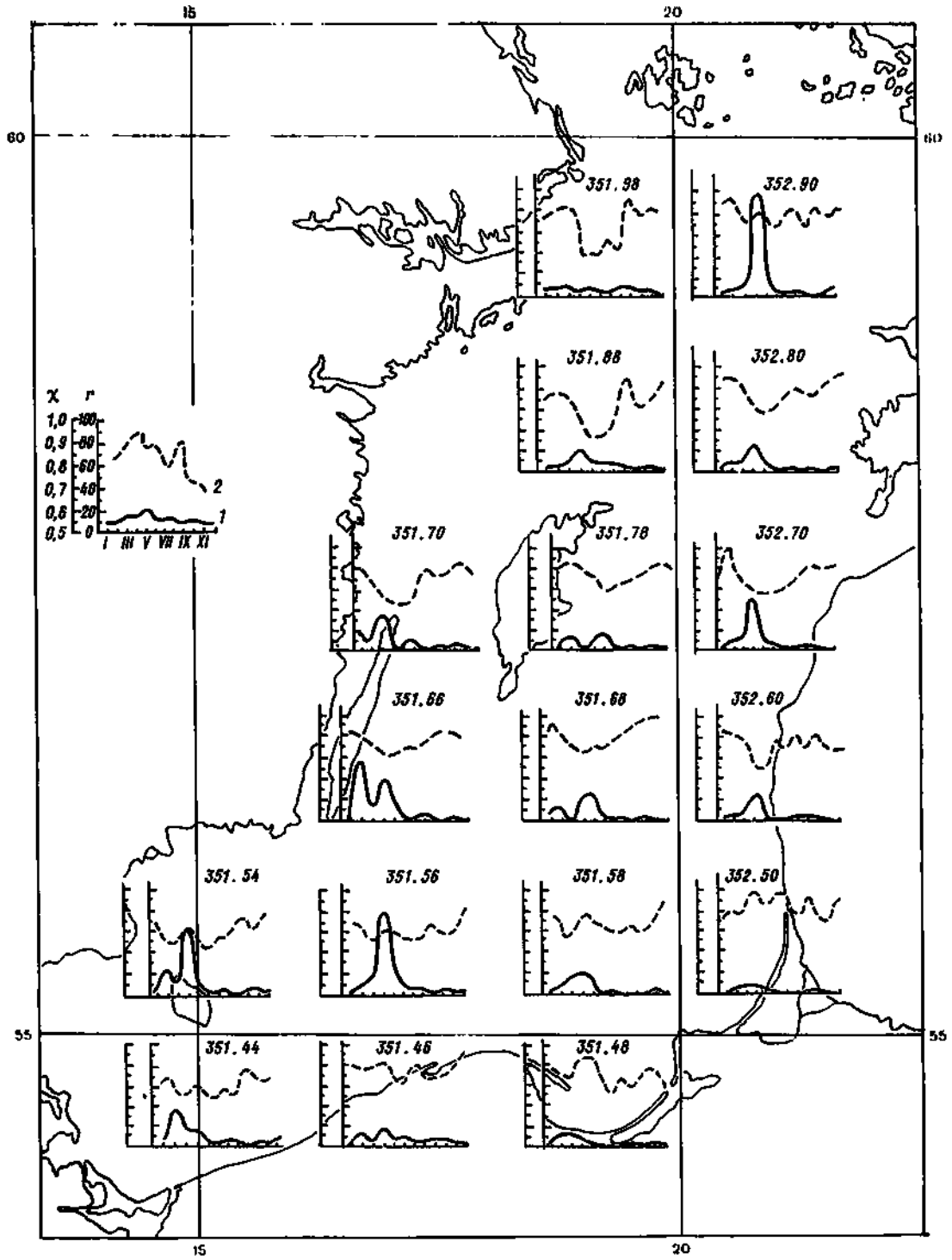


Рис. 2.17. Годовой ход инвариантов r (*1*) и χ (*2*), характеризующих устойчивость воздушного потока и эллиптичность распределения ветра соответственно.

Таблица 2.21

Годовой ход вероятностных характеристик скорости ветра. Ст. Висбю

Месяц	$\lvert m_v \rvert$ м/с	$\varphi°$	$\lambda_1^{0,5}$ м/с	$\lambda_2^{0,5}$ м/с	$\alpha°$	$l_1^{0,5}$ м/с	χ	r
Январь	1,1	187,6	4,6	4,2	186,3	6,2	0,90	5,7
Февраль	0,3	230,8	4,4	4,0	173,0	6,0	0,90	19,3
Март	1,1	201,3	4,4	3,8	209,1	5,1	0,87	5,2
Апрель	0,7	198,4	4,4	3,6	200,5	5,7	0,81	8,4
Май	0,4	108,0	4,0	4,4	89	5,3	0,85	12,8
Июнь	1,0	228,5	3,8	3,2	205,0	5,0	0,82	5,2
Июль	1,4	234,3	3,7	3,3	207,4	5,0	0,89	3,7
Август	1,0	247,6	3,6	3,1	197,3	4,8	0,88	4,9
Сентябрь	1,5	238,1	4,1	3,8	205,8	5,6	0,93	3,7
Октябрь	1,7	233,2	4,4	4,1	204,1	6,0	0,92	3,5
Ноябрь	1,9	232,9	4,9	4,4	192,5	6,6	0,90	3,5
Декабрь	1,6	229,5	4,9	4,3	192,1	6,5	0,88	4,0

Направление среднего воздушного потока φ в течение года имеет одно- или двухмодальное распределение. При этом в осенний и летний периоды наблюдается юго-западный перенос, который характерен для всей акватории. Однако в западных районах в феврале—марте направление среднего потока меняется на северное, а в марте—апреле снова доминирует юго-западный перенос. Вторая, весенняя, мода северных направлений φ для западной части акватории наступает в мае и проявляется практически на всей акватории Балтийского моря. Появление северных направлений при преобладающем в течение года юго-западном переносе обусловлено весенней перестройкой атмосферных процессов, смещением к югу климатического полярного фронта с учащенной повторяемостью северо-западных и «ныряющих» циклонов [55], о чем также свидетельствует рост дисперсии атмосферного давления (см. гл. 2.5) как по береговым, так и по судовым наблюдениям.

Годовой ход направления флюктуационных потоков α мало отличается от годового хода φ, за исключением центров южной, юго-восточной и северо-западной частей акватории, где отличия между ними достигают 90°. Это означает, что на фоне среднего потока существуют интенсивные флюктуации локального характера. В квадрате 351.48 большие различия между φ и α вызваны орографическим эффектом, а в квадратах 351.56 и 351.98 — непосредственно атмосферными процессами.

Годовой ход коэффициента вариации ветра (r) показывает неустойчивость воздушных потоков в весенние месяцы над всей акваторией. В западных районах акватории в феврале также отмечается неустойчивость потоков. В период же с июня по январь над Балтийским морем существуют устойчивые потоки.

Параметр эллиптичности тензора дисперсии χ имеет сложный годовой ход и показывает месяцы, когда наблюдается распределение ветра, близкое к нормальному круговому закону.

Из рис. 2.17 видно, что наиболее близко к круговому закону распределение в зимние и осенние месяцы в центральной и северо-восточной частях моря. В весенние и летние месяцы такое распределение ветра наблюдается на северо-востоке и юго-востоке. Наиболее резко выражена эллиптичность в весенне-летние месяцы над юго-западной и северо-западной частями моря.

Расчеты, выполненные по данным береговых гидрометеорологических станций (в качестве примера в табл. 2.21 приведены инварианты по данным ГМС Висбю), показали как согласованность полученного годового хода элементов $|m_v|$, φ, $l_1^{0,5}$, $\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$, α с судовыми данными, так и их различие. Поэтому для изучения внутригодовой изменчивости режима ветра над морской поверхностью желательно пользоваться судовыми наблюдениями. При этом происходит увеличение значений среднего квадратического отклонения, поскольку судовые данные сгруппированы по пространству.

Таким образом, несмотря на малые размеры Балтийского моря, над его акваторией существует достаточно разнообразная внутригодовая изменчивость ветра на различных участках. Достаточно полно она отражена на рис. 2.15—2.17. Однако плотность изображенной информации настолько велика, что не позволяет детально показать пространственную динамику режима ветра в определенном месяце или сезоне. С этой целью функцию распределения ветра $F(v)$ следует представить в инвариантных характеристиках.

2.6.2. Сезонно-пространственная изменчивость

Режим ветра над морями и океанами характеризуется чаще всего с помощью роз ветров, построенных по данным судовых экспедиционных наблюдений, сгруппированных по морским квадратам. В ряде работ последних лет [5, 8, 29] режим ветра представлен в виде результирующего ветра v_r, изолиниями средней скалярной скорости ветра v_s, зональной и меридиональной составляющих результирующего ветра v_x, v_y и средних квадратических отклонений скалярных скоростей ветра σ_{v_s}.

Ограниченные возможности применения покомпонентного метода связаны с тем, что модуль результирующего ветра утратил свое назначение как «модуль» (длина всех векторов одинакова), поскольку характеризует только направление среднего воздушного потока и его устойчивость, что не соответствует определению результирующего ветра. Такой подход вынужденный, так как использование этих характеристик результирующего ветра в некоторой степени искажает реальный режим ветрового поля [24].

Искажения можно избежать, имея дополнительную информацию об изменчивости распределения

ветра, которая должна быть совмещена с вектором результирующего ветра. Всю информацию об изменчивости ветра можно получить из розы ветра, но она слишком многомерна, чтобы точно выразить основные закономерности поля ветра. В то же время каждой розе ветра можно поставить в соответствие ее моменты: вектор $|\mathbf{m}_v|$, представляющий собой результирующий ветер с направлением φ и тензор дисперсии D_v с инвариантами λ_1, λ_2 и α. Совместное рассмотрение перечисленных характеристик позволяет отразить реальный режим поля ветра [10, 11]. Пример соответствия розы ветра ее первыми двумя моментами представлен на рис. 2.18.

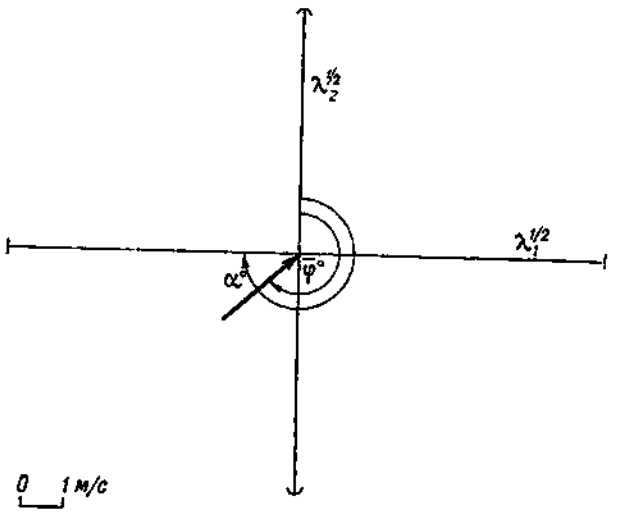


Рис. 2.18. Вектор среднего переноса $|\mathbf{m}_v|$ в направлении $\bar{\varphi}$ и эллипс среднего квадратического отклонения скорости ветра $\lambda_1^{1/2}$, $\lambda_2^{1/2}$ с направлением α по данным судовых наблюдений. Квадрат 351.44. Январь.

Напомним, что аналога параметра α в покомпонентном методе нет, что служит дополнительным ограничением применения этого метода при картировании. Параметр χ показывает отличие эллипса от окружности. Считается, что распределение ветра подчиняется нормальному круговому закону, и это используется при расчете различных вероятностных характеристик ветра. Однако на самом деле распределение ветра не всегда и не везде подчиняется этому закону, а имеет ярко выраженную эллиптичность, неучет которой приводит к значительным погрешностям расчетов. В связи с этим обстоятельством информация о режиме ветра над морем должна указывать и на эллиптичность распределения ветра, для этого и служит параметр χ.

Инвариант r характеризует устойчивость воздушного потока. Используемый метод картирования режима ветра позволяет одновременно с уплотнением данных о ветре увеличить информативность карт и сделать более содержательным применение результирующего ветра.

Сезонная изменчивость ветра обладает фазовым сдвигом во времени (например, для акваторий Баренцева и Охотского морей календарные и климатические сезоны не совпадают [54]), поэтому прежде чем описывать сезонную изменчивость ветра для Балтийского моря необходимо выделить характерные сезоны. В этой связи целесообразно рассмотреть годовой ход инвариантов $I_1^{0,5}$, r и $\mathbf{m}_v$. Как видно из рис. 2.15—2.17, для всей акватории отмечается плавный годовой ход $I_1^{0,5}$, резких изменений, которые выделяли бы переходные сезоны, нет. Это позволяет предположить, что для Балтийского моря характерно два сезона длительностью шесть месяцев каждый. Однако инварианты r и $\mathbf{m}_v$ указывают на необходимость выделения сезонов, которые совпадают с календарными.

Принято, что центральные месяцы сезонов характеризуют весь сезон. Следуя этому правилу, сезонно-пространственную изменчивость режима ветра мы выражаем именно через центральные месяцы сезонов. По данным судовых наблюдений получены перечисленные выше инварианты, которые отражают режим ветра (рис. 2.19).

Из рис. 2.19 следует, что зимой (январь) средний перенос воздушного потока характеризуется в целом по всей акватории юго-западным направлением. При этом выделяются отдельные районы, такие как квадраты 351.52, 351.54, 351.98, в которых направление среднего переноса ближе к западному, а в квадрате у берегов Литвы наблюдается южный перенос. Наиболее высокие значения модуля результирующего ветра $|\mathbf{m}_v|$ отмечаются в южной, центральной и восточной частях акватории моря.

Флюктуации воздушного потока характеризуются большей пространственной изменчивостью. Направление этих флюктуаций α в южной части моря приближается к западному, в центральной части они имеют юго-западное направление, а над северо-западной частью моря доминирует юго-восточное направление. Вместе с тем направления флюктуационных потоков α и среднего переноса φ различаются между собой незначительно, в среднем на 15°, что свидетельствует об отсутствии значительных отклонений флюктуаций от векторов средней скорости $\mathbf{m}_v$.

Для всех районов значения инвариантов $\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$ существенно превышают значения модуля среднего переноса $|\mathbf{m}_v|$, что характерно для умеренных широт [11]. На рис. 2.19*а* достаточно четко выделяются два региона, расположенные северо-восточнее и южнее о-ва Готланд, где распределение ветра близко к круговому ($\chi=0{,}95$; 0,98). Такой характер распределения эллиптичности по пространству указывает на существование в этих регионах штормовых условий, что отмечалось и в работе [35].Отличие распределения ветра от кругового наблюдается в северо-западной и юго-западной частях акватории моря и обусловлено влиянием суши.

Весной, в апреле, пространственный режим ветра характеризуется изменчивостью среднего переноса (рис. 2.19*б*). В западной и восточной частях моря наблюдается юго-западный средний перенос (φ). На осевой линии Балтийского моря и также в южной части преобладают направления φ северной четверти. Однако средние скорости $|\mathbf{m}_v|$ весенних воздушных переносов весьма малы и колеблются от 0 до 1 м/с. В квадрате 351.56 скорость среднего потока равна нулю, что характеризует примерно равное число случаев юго-западных и северо-восточных ветров, на что указывают значения $\lambda_1^{0,5}$ и $\lambda_2^{0,5}$.

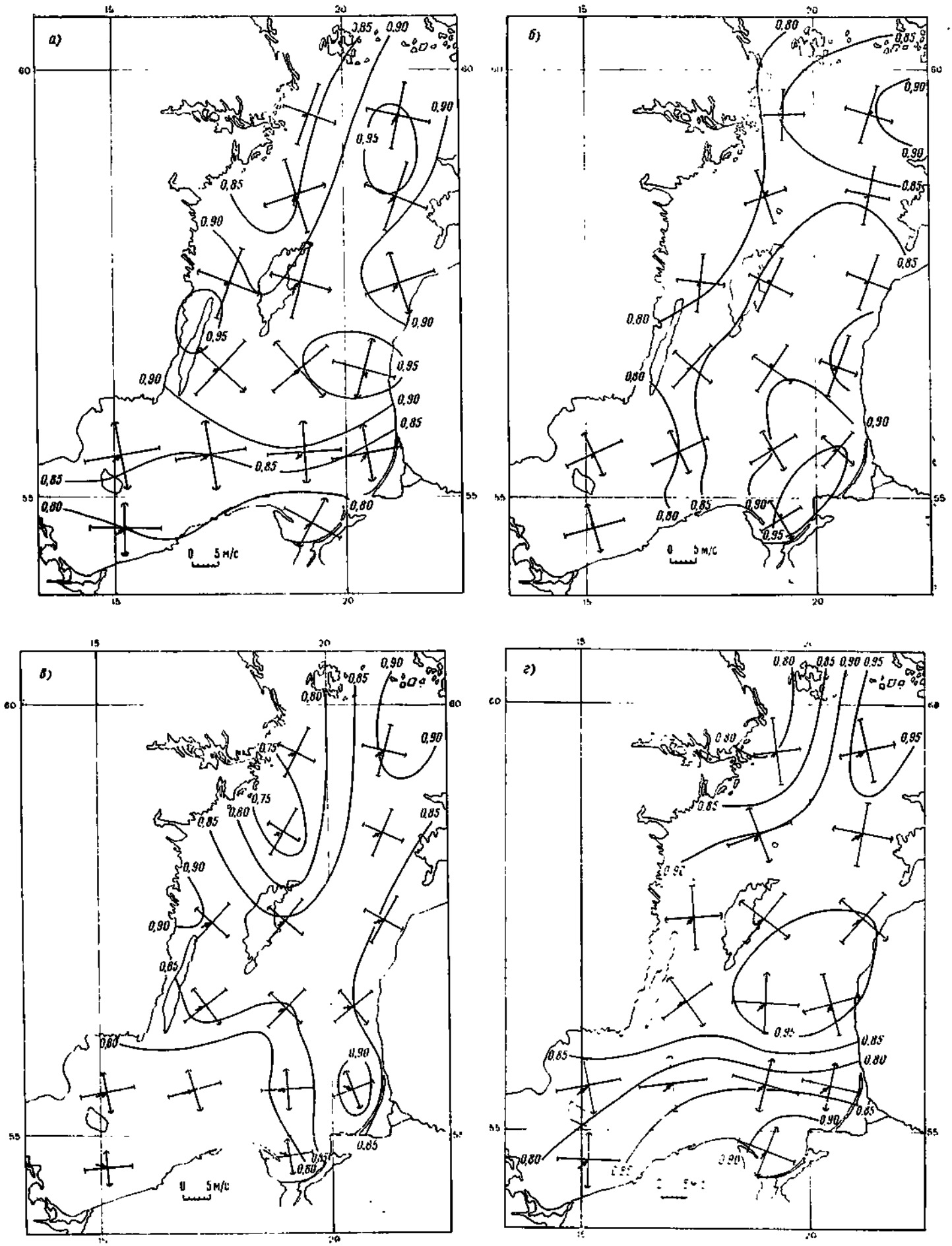


Рис. 2.19. Результирующий ветер m_v, эллипс среднего квадратического отклонения $\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$ и изолинии инварианта χ.

а — январь, *б* — апрель, *в* — июль, *г* — октябрь.

Флюктуационная часть потока в юго-западной части моря имеет юго-западное направление α и с увеличением широты последовательно сменяется на преобладающее южное направление в восточной части. В центральной части моря флюктуационный поток α имеет северное направление. Различия в направлениях φ и α весной особенно велики и достигают 90°. Значения $\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$ так же, как и зимой, заметно превышают значение модуля среднего потока $|m_v|$, но по абсолютному значению весенние инварианты $\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$ меньше зимних.

По изолиниям инварианта χ (рис. 2.19*б*) выделяются два района, где распределение ветра наиболее близко к круговому, это юго-восточный и северо-восточный районы. В отличие от зимы, весной эти районы удалены от о-ва Готланд. Весной не наблюдается и резко выраженной эллиптичности по всей поверхности моря.

Летом, в июле, средний воздушный поток характеризуется юго-западным направлением (рис. 2.19*в*). В южной, западной и северной частях моря доминирует западная составляющая, а в юго-восточной части — южная. Направления флюктуационных потоков α мало отличаются от направления среднего потока φ, за исключением восточной части моря и центра западной, где наблюдаются южные потоки. Распределение ветра близко к круговому (рис. 2.19*в*) в тех же районах, что и весной (χ=0,91; 0,93). Эллиптичность в распределении ветра летом наблюдается в северо-западной части акватории (квадрат 351.88, χ=0,72). Скорость среднего потока $|m_v|$ увеличена по сравнению с весной, но значительно меньше среднего квадратического отклонения $\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$.

В октябре (осенью) направление среднего переноса φ становится более разнообразным (рис. 2.19*г*). Так, в юго-восточной части моря вектор средней скорости ветра $|m_v|$ имеет северо-западное направление φ. В юго-западной и на юге центральной части моря ветровые потоки имеют западное направление. На остальной акватории преобладает юго-западная составляющая φ. По сравнению с летом модуль среднего ветра $|m_v|$ увеличен, но не превышает значений $\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$. Направление флюктуационного потока α изменяется с широтой. В южной части моря наблюдаются интенсивные западные переносы, которые меняются на юго-западные в центральной части моря, а в северном районе доминируют южные потоки. Изолинии инварианта χ (рис. 2.19*г*) показывают на увеличение повторяемости штормовых условий в центральной и северо-восточной частях акватории моря, где значения χ=0,96; 0,98. Кроме южной части центра акватории (квадрат 351.46), где значения χ=0,74, ярко выраженной эллиптичности в распределении ветра не наблюдается.

Таким образом, оценка сезонно-пространственной изменчивости режима ветра показывает, что, несмотря на сравнительно небольшие размеры Балтийского моря, над его поверхностью наблюдается пространственно-временна́я изменчивость ветра как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Существует также пространственная изменчивость средних показателей воздушного потока (m_v, φ), а также тензора дисперсии ($\lambda_1^{0,5}$, $\lambda_2^{0,5}$, α) флюктуационных потоков. Это означает, что районирование моря следует проводить по сезонам.

Параметр эллиптичности ветра — инвариант χ, позволил выявить, что осенью и зимой в центральной и северо-восточной частях моря наблюдаются штормовые районы. В остальные сезоны штормовые периоды смещаются к Финскому заливу и на юго-восток. Эллиптичность распределения ветра четче выражена летом в северо-западной части моря. До настоящего времени не решен важный вопрос о том, насколько далеко в море можно интерполировать наблюдения над ветром на береговых ГМС. Одним из вариантов ответа на этот вопрос могут служить изолинии инварианта χ, поскольку они определяют границы районов, в которых на берегу и в море существуют одинаковые или различные условия, обусловленные атмосферными процессами и локальными условиями.

Привычными и важными для использования в практических целях являются режимные значения скалярной скорости ветра v_s. Ранее выполненные исследования [54] показали, что распределения скорости ветра v_s можно аппроксимировать распределением Вейбулла

$$F(v_s) = \exp\left[-\alpha\,(v/v_{0,5})^k\right],$$

где $\alpha = \ln 2 = 0{,}693$, $v_{0,5}$ — медиана распределения скорости ветра, k — параметр формы, определяющий изменчивость скорости ветра (чем больше k, тем уже эмпирическое распределение, и наоборот).

Эмпирические распределения скорости ветра рассчитаны для четырех календарных сезонов и восьми районов Балтийского моря (табл. 2.22). Натурные данные объединены в сезоны с целью увеличения статистической значимости результатов. По этой же причине попутные судовые наблюдения за 1966—1975 гг. сведены к восьми районам (см. рис. 1 из [39]). Расчеты показали, что скорости ветра хорошо спрямляются на функциональной сетке Вейбулла в диапазоне 0,5—0,85 %. В качестве примера на рис. 2.20 представлено одно из таких распределений для зимы (4-й район).

Таблица 2.22

Значения параметров $v_{0,5}$ и k режимных распределений скоростей ветра на Балтийском море по данным попутных судовых наблюдений. 1964—1975 гг.

Район	Весна		Лето		Осень		Зима	
	$v_{0,5}$	k	$v_{0,5}$	k	$v_{0,5}$	k	$v_{0,5}$	k
1	6,5	1,8	6,0	1,9	8,9	2,1	9,1	2,3
2	6,2	1,7	6,0	1,9	7,0	2,2	7,0	2,2
3	6,3	1,8	6,0	1,9	8,5	2,3	8,5	2,3
4	5,8	1,8	5,7	1,8	8,0	2,0	8,2	2,2
5	7,0	1,9	6,0	1,9	8,5	2,2	8,2	2,3
6	5,9	1,8	5,6	1,8	8,2	2,3	8,6	2,2
7	7,2	2,1	6,3	1,9	8,8	2,1	8,3	2,3
8	6,9	1,9	6,2	2,0	8,8	2,2	8,4	2,2

Значения медианы скорости ветра и параметра формы k позволяют рассчитать скорость ветра заданной обеспеченности. Оценки медианы $v_{0,5}$ сняты с графиков распределений скорости ветра, соответственно для каждого района и сезона. Оценки

Таблица 2.23

Значения функции распределения Вейбулла (%) для различных оценок параметра формы k

$v/v_{0,5}$	k							
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5
0	100	100	100	100	100	100	100	100
0,5	70,72	78,27	84,39	88,47	91,70	94,06	95,76	96,04
1	50	0	50	50	50	50	50	50
1,5	35,36	28,0	21,33	14,81	9,64	5,70	3,00	2,59
2	25,01	14,09	6,26	1,98	0,39	0,04	0,002	—
2,5	17,68	6,46	1,32	0,11	0,002	—	—	—
3	12,51	2,73	0,20	0,002	—	—	—	—
3,5	8,84	1,07	0,02	—	—	—	—	—
4	6,25	0,39	0,002	—	—	—	—	—
4,5	4,42	0,13	—	—	—	—	—	—
5	3,13	0,04	—	—	—	—	—	—
5,5	2,21	0,01	—	—	—	—	—	—
6	1,56	0,004	—	—	—	—	—	—
6,5	1,10	0,001	—	—	—	—	—	—
7	0,78	—	—	—	—	—	—	—
7,5	0,55	—	—	—	—	—	—	—
8	0,39	—	—	—	—	—	—	—
9	0,20	—	—	—	—	—	—	—
10	0,10	—	—	—	—	—	—	—

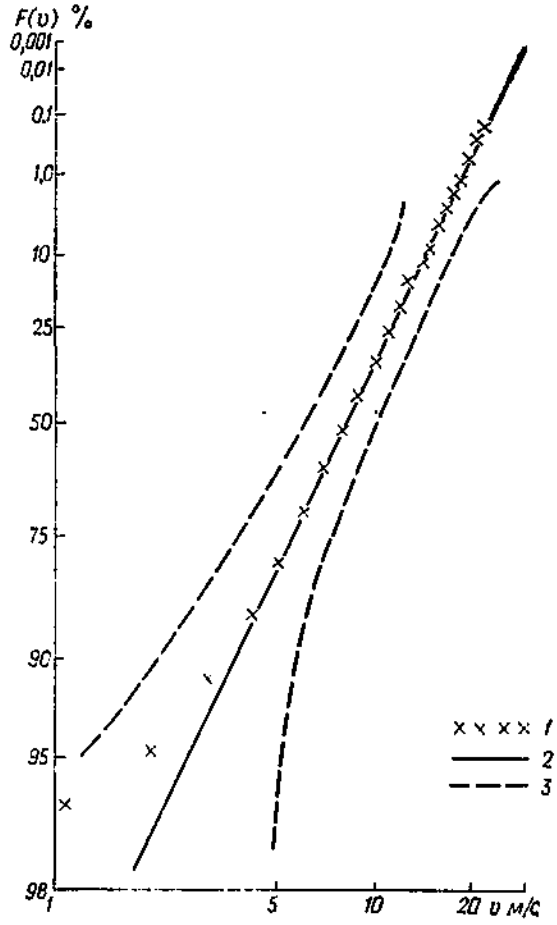


Рис. 2.20. Эмпирические функции распределения $F(v)$ скоростей ветра v по данным попутных судовых наблюдений в центральной части Балтийского моря (4-й район) на функциональной сетке Вейбулла, их аппроксимация (*2*) и доверительные границы 95 %-ной вероятности (*3*).

параметра формы вычислены по соотношению

$$k = \frac{1,61}{\ln (v_{0,25}/v_{0,75})},$$

где $v_{0,25}$ и $v_{0,75}$ — квантили распределений $F(v_s)$, полученные с графиков. Для удобства практического использования распределения Вейбулла в табл. 2.23 представлены значения k для всех районов. Рассмотрим пример расчета скорости ветра заданной обеспеченности. По табл. 2.22 для искомого сезона и района, например, для зимы 4-го района определим параметры распределений: $v_{0,5}=8,2$ м/с, $k=2,2$. По табл. 2.23 для $k=2$ (ближайшее значение к $k=2,2$) определяем v заданной обеспеченности, например для 1,32 %, тогда $v/v_{0,5}=2,5$. Следовательно, $v_{1,32\,\%}=2,5\times 8,2=$ $=20,5$ м/с.

2.6.3. Межгодовая изменчивость

Межгодовая изменчивость ветра является предметом многочисленных исследований, поскольку представляет большой интерес для проведения различных гидрометеорологических расчетов, планирования народнохозяйственной деятельности и эксплуатации гидротехнических сооружений. Однако исследование межгодовой изменчивости осложнено отсутствием длительных рядов наблюдений, нарушением однородности этих рядов, вызванных сменой приборов и сменой частоты наблюдений. Например, в СССР до 1936 г. проводились трехсрочные наблюдения, затем до 1965 г. — четырехсрочные и после 1966 г. — восьмисрочные.

Несоответствия в оценках межгодовой изменчивости, выполненных различными авторами, обусловлены как неравнозначными методами ее исследования, так и различными характеристиками ветра, используемыми в качестве индикатора межгодовой изменчивости. От вида используемой характеристики ветра во многом зависит и оценка межгодового диапазона. Как правило, выбирают средние годовые или средние месячные значения скорости ветра. Однако наибольший интерес для практики представляют периоды штормовой активности (ША) [7], которые по средним годовым или средним месячным значениям выявить весьма трудно, поскольку осреднение за месяц или год отфильтровывает ША. В качестве индикаторов ША используют число синоптических сроков, когда $v_s > 11$ м/с, число штормовых дней.

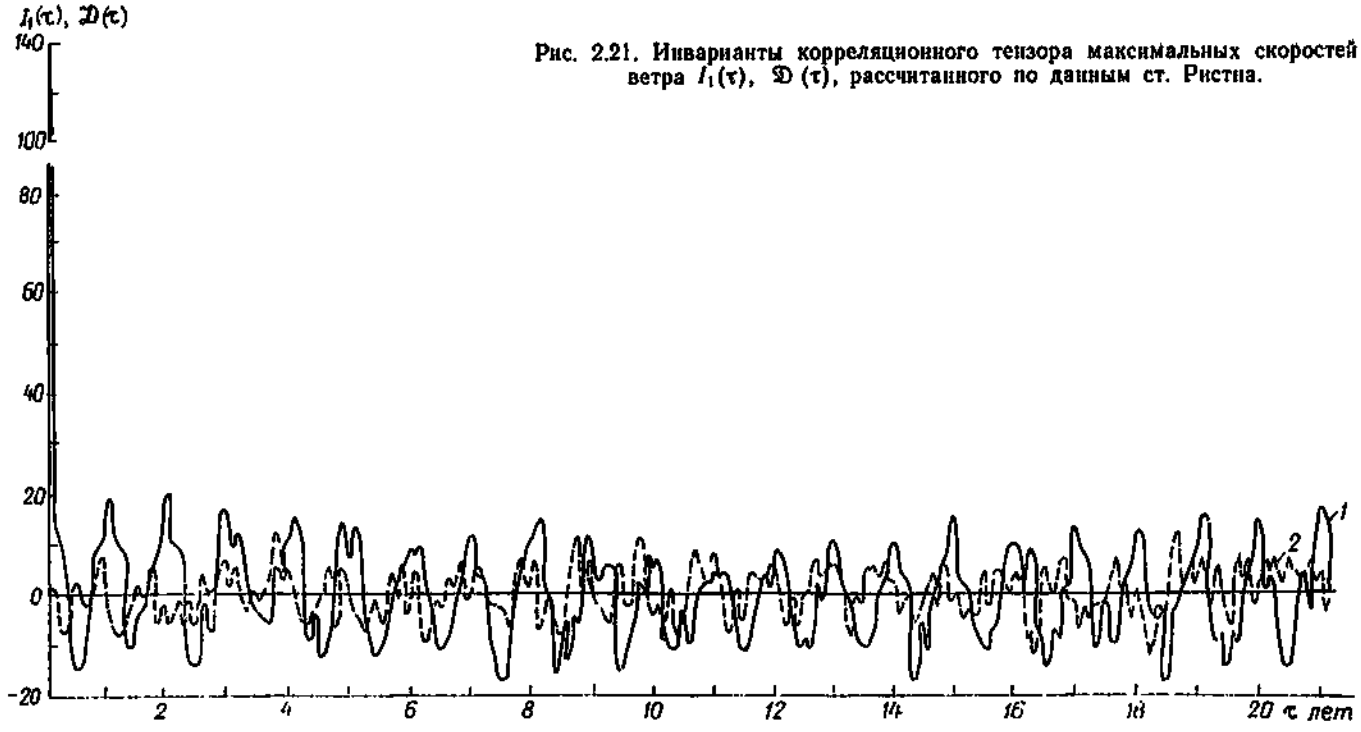


Рис. 2.21. Инварианты корреляционного тензора максимальных скоростей ветра $I_1(\tau)$, $\mathfrak{D}(\tau)$, рассчитанного по данным ст. Ристна.

Как правило, при оценке межгодовой изменчивости основываются на модуле скорости ветра, но поскольку ветер это вектор, то при исследовании этого диапазона необходимо также использовать алгоритм, представленный в работе [41].

Обычно штормовой ветер возникает под действием больших барических градиентов, которые формируются в полях циклонов и антициклонов. По этой причине были выбраны максимальные скорости ветра и их направления на двух станциях, характеризующих северную и южную части моря. Это станции Ристна на севере и Балтийск на юге за период 1946—1986 гг. Это дает возможность полнее учесть направленность воздушных движений при штормовых условиях и тем самым достовернее выявить периоды ША. Эта низкочастотная модуляция была получена путем преобразования Фурье указанных рядов и построения частотно-временных спектров.

На рис. 2.21 представлены оценки инварианта $I_1(\tau)$ и индикатор вращения $\mathfrak{D}(\tau)$ корреляционного тензора скоростей ветра, рассчитанного по ГМС Ристна. Из рисунка видно, что годовой ход инварианта $I_1(\tau)$ имеет синусоидальную форму, но, в отличие от средних месячных значений [7], обнаруживает отклонения и всплески, обусловленные тем, что штормы возникают во все сезоны (летом значительно меньше). В отличие от средних месячных [7, 31], значения индикатора вращения $\mathfrak{D}(\tau)$ близки к значениям $I_1(\tau)$, что свидетельствует о большом вкладе направления ветра в ША. Обращает внимание, что при годовом периоде значения $\mathfrak{D}(\tau)$, как правило, близки к нулю, что указывает на существование в ША циклонических и антициклонических движений воздуха. По верхней огибающей инварианта $I_1(\tau)$ можно выделить низкочастотную квазицикличность с периодом около 22 лет. Оценки инвариантов спектрального тензора, которые приведены на рис. 2.22, позволяют уточнить структурные особенности межгодовой изменчивости:

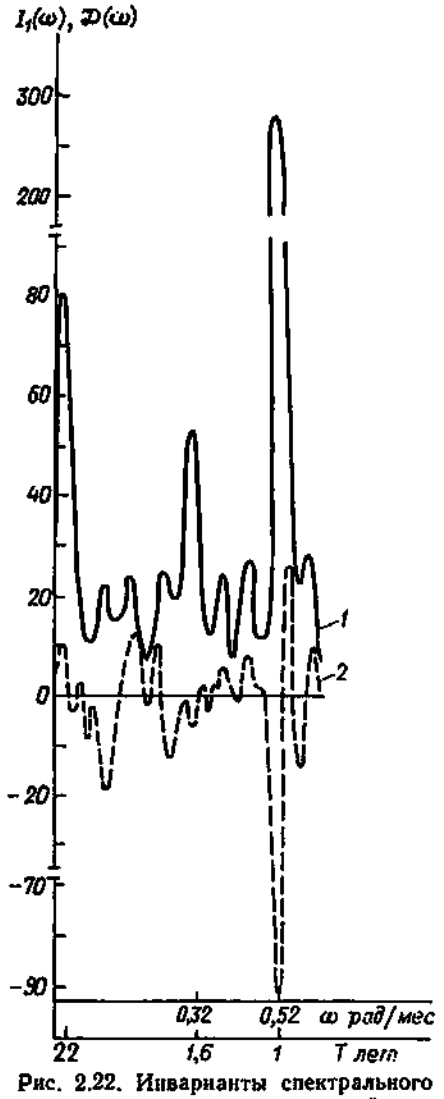


Рис. 2.22. Инварианты спектрального тензора максимальных скоростей ветра $I_1(\omega)$, $\mathfrak{D}(\omega)$, рассчитанного по данным ст. Ристна.

— наибольший вклад в ША вносит годовой ход изменений максимального ветра;

— значительный вклад в ША вносит 22-летняя квазицикличность ветра, которая превышает все остальные пики, кроме годового;

— вращательное движение $\mathfrak{D}(\omega)$ на частоте 1 год имеет резко выраженное вращение против часовой стрелки, что свидетельствует о преобладающей роли в ША циклонических полей;

— спектр имеет выраженный пик на периоде около 1,6 лет в диапазоне межгодовой изменчивости.

Приведенный анализ структуры максимальных ветров не является полным, поскольку не позволяет оценить временны́е интервалы 22-летнего квазицикла. Этот результат можно получить при расчетах частотно-временно́го спектра. На рис. 2.23 приведены инварианты $I_1(\omega, t)$ тензора частотно-временно́й спектральной плотности максимального ветра, вычисленные по ГМС Ристна. Расчеты проводились по шести последовательным участкам реализации продолжительностью 11 лет с перекрытием в 5 лет, поскольку значительной энергии в этот период на спектре $I_1(\omega)$ не обнаруживается.

На рис. 2.23*а* видна модуляция годовой гармоники с цикличностью около 30 лет. В межгодовой изменчивости отмечается 22-летняя цикличность ША, с периодом пониженной ША с 1958 (±2 года) по 1968 г. (±2 года), а также с 1977 (±2 года) по 1986 г. (±2 года). Повышенная ША отмечается примерно с конца сороковых годов по 1959 г. (±2 года), а также с 1968 г. (±2 года) по 1977 г. (±2 года).

Полученные временны́е интервалы ША хорошо совпадают с результатами работы [7], где использовались другой индикатор и метод анализа ША. Результаты расчетов, выполненные по данным ГМС Балтийск и приведенные на рис. 2.23*б*, показывают, что структура межгодовой изменчивости подобна структуре для ГМС Ристна. Анализ частотно-временны́х спектров $I_1(\omega, t)$, выполненный по двум ГМС, расположенным в разных участках Балтийского моря, дает возможность обобщить данный результат для всей поверхности моря.

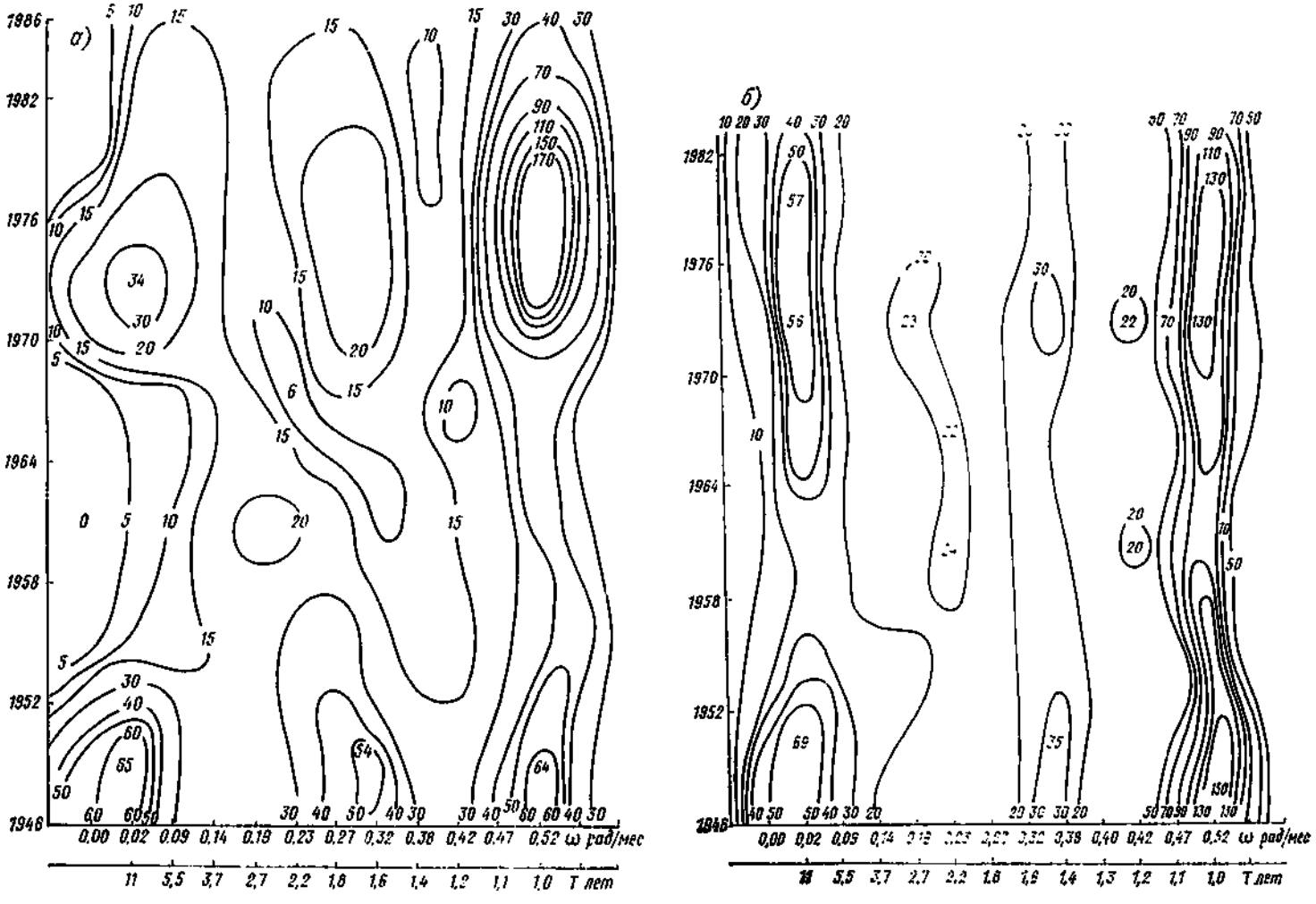


Рис. 2.23. Инварианты $I_1(\omega, t)$ тензора $S(\omega, t)$, рассчитанного по максимальным скоростям ветра, по данным ст. Ристна (*а*) и ст. Балтийск (*б*).

2.7. Облачность

2.7.1. Годовой ход общей облачности

Выявление годовой ритмики общей облачности и элементов модуляции годового хода выполнялось по данным семи прибрежных станций с помощью оценки реализаций средних месячных значений общей облачности за 1970—1974 гг. (рис. 2.24).

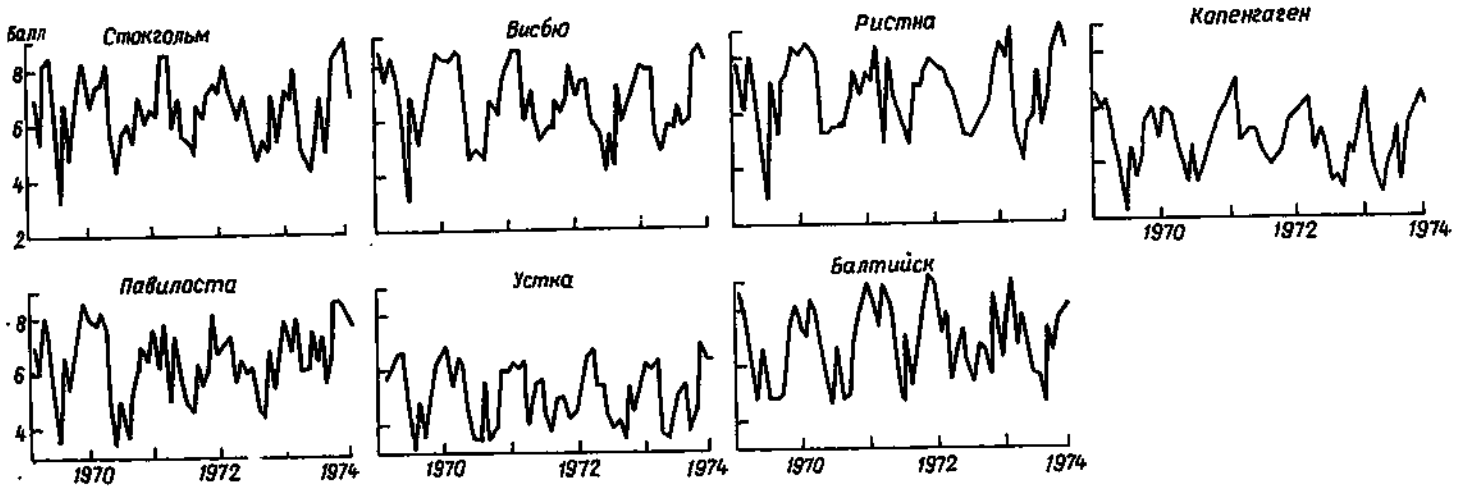


Рис. 2.24. Отрезки реализаций средних месячных значений общей облачности. 1970—1974 гг.

Как и для других метеорологических величин, были рассмотрены четыре наиболее показательные характеристики: наибольшие и наименьшие значения, средние значения и размах.

По средним значениям общей облачности в береговой зоне (рис. 2.24) выделяются два района моря — северо-восточный и южный. В северо-восточном районе средние месячные значения общей облачности изменяются от 3,1 до 9,2 балла, в южном районе — от 2,4 до 7,1 балла, т. е. верхняя граница значений здесь на 2,1 балла ниже.

В целом наибольшие в годовом ходе значения общей облачности изменяются от 7,1 балла в Устке до 9,2 балла в Ристне. Наиболее «облачными» являются юго-западный (Балтийск) и северо-восточный (Ристна) районы моря, где наибольшее среднее значение облачности за 5 лет — 8,8 и 8,7 балла соответственно. Кроме того, в Ристне отмечается и наибольшее значение за весь период среди всех станций — 9,2 балла (1974 г.). «Облачными» являются также районы Стокгольма и Висбю — 8,6 балла, а на южном побережье этот показатель составляет 6,7 балла в Копенгагене и 6,8 балла в Устке. Наибольшая облачность отмечается в ноябре—феврале, особенно в ноябре.

Оценка наименьших в году значений общей облачности показывает, что по характеру изменения здесь также выделяются два района — северо-восточный и южный. При колебаниях наименьших значений общей облачности от 2,4 до 4,6 балла по акватории в целом, в северо-восточной части они изменяются от 3,1 до 4,6 балла (на 1,5 балла), а в южной от 2,4 до 3,1 балла (на 0,7 балла).

Характерно, что и средние наименьшие показатели общей облачности за 5 лет, также заметно различаются: в северной части моря они больше 4 баллов, а в южной всегда меньше 4 баллов. Наиболее облачным по этому показателю также оказывается юго-восток моря (Балтийск) со средним значением за 5 лет 4,7 балла и северо-восток (Ристна) — 4,6 балла. Наименьшее среднее количество облаков отмечается в Копенгагене — 3,2 балла. Меньше всего облаков отмечается преимущественно летом, в июле, но нередко в апреле и мае.

Характер годового хода средних значений общей облачности выявляет наличие годовой ритмики и позволяет применить метод ПКСП. В качестве примера в табл. 2.24 приведены вероятностные характеристики годового хода для ст. Балтийск, а на рис. 2.25 представлены кривые $m(t)$ и $\sigma(t)$ для береговых станций.

Как видно из рис. 2.25, годовой ход математического ожидания для общей облачности представлен кривыми, в большинстве своем не когерентными кривым среднего квадратического отклонения.

Максимальная общая облачность на станциях довольно значительна, но выявить какие-либо географические особенности в ее распределении не удалось. Значения максимумов изменяются от 7,2 балла (Павилоста) до 8,2 балла (Висбю), т. е. на 1 балл.

Таблица 2.24

Вероятностные характеристики внутригодовой изменчивости общей облачности (балл). Ст. Балтийск

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	7,9	7,8	6,6	6,5	5,8	5,8	6,2	5,9	6,2	7,0	8,0	8,2
$\sigma(t)$	0,6	0,6	1,1	1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9	1,1	0,6	0,7
$D(t)$	0,4	0,4	1,2	1,9	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	1,2	0,4	0,5
$x_{0,25}$	7,4	7,3	5,7	5,8	4,9	5,2	5,3	4,9	5,4	6,2	7,6	7,7
Me	7,9	7,7	6,6	6,7	6,0	5,8	6,0	6,2	6,3	7,4	8,1	8,3
$x_{0,75}$	8,4	8,2	7,4	7,3	6,6	6,4	6,7	6,7	6,7	7,7	8,4	8,6
T	7,9	7,7	6,6	6,6	5,9	5,8	6,0	6,0	6,2	7,2	8,1	8,2
Q	1,0	0,9	1,7	1,5	1,7	1,2	1,4	1,8	1,3	1,5	0,8	0,9
$x_{мин}$	6,9	6,0	4,4	4,0	4,0	4,6	4,5	4,2	4,4	3,4	6,6	6,2
$x_{макс}$	9,0	9,2	8,9	8,1	7,3	7,8	7,5	7,1	7,9	8,7	9,1	9,2

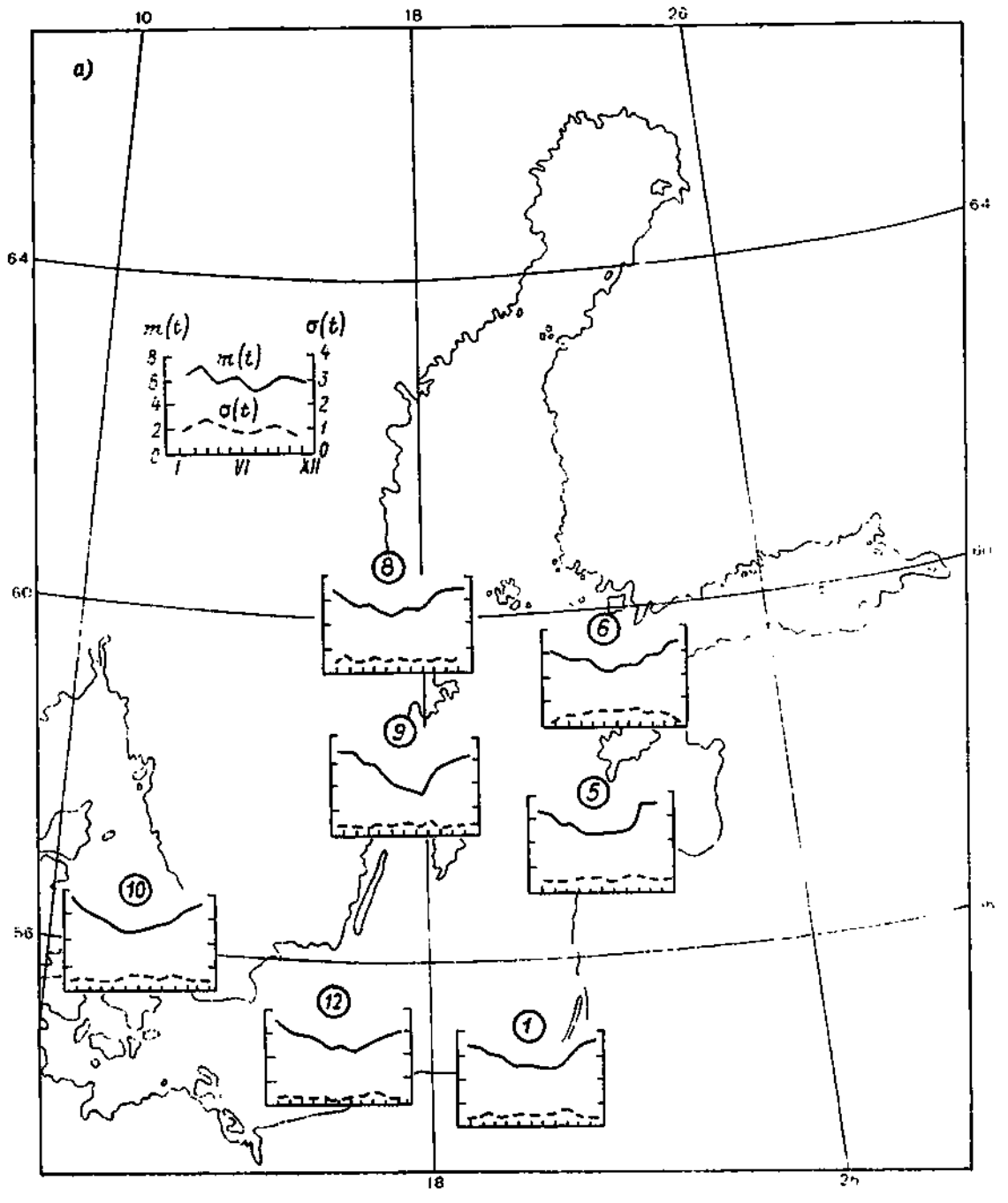
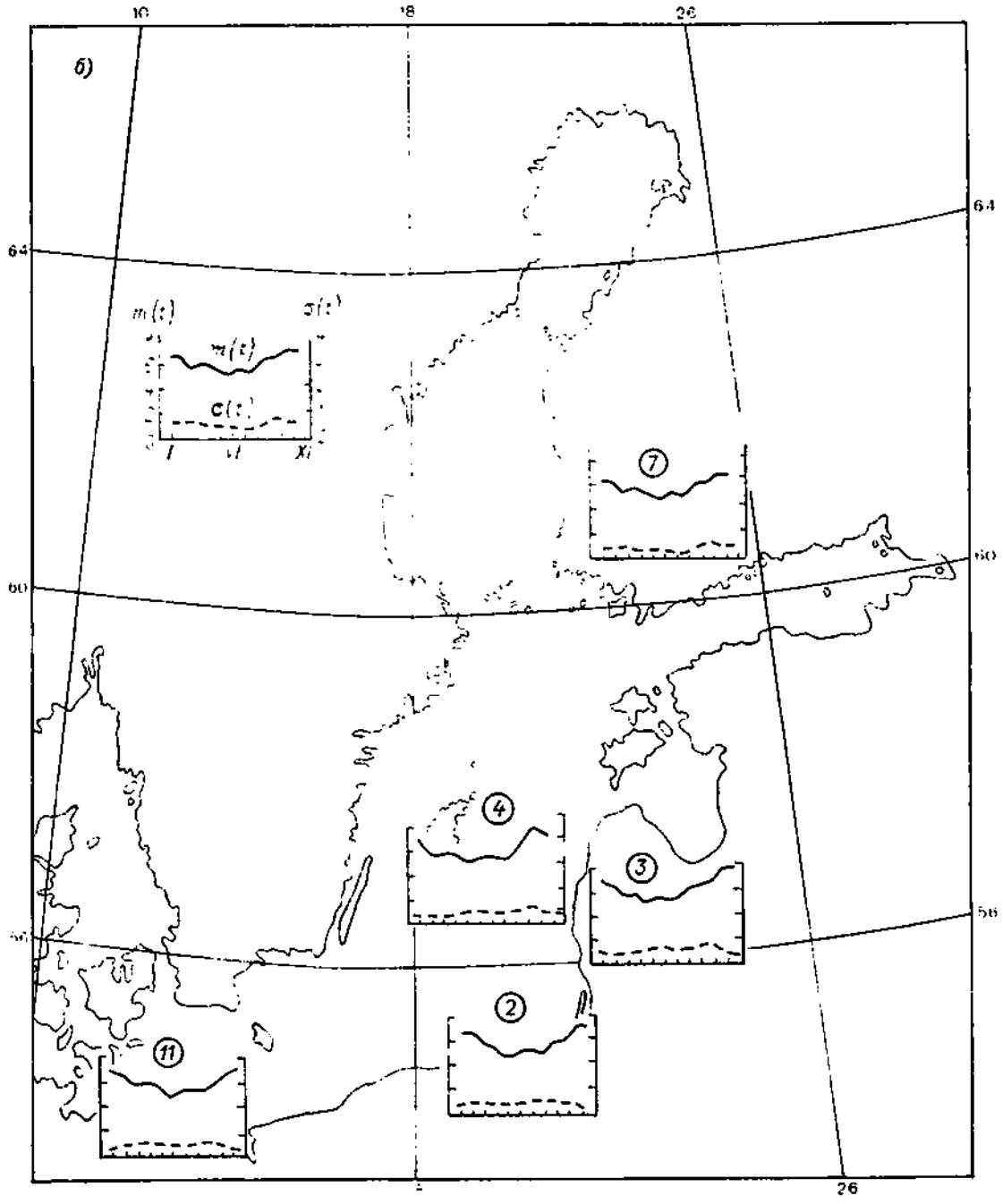


Рис. 2.25. Оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего аналитических ($а$) и информационных

Большие значения максимумов характерны для юго-западного и южного побережья: Висбю — 8,2, Копенгаген — 8,1, Устка — 7,9 балла. От Балтийска до Стокгольма максимальные значения общей облачности несколько меньше и изменяются от 7,4 до 7,7 балла. Максимумы на всех станциях прибрежной зоны приурочены, как правило, к январю и февралю.

Минимальные значения общей облачности изменяются в больших пределах — от 2,8 балла в Ристне до 5,3 балла в Устке, т. е. на 2,5 балла. Несколько меньше минимумы на восточном побережье моря — 2,8—3,7 балла, на западном и южном несколько выше и изменяются от 4,7 до 5,3 балла. Наименьшая общая облачность отмечается в основном в переходный период от весны к лету — май и июнь, в отдельных районах (Устка) они могут наблюдаться и в августе.

Анализ кривых годового хода среднего квадратического отклонения $\sigma(t)$ на прибрежных станциях (рис. 2.25) показывает большое разнообразие в отклонениях среднего значения общей облачности. Так, максимальные $\sigma(t)$ изменяются от 0,8 до 1,7 балла. Причем наибольшие значения 1,1—1,7 балла характерны почти для всех станций береговой зоны. Более устойчивы средние значения в проливах (Копенгаген, 0,8 балла). Характерны неоднократные повторения в течение года одних и тех же значений. Максимумы $\sigma(t)$ отмечаются и летом — в июне, июле, и зимой — в декабре и январе.



квадратического отклонения $\sigma(t)$ общей облачности по данным (*б*) станций.

Минимумы $\sigma(t)$ имеют несколько меньший диапазон колебаний — от 0,4 до 1,0 балла. Однако бóльшие значения — от 0,7 до 1,0 балла, характерны в основном для восточного побережья (Балтийск, Павилоста, Ристна). Во всех других районах они не превышают 0,5 балла, а наименьшие (0,4 балла) отмечаются в Копенгагене. Чаще всего они повторяются осенью и в начале зимы (декабрь). Весной минимумы, как правило, не отмечаются. Для минимальных значений $\sigma(t)$ характерны неоднократные в течение года повторения на нескольких станциях прибрежной зоны.

По результатам анализа можно сделать вывод, что годовой ход выражен слабо, а следовательно, для Балтийского моря характерна устойчивость $m(t)$ для общей облачности.

Для оценки особенностей внутригодовой изменчивости общей облачности наряду с ПКСП-анализом был применен и квантильный анализ (табл. 2.24).

Степень близости распределения данных по общей облачности к нормальному так же, как и для других метеовеличин, оценивается путем сравнения разностей $m(t)$ — Ме и $m(t) - T$. По данным прибрежных станций разность $m(t)$ — Ме чрезвычайно мала и не превышает 8—9 % повсеместно. Аналогичный результат оказывается и при оценке разности $m(t) - T$: для тех же семи станций она не превышает 7 % $m(t)$. Характерно также, что чаще всего наибольшие разности отмечаются в конце весны и летом, т. е. с мая по август, а в отдельных случаях — в феврале. Наименьшие разности отме-

чаются в основном зимой (в декабре) и реже в октябре и ноябре.

Таким образом, оценка разностей $m(t) - \text{Me}$ и $m(t) - T$ на прибрежных станциях определенно указывает на близость распределения к нормальному.

2.7.2. Сезонная изменчивость общей облачности

С помощью приведенных выше методов расчета характеристик изменчивости общей облачности оказывается возможным исследовать и сезонную изменчивость. В качестве примера в табл. 2.25 и на рис. 2.26 приведены вероятностные оценки для четырех прибрежных станций.

Как видно из рис. 2.26, «ящики с усами» представляют образ кривой сезонного хода общей облачности с общим для всех станций минимумом зимой. Объем информации, заключенный в каждом «ящике», позволяет выполнить сравнительную оценку сезонной изменчивости.

Зимой самое высокое положение медианы на всех станциях (7,5—8,0 балла) соответствует максимальным средним значениям облачности во всех районах прибрежной зоны моря. Обращает внимание различие интерквантильных расстояний: в Балтийске и Ристне оно составляет 0,5 и 0,8 балла, а в Стокгольме и Копенгагене — 1,1 и 1,0 балла. Значение медианы близко к трехсреднему и только в Копенгагене смещено в сторону максимума (более длинного из «усов»). Колебания экстремальных значений довольно велики — от 1,7 до 2,4 балла, но пределы колебаний среднего значения зимой небольшие — от 0,3 балла в Балтийске до 0,9 балла в Стокгольме.

Весной «ящики с усами» заметно увеличиваются, за исключением Копенгагена, интерквантильное расстояние изменяется в пределах от 0,8 балла в Копенгагене до 1,1 балла в Ристне. Медиана также близка к преобладающему значению общей облачности, но почти везде смещена в сторону максимума. Колебания экстремальных значений несколько возрастают — от 2,2 балла в Копенгагене до 2,8 балла в Балтийске и Стокгольме. Среднее значение общей облачности весной на 1,3—1,8 балла меньше, чем зимой.

Летом среднее значение общей облачности минимальное из всех сезонов: оно на 0,4—0,8 балла меньше, чем весной, и на 1,9—2,6 балла меньше, чем зимой. Однако «ящики с усами» летом больше, чем в другие сезоны (Балтийск), или равны им (Ристна, Стокгольм, Копенгаген). Медиана близка к значениям трехсреднего и несколько смещена в сторону максимума на станциях Балтийск, Стокгольм и Копенгаген, а на ст. Ристна — к минимуму. Для лета характерен большой разброс максимумов и минимумов.

Осенью средние значения общей облачности заметно возрастают (примерно на 1,2—1,6 балла) по сравнению с летом. На всех станциях, за исключением Ристны, размеры «ящиков с усами» увеличиваются. Однако значения медианы мало отлича-

Таблица 2.25

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости общей облачности (балл)

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Ст. Балтийск				Ст. Ристна				Ст. Стокгольм				Ст. Копенгаген			
$m(t)$	7,9	6,3	5,9	7,1	8,0	6,4	5,9	7,5	7,5	6,2	5,4	7,0	7,8	6,0	5,2	6,7
$\sigma(t)$	0,3	0,6	0,5	0,4	0,4	0,7	0,9	0,4	0,9	0,9	0,7	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5
$D(t)$	0,1	0,4	0,2	0,2	0,2	0,5	0,8	0,2	0,8	0,8	0,5	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2
$x_{0,25}$	7,7	5,8	5,3	6,7	7,6	5,8	5,3	7,1	6,9	5,5	4,7	6,4	7,2	5,6	4,6	6,1
Me	8,0	6,2	6,0	7,0	8,1	6,5	6,1	7,5	7,4	6,2	5,5	7,0	7,9	6,0	5,4	6,8
$x_{0,75}$	8,2	6,7	6,3	7,5	8,4	6,9	6,4	7,8	8,0	6,5	5,8	7,4	8,2	6,1	5,5	7,1
T	8,0	6,2	5,9	7,1	8,0	6,4	6,0	7,5	7,4	6,1	5,4	7,0	7,8	6,0	5,2	6,7
Q	0,5	0,9	1,0	0,8	0,8	1,1	1,1	0,7	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	0,8	0,9	1,0
$x_{\text{мин}}$	7,1	4,8	4,8	5,6	7,2	5,0	3,7	6,6	6,4	4,8	3,9	6,1	8,5	6,9	5,9	7,7
$x_{\text{макс}}$	8,5	7,6	7,0	8,0	8,9	7,6	7,6	8,6	8,8	7,6	6,5	8,0	6,8	4,7	4,4	5,9

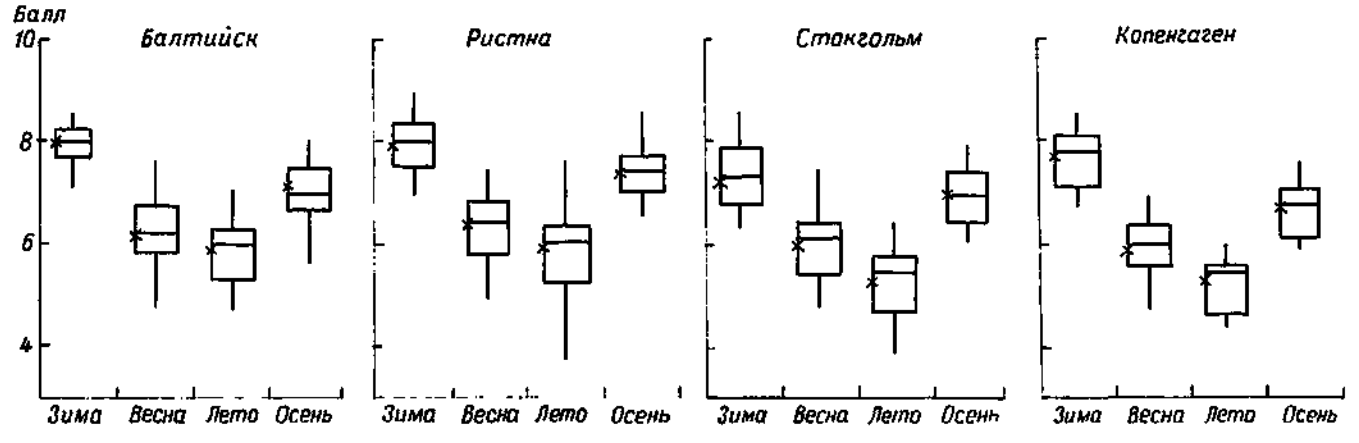


Рис. 2.26. Вероятностные оценки (ящики с усами) сезонной изменчивости общей облачности.

ются от трехсреднего и, за исключением Балтийска, смещены в сторону максимумов, т. е. в сторону более длинного из «усов» ящика.

2.7.3. Межгодовая изменчивость общей облачности

Оценка межгодовой изменчивости общей облачности выполнена по реализациям средних годовых значений для 11 прибрежных станций, расположенных по периметру моря (рис. 2.27).

пая и Ристна). За весь период только в 1969 и 1975 гг. общая облачность не превышала 6,5 балла, именно в эти годы чаще всего отмечались минимальные значения.

На западном и южном побережье моря (рис. 2.27) максимальные значения общей облачности оказываются несколько ниже, чем на восточном. Они изменяются от 6,9 балла (Стокгольм, 1966, 1977 гг. и Копенгаген, 1977, 1978 гг.) до 7,5 балла (Грейфсвальд, 1977 г.), т. е. на 0,6 балла.

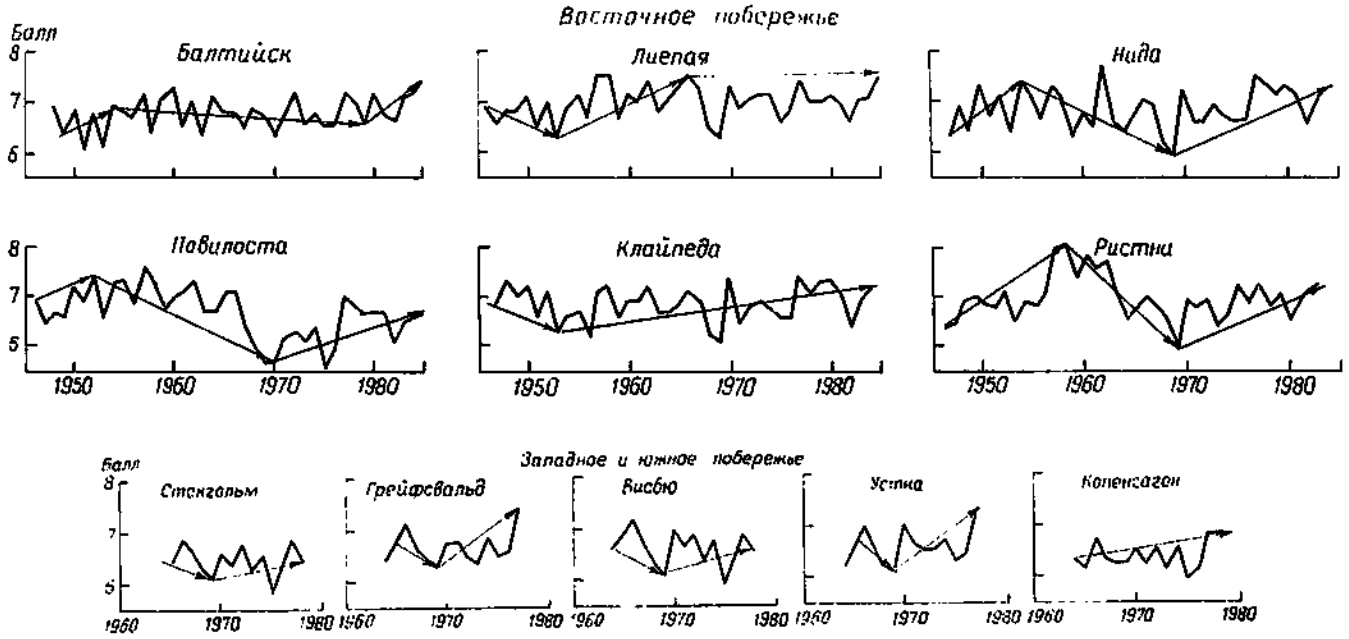


Рис. 2.27. Тенденции межгодовой изменчивости общей облачности на восточном, западном и южном побережье Балтийского моря.

Как видно из рисунка, на станциях восточного побережья диапазон изменения средней годовой общей облачности довольно велик, от 5,6 баллов в Павилосте (1975 г.) до 8,0 баллов в Ристне (1958 г.), т. е. 2,4 балла.

Наибольшие значения общей облачности изменяются в целом незначительно — от 7,4 балла (Клайпеда, 1970, 1979 гг.) до 8,0 баллов (Ристна, 1958 г.). Общее число случаев, когда на станциях отмечаются максимальные средние годовые значения общей облачности, довольно велико — 10 случаев на шести станциях, причем такие значения повторяются в Лиепае четыре раза, а в Клайпеде два раза, и по одному разу на остальных станциях. Характерно, что время наступления максимумов чрезвычайно растянуто — они отмечались по одному разу в 1962, 1966, 1970 и 1977 гг., а в 1957, 1958 и 1985 гг. по два раза. Однако наиболее «пасмурными» т. е. когда среднее значение облачности по всем станциям восточного побережья оказывалось выше 7 баллов, можно считать 1957 г. (≈7,5 балла), 1962 г. (≈7,4 балла) и 1985 г. (≈7,3 балла).

Изменения минимумов общей облачности менее значительны: от 5,6 балла (Лиепая, 1975 г.) до 6,3 балла (Клайпеда, 1953, 1969 гг.), т. е. 0,8 балла. Выделяется общий для большинства станций год с минимальными значениями облачности (1969 г.), когда минимумы отмечались одновременно на четырех станциях (Нида, Клайпеда, Лие-

На пяти исследуемых станциях максимумы наблюдались шесть раз, из них 4 случая имели место в 1977 г. и 2 случая в 1966 г.

Колебания минимальных значений общей облачности невелики: они изменяются от 5,9 балла (Стокгольм, Висбю, 1975 г.) до 6,3 балла (Грейфсвальд, 1969 г.), т. е. на 0,4 балла. Минимальные значения отмечались один раз в году на трех станциях (1975 г.) и на двух станциях в 1969 г.

В целом характер межгодового хода на западном, южном и восточном побережье моря имеет незначительные различия, обусловленные, по-видимому, местными особенностями. Слабо выражена и связь изменчивости общей облачности с широтой места, что может быть объяснено господством однотипных морских воздушных масс во всем регионе.

Как показывает экспертная оценка тенденций (рис. 2.27 и табл. 2.26), долгопериодные тенденции характерны в основном для юга и юго-востока моря. Они имеют различную продолжительность — от 11 до 23 лет. Так, долгопериодная тенденция спада четко выражена в Балтийске (23 года), Ниде (16 лет), Павилосте (17 лет) и Ристне (11 лет). Вместе с тем долгопериодная тенденция роста отмечается в Ниде (1971—1985 гг.) и наиболее четко в Клайпеде (1954—1985 гг.) и Копенгагене (1964—1978 гг.).

Устойчивый рост общего количества облаков характерен для станций западного и южного побе-

Таблица 2.26

Продолжительность тенденций изменений общей облачности на прибрежных станциях

Станция	Период спада	Число лет	Квазистационарный период	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	1955—1972	23	—		1948—1954	7
					1979—1985	7
Нида	1955—1970	16	—		1947—1954	8
					1971—1985	15
Клайпеда	1946—1953	8	—		1954—1985	22
Лиепая	1946—1953	8	1967—1985	19	1954—1966	13
Павилоста	1953—1969	17	—		1947—1952	6
					1970—1985	6
Ристна	1959—1969	11	—		1947—1958	12
					1970—1985	6
Стокгольм	1964—1969	6	—		1970—1978	9
Висбю	1966—1969	4	—		1970—1978	9
Копенгаген	—		—		1964—1978	15
Грейфсвальд	1966—1969	4	—		1970—1978	9
Устка	1966—1969	4	—		1970—1979	9

режья, где примерно с 1970 г. он повсеместно приходит на смену уменьшения облачности и продолжается до 1978 г.

Иначе говоря, в большинстве районов над морем в последние годы, начиная с 1970 г., отмечается тенденция роста общего количества облаков. Этот процесс характерен и для восточной, и для западной, и для южной прибрежных зон моря. Наиболее устойчиво эта тенденция выражена на станциях Нида, Клайпеда и Копенгаген.

Пространственно-временна́я оценка характеристик изменчивости средних многолетних значений общей облачности для прибрежных станций выполнена так же, как и для температуры, с помощью квантильного анализа (табл. 2.27, рис. 2.28).

Таблица 2.27

Вероятностные характеристики межгодовой изменчивости общей облачности (балл) на прибрежных станциях

Станция	$m(t)$	$\sigma(t)$	$D(t)$	$x_{0,25}$	Me	$x_{0,75}$	T	Q	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Балтийск	6,8	0,3	0,1	5,9	6,8	7,8	6,8	1,9	3,4	9,2
Нида	6,8	0,4	0,2	5,9	7,0	7,9	7,0	2,0	3,2	9,4
Клайпеда	6,9	0,3	0,1	5,9	6,9	7,8	6,9	1,9	3,6	9,5
Лиепая	7,0	0,3	0,1	6,0	7,1	7,9	7,0	1,9	3,4	9,6
Павилоста	6,7	0,5	0,2	5,7	6,8	7,7	6,7	2,0	2,8	9,7
Ристна	7,0	0,4	0,2	6,0	7,1	8,0	7,0	2,0	3,1	10,0
Турку	6,6	0,4	0,2	5,7	6,6	7,5	6,6	1,8	3,0	9,5
Стокгольм	6,5	0,3	0,1	5,6	6,5	7,3	6,5	1,7	3,3	9,3
Висбю	6,6	0,3	0,1	5,6	6,7	7,9	6,7	2,3	3,1	9,1
Копенгаген	6,4	0,3	0,1	5,5	6,3	7,5	6,4	2,0	3,1	9,1
Грейфсвальд	6,7	0,3	0,1	5,9	6,7	7,5	6,7	1,6	3,6	9,0
Устка	6,8	0,5	0,2	5,7	6,7	7,7	6,7	2,0	4,1	9,3

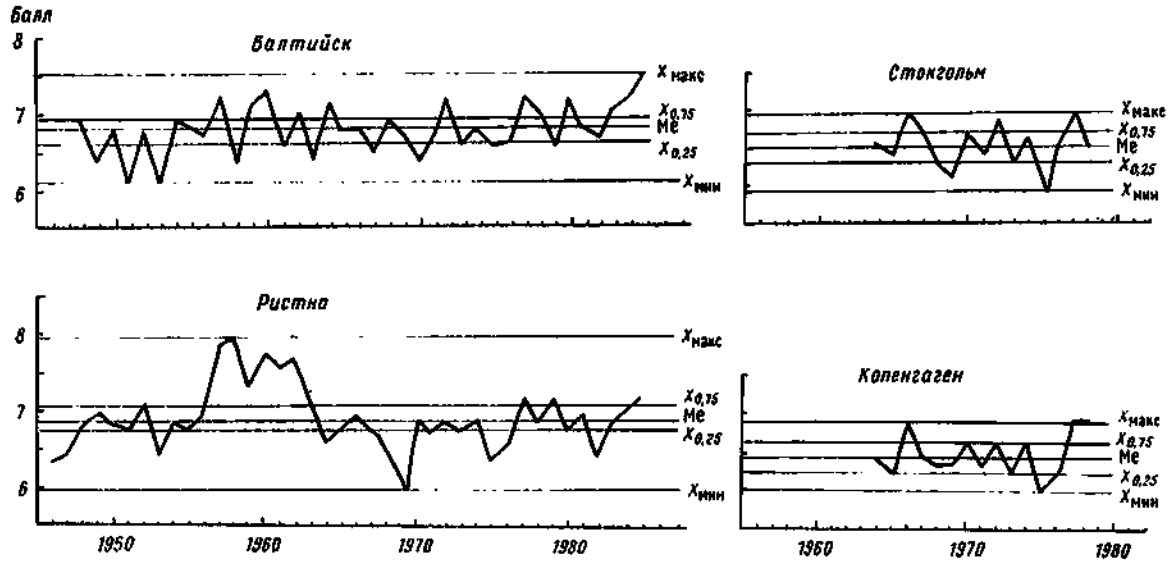


Рис. 2.28. Вероятностные оценки межгодовой изменчивости общей облачности.

По вероятностным оценкам общей облачности (рис. 2.28) для всех станций оказывается возможным выявить периоды, характеризующиеся как близкие к нормальным или экстремальные. За норму приняты значения 50 %-ной обеспеченности, находящиеся в пределах от $x_{0,25}$ до $x_{0,75}$.

2.7.4. Число ясных и пасмурных дней по общей облачности

Число ясных дней. Как видно из табл. 2.28, число ясных дней в бассейне Балтийского моря невелико. Его средние значения изменяются от 23,4 до 37,1, т. е. разность составляет 13,7. Вместе с тем наибольшее число ясных дней (60, Стокгольм, 1969 г.) примерно вдвое превышает среднее значение, наименьший из максимумов (41, Лиепая, 1969 г.) также выше среднего многолетнего значения. Колебания максимальных значений превышают колебания средних более чем в два раза. Для максимальных значений характерен небольшой разброс по времени и пространству: 12 раз они отмечались на 12 станциях, в том числе на 10 станциях одновременно в 1969 г. и только на двух станциях максимум отмечался в другие годы — в Балтийске в 1969 г. и в Копенгагене в 1975 г., но и на этих станциях в 1969 г. наибольшие значения близки к максимальным.

Наименьшее число ясных дней в прибрежной зоне изменяется от 8 (Балтийск, 1977, 1985 гг.) до 24 (Висбю, 1965 г.) — разность 16, т. е. больше, чем для средних значений. Для него характерен большой разброс во времени наступления: минимумы отмечались 14 раз в 6 различных лет, но наибольшее число случаев имело место в 1977 г. и в 1985 г. на шести и на трех станциях одновременно, в другие годы — преимущественно по одному разу. Это говорит о том, что число ясных дней неустойчивый показатель и чаще всего зависит от глобальных атмосферных процессов, при этом локальные процессы, отражающие или влияние местных условий, или частные особенности циркуляции, несомненно вносят свой вклад в увеличение повторяемости ясных дней в регионе.

Внутригодовой ход числа ясных дней имеет ряд особенностей. Максимальное среднее число ясных дней невелико, но и оно изменяется в широких пределах — от 3,4 (Балтийск) до 8,3 (Висбю), т. е. разность составляет 3,9. Время наступления максимумов в течение года выражено довольно четко — это май и июнь, когда они отмечаются на 10 станциях из 12. Только на ст. Турку максимум отмечается в марте, а на ст. Грейфсвальд — в августе.

Минимальные средние значения числа ясных дней в годовом ходе очень низки и изменяются от 0,4 (Висбю) до 1,6 (Стокгольм). Разброс минимумов по времени наступления меньше, чем максимумов, хотя число случаев (16) больше. Можно отметить, что наименьшее число ясных дней приходится на ноябрь (11 случаев) и декабрь (4 случая). Только 1 случай минимального числа ясных дней отмечен в феврале — в Балтийске. Характерно, что в декабре минимальные значения отмечаются в основном на станциях восточного побережья (Балтийск, Нида, Ристна), тогда как на остальных, за исключением Стокгольма, — в ноябре.

Число пасмурных дней. Для бассейна Балтийского моря характерно превышение числа пасмурных дней (табл. 2.29) над числом ясных дней примерно в 6 раз. Действительно, среднее многолетнее число пасмурных дней колеблется от 113,0 в Балтийске до 158,2 в Ристне, где пасмурные дни

Таблица 2.28

Среднее число ясных дней по общей облачности

Станция	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	1948—1985	1,4	1,2	3,0	2,3	3,4	3,1	2,6	2,2	2,4	1,9	1,2	1,2	27,7
Нида	1946—1985	1,5	2,0	3,9	3,1	4,1	3,9	3,2	3,4	2,6	1,7	0,7	0,7	30,8
Лиепая	1950—1985	1,1	1,4	3,6	2,3	3,6	2,9	2,3	2,0	1,6	1,1	0,6	0,9	23,4
Павилоста	1946—1985	1,1	1,5	3,8	3,0	4,8	3,9	3,7	3,3	2,0	1,2	0,6	0,9	30,1
Турку	1964—1979	2,2	2,2	5,0	2,9	4,4	4,8	3,1	2,8	1,1	1,3	0,8	1,4	32,0
Стокгольм	1964—1979	1,8	2,3	3,2	2,8	5,2	6,4	3,9	3,9	2,2	2,2	1,7	1,6	37,1
Висбю	1964—1978	1,1	1,0	3,3	2,8	5,8	7,3	4,7	4,1	1,8	1,6	0,4	0,7	34,6
Копенгаген	1964—1978	1,1	1,3	3,7	2,8	4,3	5,1	4,1	5,1	2,1	1,9	0,7	1,1	33,4
Грейфсвальд	1964—1979	1,5	1,7	3,3	1,7	4,4	4,4	3,6	4,6	3,1	1,9	1,4	2,0	33,5
Устка	1964—1979	1,7	1,5	3,3	2,0	4,5	4,6	3,5	4,4	2,2	1,6	1,1	1,4	31,7

Таблица 2.29

Среднее число пасмурных дней по общей облачности

Станция	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	1948—1985	14,3	12,1	8,5	6,8	4,9	4,5	5,0	4,3	5,5	9,5	15,0	15,9	113,0
Нида	1947—1985	18,2	14,9	12,1	10,4	7,9	7,7	9,0	8,2	9,5	13,1	19,0	20,5	149,2
Лиепая	1950—1985	19,3	15,0	12,6	11,3	9,4	8,1	9,6	9,1	9,9	13,6	19,2	20,3	156,4
Павилоста	1946—1985	17,5	14,6	11,5	10,3	7,6	7,3	8,6	7,7	9,5	12,8	18,5	19,4	145,0
Ристна	1946—1985	18,9	16,3	12,6	11,7	9,1	8,4	9,1	8,6	10,4	14,5	19,5	20,3	158,9
Турку	1964—1979	17,4	13,9	11,8	11,1	8,3	6,3	9,3	7,3	9,9	13,9	17,7	17,9	144,6
Стокгольм	1964—1979	18,3	14,6	12,4	12,4	8,6	6,1	9,4	7,4	9,3	14,4	15,9	17,0	145,8
Висбю	1964—1978	20,5	17,3	13,2	10,9	7,5	4,9	7,9	7,2	8,6	14,3	17,4	20,3	150,1
Копенгаген	1964—1978	20,0	15,8	12,5	9,1	7,7	5,0	6,9	4,1	7,1	13,2	14,7	18,1	134,2
Грейфсвальд	1964—1978	17,8	13,7	13,2	10,6	11,3	7,8	8,5	5,8	8,9	13,2	15,3	18,1	144,3
Устка	1964—1979	17,9	14,9	12,2	10,4	10,1	7,0	6,7	6,1	7,6	13,0	15,4	17,6	138,9

составляют 43,3 % дней в году, т. е. разность довольно велика — 45,2.

Максимальное число пасмурных дней превышает среднее примерно на 30 % и колеблется от 153 (Висбю, 1977 г.) до 229 (Ристна, 1960 г.), т. е. разность составляет 76. Время наступления максимумов чрезвычайно разбросано — они отмечались в 7 различных годах на 12 станциях. Только в 1966 г. максимумы были зафиксированы одновременно на пяти станциях, а в 1977 г. — на трех станциях, при этом они отмечаются в разных и чрезвычайно удаленных друг от друга районах моря. Так, в 1966 г. наибольшее число пасмурных дней зафиксировано на станциях Лиепая, Турку, Висбю, Фредрик и Устка, в 1977 г. на станциях Стокгольм, Копенгаген и Грейфсвальд. На всех других станциях максимумы отмечались по одному — два раза и в различные годы.

Динамика межгодовой изменчивости средних минимальных значений числа пасмурных дней за период исследования также неустойчива. В целом минимальные значения довольно высоки, а наибольшие из них превышают нижнее значение среднего многолетнего. Они изменяются от 74 (Турку, 1975 г.) до 122 (Ристна, 1975 г.), т. е. с разностью 48 по периметру моря.

Время наступления наименьших значений за весь исследуемый период различно — 7 разных лет, из которых только в 1975 г. минимумы зафиксированы одновременно на трех удаленных друг от друга станциях — Ристна, Турку и Висбю, а в 1979 г. на двух — Стокгольм и Фредрик. На всех других станциях минимальные значения числа пасмурных дней отмечались по одному разу и в различные годы.

Отсутствие естественной взаимосвязи в межгодовом ходе числа пасмурных дней, и особенно между значениями и временем наступления экстремумов на разных станциях, позволяет предположить влияние на них различных по характеру синоптических процессов.

Оценка внутригодового хода числа пасмурных дней подтверждает эти предположения. Так, наибольшее число пасмурных дней в году изменяется от 15,9 в Балтийске до 20,5 в Ниде и Висбю. Иначе говоря, в отдельные месяцы число пасмурных дней на Балтике составляет 50—70 %. В годовом ходе четко выражен максимум, обусловленный естественными природными процессами. Время наступления максимума — зима (декабрь и январь), причем в декабре наблюдалось 7 случаев, а в январе 5. В другие месяцы года максимум числа пасмурных дней не зафиксирован. Характерен некоторый сдвиг во времени наступления максимумов: для станций восточного побережья — декабрь, для станций западного и южного побережья — январь.

Минимальное число пасмурных дней в среднем за месяц невелико и изменяется от 4,1 в Копенгагене до 8,4 в Ристне. Время наступления минимумов (лето) здесь обозначено довольно четко: минимумы отмечаются на пяти станциях в июне и на семи станциях в августе. В остальные месяцы минимальное число пасмурных дней не зафиксировано. В пространственном распределении минимумов отмечается другая закономерность. В августе они зафиксированы в южной и западной частях моря, в июне — в северной части моря на восточном и западном побережье. Это, по-видимому, может быть объяснено «открытостью» первой группы станций для воздействия южных и юго-западных потоков и некоторой изолированностью от этих потоков станций второй группы.

2.7.5. Годовой ход нижней облачности

Годовая ритмика нижней облачности и элементы модуляции годового хода выявляются также с помощью оценки реализаций нижней облачности за 1970—1974 гг. (рис. 2.29). Как видно из рисунка, среднее количество нижней облачности в районах северного и южного побережий моря заметно различается. В северной и восточной частях моря нижняя облачность изменяется от 1,0 до 8,8 балла, т. е. разность составляет 7,8 балла. В районах, прилегающих к южному побережью моря (Копенгаген и Устка), диапазон изменения среднего количества нижней облачности несколько меньше: 1,8—6,9 балла. Заметно уменьшается и

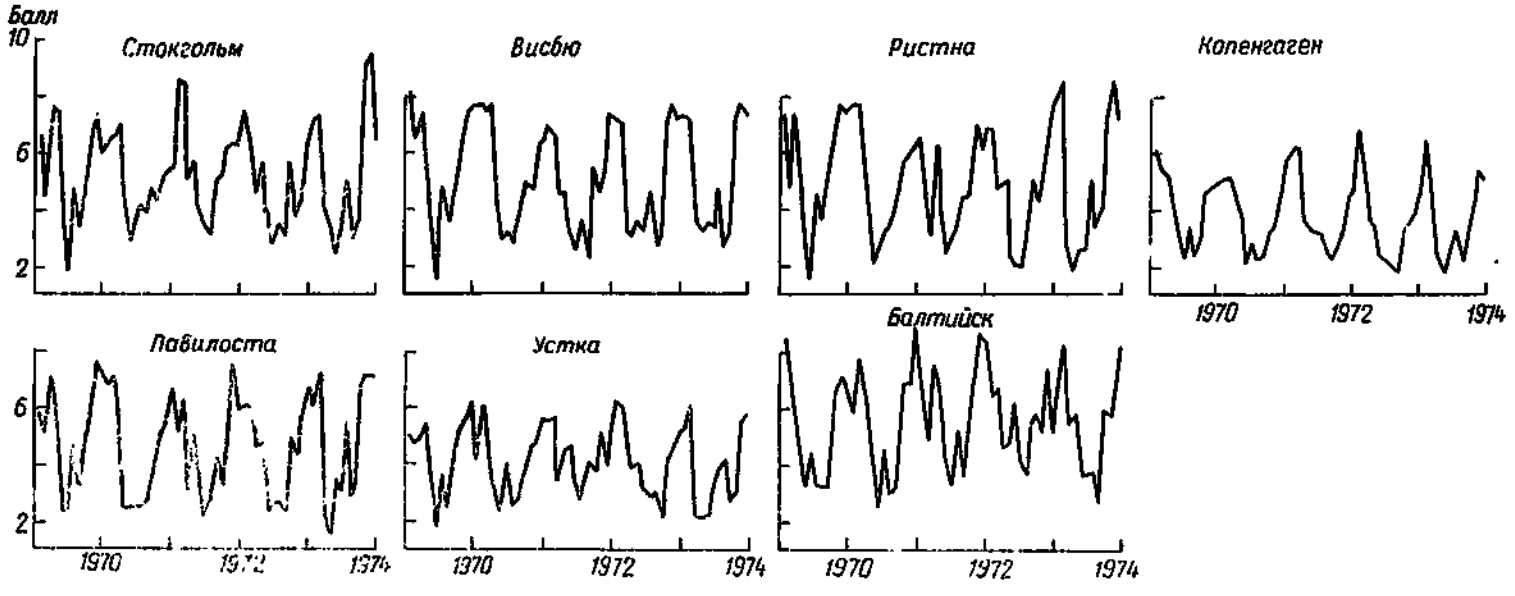


Рис. 2.29. Отрезки реализации средней месячной нижней облачности. 1970—1974 гг.

разность — 5,1 балла, что на 2,7 балла меньше, чем в северной и восточной частях моря.

Наибольшие в годовом ходе значения нижней облачности по всему периметру моря изменяются также довольно существенно — от 5,7 балла в Устке до 8,8 балла в Балтийске (на 3,1 балла). В восточной части моря — от 6,7 балла в Павилосте до 8,8 балла в Балтийске, т. е. на 2,1 балла. В южной части моря наибольшие значения оказываются ниже, чем в северной, сужается и диапазон их изменений — от 5,7 балла в Устке до 6,9 балла в Копенгагене, т. е. на 1,2 балла.

За исследуемый период наибольшие значения зафиксированы 37 раз, из них 13 — в январе, 7 — в ноябре и декабре, 6 — в феврале. Иначе говоря, наибольшая облачность свойственна периоду с ноября по февраль, но самым облачным является январь.

Наименьшее в годовом ходе количество нижней облачности также изменяется в широких пределах — от 1,0 балла в Павилосте до 3,6 балла в Балтийске, т. е. на 2,6 балла. Эти показатели одновременно характеризуют и диапазон изменения количества облаков в северной части моря, тогда как в южной части колебания минимальных значений уменьшаются от 1,8 до 2,8 балла, что составляет всего лишь 1,0 балла. Общее число случаев наименьшего количества облаков по периметру моря — 39 за весь исследуемый период. Время, когда отмечается наименьшее количество облаков, в основном апрель—август. Однако наиболее безоблачными оказываются май и июнь, когда наблюдалось 10 и 13 случаев наименьшей облачности соответственно, в июле и августе — 6 случаев, в апреле — 3 случая.

Характер модуляции годового хода средних значений нижней области показывает наличие годовой ритмики и позволяет применить метод ПКСП для оценок годового хода. В результате были получены вероятностные характеристики, которые в качестве примера для ст. Балтийск приведены в табл. 2.30 и для 13 прибрежных станций на рис. 2.30. Как видно из рисунка, кривые математического ожидания $m(t)$ в большинстве своем не когерентны кривым среднего квадратического отклонения $\sigma(t)$.

Максимальные значения нижней облачности на прибрежных станциях несколько ниже, чем общей, и изменяются в очень незначительном диапазоне — от 6,9 балла в Стокгольме до 7,6 балла в Ристне, т. е. на 0,7 балла, при этом изменения максимумов происходят довольно равномерно по всей береговой линии моря. Время наступления максимумов нижней облачности в годовом ходе выделяется очень четко — это декабрь, когда максимум отмечался на шести станциях одновременно. Однако самый низкий максимум отмечался в Стокгольме в январе.

Разброс минимальных значений облачности также невелик и по пространству и по времени наступления. Диапазон изменений от 2,7 балла в Висбю до 3,7 балла в Балтийске, т. е. 1,0 балла.

Меньшие из минимумов характерны для островных станций: Ристна — 2,8 балла и Висбю — 2,7 балла. На станциях восточного, западного и южного побережий значения минимумов изменяются мало и не превышают 0,5 балла. Время, когда отмечаются минимальные значения нижней

Таблица 2.30

Вероятностные характеристики внутригодовой изменчивости нижней облачности (балл). Ст. Балтийск

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI
$m(t)$	7,0	6,5	5,1	4,7	3,7	3,8
$\sigma(t)$	0,9	1,0	1,7	1,4	1,0	0,9
$D(t)$	0,8	1,0	2,9	2,0	1,0	0,8
$x_{0.25}$	6,4	5,8	4,2	3,8	3,0	3,2
Me	7,2	6,6	5,0	4,6	4,1	3,7
$x_{0.75}$	7,6	7,2	6,2	5,8	4,5	4,1
T	7,1	6,6	5,1	4,7	3,9	3,7
Q	1,3	1,4	2,0	2,0	1,5	0,9
$x_{мин}$	4,8	3,8	2,1	2,2	1,7	2,3
$x_{макс}$	8,8	8,5	7,6	6,4	6,0	6,6

Характеристика	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	4,2	4,1	4,7	5,8	7,2	7,4
$\sigma(t)$	1,0	1,0	1,1	1,2	0,8	0,8
$D(t)$	1,0	1,0	1,2	1,4	0,6	0,6
$x_{0.25}$	3,3	3,1	3,4	5,1	6,3	7,0
Me	3,9	4,2	4,8	6,1	7,2	7,4
$x_{0.75}$	5,1	5,0	5,6	6,7	7,7	8,0
T	4,0	4,1	4,6	6,0	7,1	7,5
Q	1,8	1,9	2,2	1,6	1,4	1,0
$x_{мин}$	2,6	2,2	2,6	2,2	6,7	5,0
$x_{макс}$	6,7	6,0	7,0	7,7	8,8	8,8

облачности, также определено очень четко — это лето. На пяти станциях минимумы отмечаются в июне и только на двух станциях восточного побережья в мае.

Оценка кривых среднего квадратического отклонения для прибрежных станций (рис. 2.30) показывает, что колебания средних значений нижней облачности чрезвычайно разнообразны и имеют широкий временной диапазон. Для некоторых кривых характерны два, три и более пиков и отмечаются они практически во все сезоны года.

Максимальные значения среднего квадратического отклонения небольшие — от 0,8 балла в Копенгагене до 1,7 балла в Балтийске. Характерно, что по данным станций восточного побережья значения $\sigma(t)$ довольно равномерно уменьшаются от 1,7 балла в Балтийске до 1,3 балла в Ристне. В Стокгольме и Висбю $\sigma(t)$ составляет 1,2 балла, а затем в направлении на юг продолжает уменьшаться до 1.0 балла. Самыми неустойчивыми оказываются показатели нижней облачности на восточном побережье и в северной части моря. Время наступления наибольших значений $m(t)$ не совпадает с временем наступления максимумов ни на одной станции и их разброс велик: с января по апрель, а также в августе (Павилоста) и в сентябре (Копенгаген).

Минимальное среднее квадратическое отклонение в целом незначительно и, за исключением Павилосты (1,0 балла), изменяется в пределах 0,4 балла. Однако на семи станциях минимумы $\sigma(t)$ наблюдались 18 раз. Только в Ристне и Устке отмечается один минимум на кривой $\sigma(t)$ (рис. 2.30), на всех других станциях их не менее трех. Временной диапазон минимумов — с мая по декабрь. Минимальные значения $\sigma(t)$ также ни на одной станции не совпадают с минимальными значениями $m(t)$.

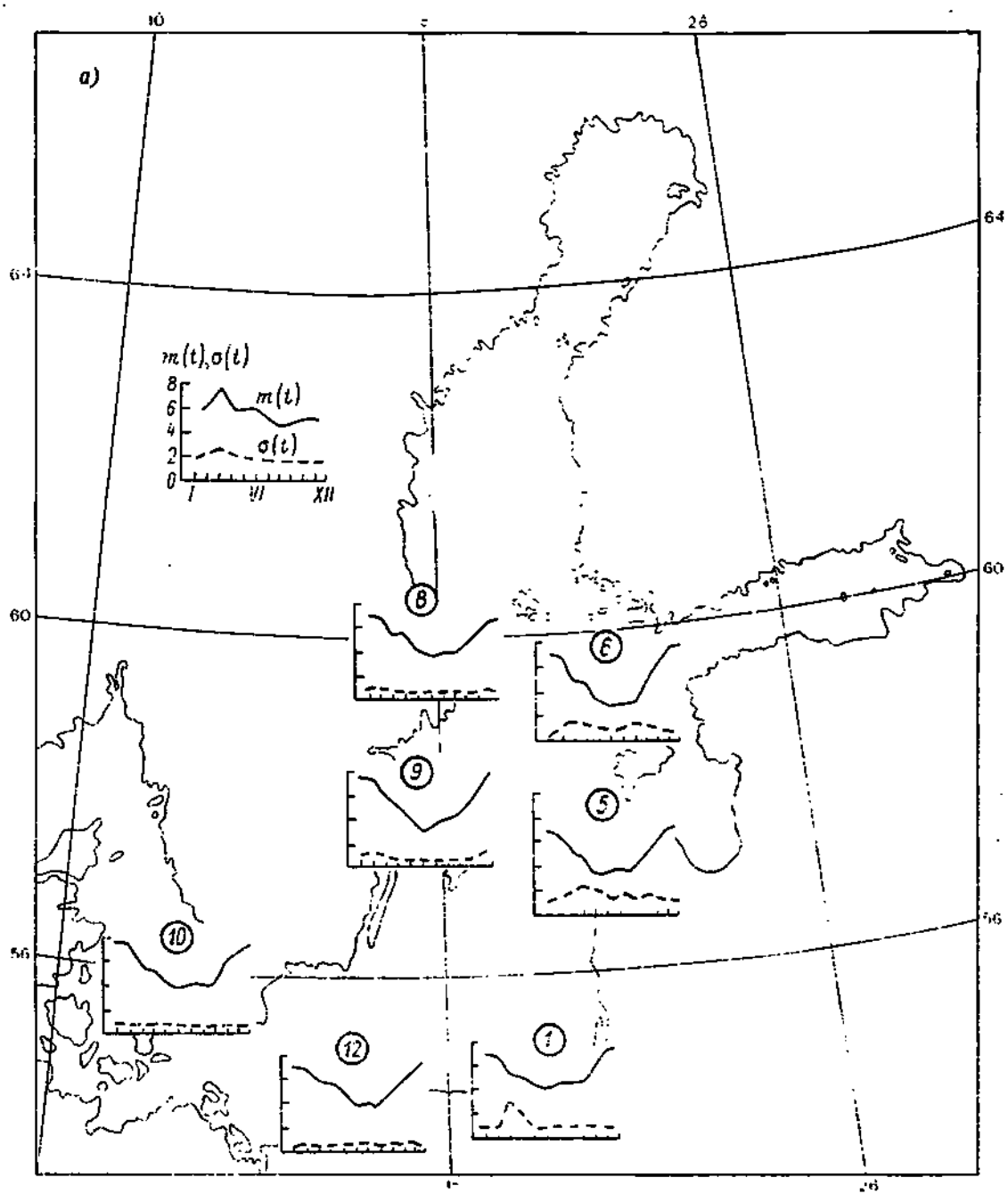


Рис. 2.30. Оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего аналитических (a) и информационных

Для оценки особенностей внутригодовой изменчивости нижней облачности наряду с ПКСП-анализом был применен и квантильный анализ (см. табл. 2.24).

Степень близости распределения данных по нижней облачности к нормальному оценивается путем сравнения разностей $m(t) - \text{Me}$ и $m(t) - T$.

По данным прибрежных станций значения $m(t)$, Me и T различаются крайне незначительно и их разности не превышают 5 % $m(t)$. Иначе говоря, по данным прибрежных станций исследуемое распределение близко к нормальному.

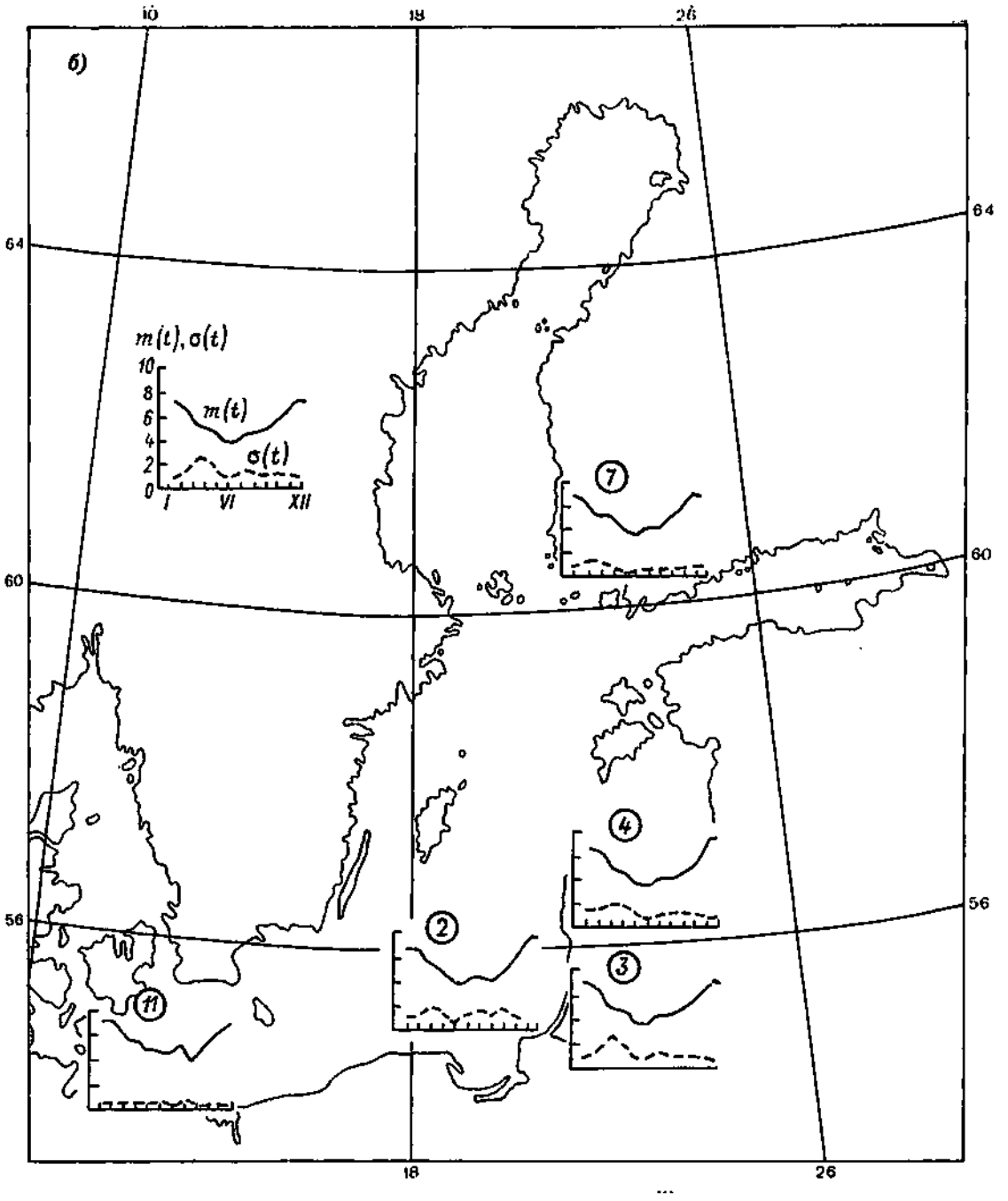
2.7.6. Сезонная изменчивость нижней облачности

Сезонная изменчивость нижней облачности оценивается с помощью квантильных характеристик. В качестве примера характеристики сезонной изменчивости представлены в табл. 2.31, а на рис. 2.31 приведены вероятностные оценки — «ящики с усами» для четырех прибрежных станций.

Как видно из рисунка, «ящики с усами» представляют образ кривой сезонного хода нижней облачности с общим для всех станций минимумом летом и максимумом зимой. Объем информации, заключенный в «ящиках с усами», позволяет выполнить сравнительную оценку сезонной изменчивости нижней облачности.

Зимой на всех прибрежных станциях отмечается самое высокое положение медианы относительно оси абсцисс (зимний максимум). Значения Me колеблются незначительно — от 6,6 до 7,3 балла.

С другой стороны, интерквартильное расстояние Q существенно зависит от района моря. Наи-



квадратического отклонения $\sigma(t)$ нижней облачности по данным (*б*) станций.

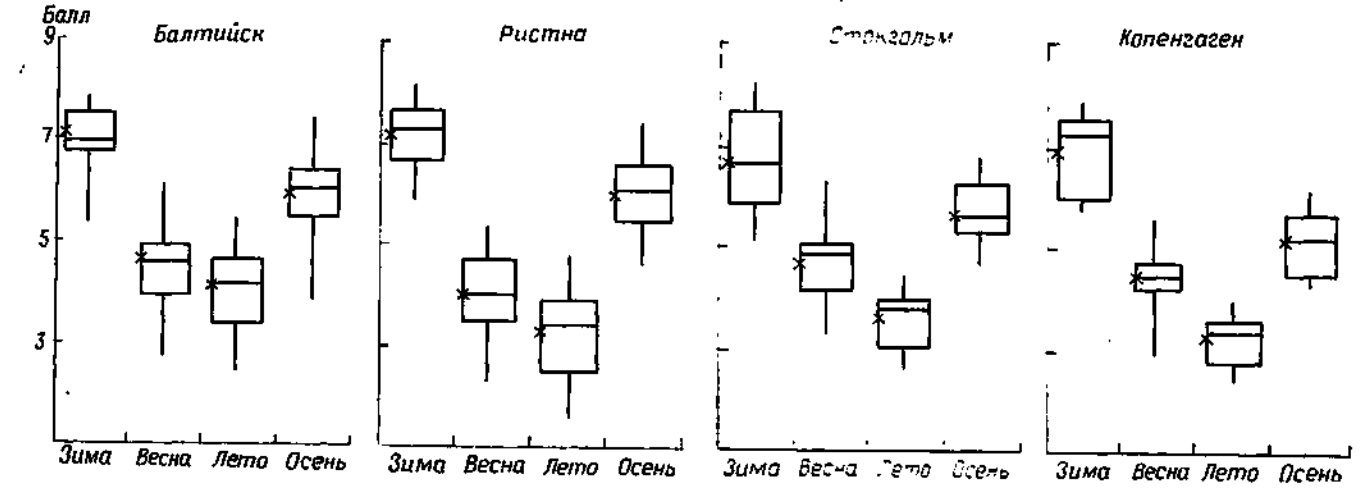


Рис. 2.31. Вероятностные оценки (ящики с усами) сезонной изменчивости нижней облачности.

Таблица 2.31

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости нижней облачности (балл)

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Ст. Балтийск				Ст. Ристна				Ст. Стокгольм				Ст. Копенгаген			
$m(t)$	7,0	4,5	4,0	5,9	7,1	4,1	3,3	6,0	6,7	4,7	3,5	5,7	6,9	4,5	3,3	5,2
$\sigma(t)$	0,5	0,7	0,7	0,7	0,5	0,7	0,8	0,6	0,8	1,0	0,6	0,7	9,5	0,5	0,4	0,4
$D(t)$	0,2	0,5	0,5	0,5	0,2	0,5	0,6	0,4	0,8	1,0	0,4	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2
$x_{0,25}$	6,7	3,9	3,3	5,4	6,6	3,5	2,5	5,5	5,8	4,1	3,0	5,3	6,0	4,2	2,8	4,5
Me	6,9	4,5	4,1	6,0	7,2	4,1	3,4	6,1	6,6	4,8	3,7	5,6	7,2	4,5	3,4	5,2
$x_{0,75}$	7,4	4,9	4,5	6,3	7,6	4,7	3,9	6,5	7,6	5,0	3,9	6,2	7,5	4,7	3,6	5,7
T	7,0	4,5	4,0	5,9	7,1	4,1	3,3	6,0	6,6	4,6	3,6	5,6	6,9	4,5	3,3	5,2
Q	0,7	1,0	1,2	0,9	1,0	1,2	1,4	1,0	1,8	0,9	0,9	1,0	1,5	0,5	0,8	1,2
$x_{\text{мин}}$	5,3	2,8	2,9	3,8	5,9	2,4	1,6	4,7	5,1	3,3	2,6	4,6	5,9	2,9	2,7	4,5
$x_{\text{макс}}$	7,7	6,1	5,3	7,4	8,1	5,4	4,8	7,4	8,2	6,3	4,4	6,7	7,8	5,7	3,8	6,1

большие значения Q отмечаются в западных и юго-западных районах с максимумом 1,8 балла в Стокгольме. Минимальное значение интерквартильного расстояния (меньше 1 балла), а следовательно, и наиболее устойчивые Me характерны для Балтийска.

Медиана практически совпадает с трехсредним в Балтийске, Ристне и Стокгольме и только в Копенгагене несколько смещена в сторону максимума. Размах крайних значений небольшой — немного больше 2 баллов, за исключением Стокгольма, где он превышает 3 балла.

Весной количество нижней облачности уменьшается, и на всех станциях Me ниже, чем зимой. В отличие от зимы, наибольшее интерквартильное расстояние имеет место на станциях восточного и юго-восточного побережья, а в западных и юго-западных районах «ящики» невелики — с минимумом Q (0,5 балла, Копенгаген) и соответственно с наиболее устойчивыми значениями Me. Медиана весной практически для всех станций совпадает с трехсредним, а размах крайних значений довольно велик и составляет 3,0 балла и более на всех станциях.

Летом наблюдается минимальное количество нижней облачности и соответственно наименьшие значения медиан — 4,0 балла и менее. Однако для станций восточного и юго-восточного побережья характерна наибольшая изменчивость нижней облачности и наибольшие размеры «ящиков». Интерквартильное расстояние в Балтийске и Ристне составляет 1,2 и 1,4 балла соответственно.

В Стокгольме и Копенгагене значения Q невелики (0,9 и 0,8 балла). Наибольшее значение трехсреднего в Балтийске — 4,0 балла, тогда как во всех других районах оно составляет 3,3—3,5 балла. Медианы почти на всех станциях несколько выше трехсреднего и смещены в сторону максимума. Размах крайних значений летом уменьшается, и наибольшее значение 3,2 балла характерно для Ристны.

Осенью количество нижней облачности увеличивается, и на всех станциях значения Me существенно возрастают — примерно на 2,0—2,5 балла. Для осени характерны близкие по размерам «ящики» для всех станций, что свидетельствует об одинаковой устойчивости значений Me. Медиана практически совпадает с трехсредним и математическим ожиданием и изменяется по всему периметру моря незначительно — от 5,2 до 6,0 баллов. Размах крайних значений $m(t)$ оказывается наибольшим в Балтийске — 3,6 балла, тогда как в других районах он изменяется от 1,1 до 1,7 балла.

2.7.7. Межгодовая изменчивость нижней облачности

Оценка межгодовой изменчивости нижней облачности выполнена по реализациям средних годовых значений нижней облачности на 10 прибрежных станциях (рис. 2.32). Как видно из рисунка, диапазон изменений нижней облачности на станциях восточного побережья (рис. 2.32) несколько больше, чем общей. Ее количество изменяется от 3,7 балла в Павилосте (1975 г.) до 6,7 балла в Ниде (1980 г.), т. е. в пределах 3,0 баллов.

Наибольшие значения изменяются мало — от 5,9 балла (Балтийск, 1984; Ристна, 1957 и 1962 гг.) до 6,7 балла (Нида, 1980 г.) (максимальное значение за весь период), т. е. разность 0,8 балла. Максимумы нижней облачности отмечались шесть раз на пяти станциях: на четырех станциях по 1 случаю в год и два максимума в Ристне, из них одновременно на двух близлежащих станциях — Павилосте и Ристне, максимумы отмечались в 1957 г. Наиболее облачным оказывается 1957 г., когда среднее количество нижней облачности по всем станциям составляет 5,9 балла.

Оценка минимальных значений нижней облачности на станциях восточного побережья показывает, что они также изменяются незначительно — от 3,7 балла (Павилоста, 1975 г.) до 4,8 балла (Клайпеда, 1960 г.), т. е. на 1,1 балла. Они представлены 5 случаями на пяти станциях, т. е. по одному разу в год. На двух станциях — Павилоста и Ристна, минимумы отмечались одновременно в 1975 г. На всех других они отмечаются в разное время. Однако наименее облачным по среднему значению (4,7 балла) для всех станций оказывается 1969 г., когда не отмечалось ни одного минимума.

На станциях западного побережья (рис. 2.32) максимальные значения нижней облачности также меньше, чем общей, и изменяются в небольших пределах — от 6,3 балла в Грейфсвальде (1977 г.) до 5,4 балла в Копенгагене (1966, 1977, 1978 гг.), т. е. всего лишь на 0,6 балла. Общее количество случаев с минимальными значениями нижней облачности 7 и наблюдались они на пяти станциях. При этом дважды минимумы отмечались одновре-

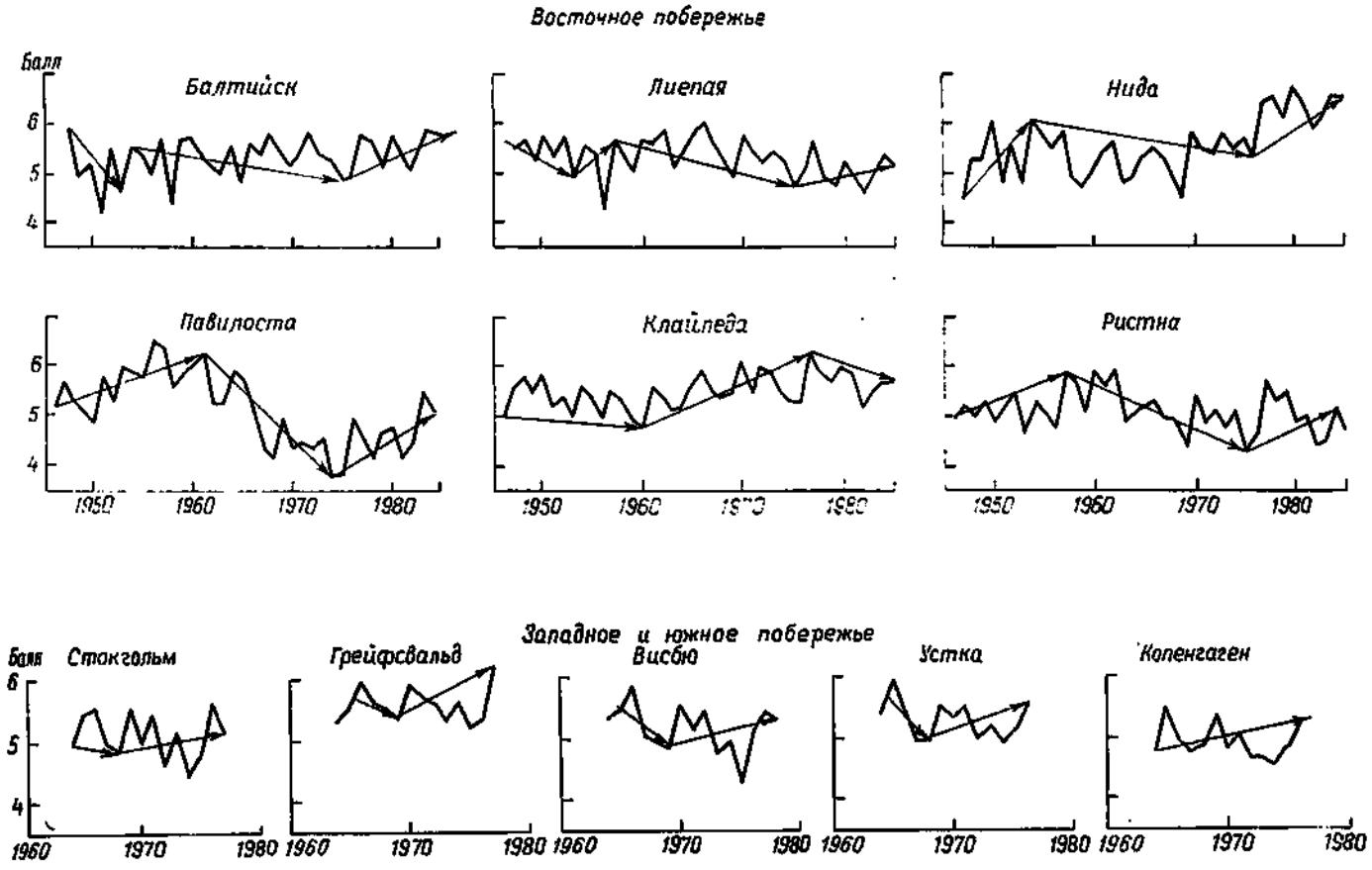


Рис. 2.32. Средняя годовая нижняя облачность и тенденции межгодовой изменчивости на восточном, западном и южном побережье Балтийского моря.

менно на трех станциях: в 1976 г. на станциях Висбю, Копенгаген и Устка и в 1977 г. на станциях Стокгольм, Копенгаген и Грейфсвальд. Самым облачным можно назвать 1960 г., когда среднее количество облаков на всех станциях составило 5,6 балла.

Оценка минимальных значений нижней облачности на станциях западного и восточного побережья показывает, что минимумы отличаются от максимумов не больше, чем на 2,0 балла. Минимумы изменяются от 4,3 балла в Висбю (1975 г.) до 5,3 балла в Грейфсвальде (1975 г.), т. е. на 1,0 балла. Общее количество минимумов — 5 за весь период на пяти станциях, но их временной спектр чрезвычайно узок, всего два года. В 1975 г. одновременно отмечались минимумы (4,9 балла) на четырех станциях: Стокгольм, Висбю, Копенгаген и Грейфсвальд. В Устке минимум 4,9 балла отмечался в 1968 г., а в 1975 г. отмечалось значение, очень близкое к минимуму — 5,0 баллов.

Наименее облачным можно назвать 1975 г., когда отмечалось наибольшее количество минимумов, а среднее для всех станций количество облаков — 4,7 балла. В целом же среднее количество облаков нижнего яруса оказывается примерно на 2 балла меньше, чем общей облачности, по станциям различается незначительно, широтная зависимость не проявляется.

Экспертная оценка тенденций, выполненная по тому же рисунку (рис. 2.32), показывает, что в межгодовой изменчивости нижней облачности на ряде станций прослеживаются долгопериодные тенденции, продолжительностью от 12 лет и более (табл. 2.32).

Так, долгопериодная тенденция спада характерна для станций восточного побережья. В Балтийске, Ниде она прослеживается с 1954, 1955 по 1975 г. соответственно, в Павилосте с 1958 по 1975 г. и в Ристне (рис. 2.32) с 1963 по 1975 г. Характерно, что на всех этих станциях спад заканчивается в 1975 г., после чего отмечается тенденция роста до 1985 г. Долгопериодная тенденция роста отмечается значительно реже. На ст. Клайпеда она выражена более четко и прослеживается с 1954 по 1977 г., в Ристне — с 1948 по 1962 г. и в Устке — с 1964 по 1978 г.

На остальных станциях тенденции носят короткопериодный характер. Это в большей степени характерно для станций западного и южного побережья (за исключением Устки), где в основном с 1976 по 1978 г. отмечается тенденция роста. В Стокгольме тенденции разнообразны: с 1964 по 1972 г. и с 1976 по 1978 г. — короткопериодная тенденция роста, а с 1973 по 1975 г. — спад. На ст. Висбю с 1964 по 1975 г. отмечается спад, а затем рост в течение последних трех лет до 1978 г. Квазистационарная тенденция продолжительностью 12 лет отмечается на станциях Копенгаген и Грейфсвальд.

Иначе говоря, на большинстве станций, за исключением Клайпеды, в последние годы (1978 и 1985 гг.) отмечается тенденция роста количества

Таблица 2.32

Продолжительность тенденций изменений нижней облачности на прибрежных станциях

Станция	Период спада	Число лет	Квазистационарный период	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	1948—1953	6	—	—	1977—1985	9
	1954—1976	22	—	—	—	—
Нида	1955—1975	21	—	—	1948—1954	7
	—	—	—	—	1976—1985	10
Клайпеда	1978—1985	8	1948—1953	6	1954—1977	24
Павилоста	1948—1951	4	—	—	1952—1957	6
	1958—1975	18	—	—	1976—1985	10
Ристна	1963—1975	13	—	—	1948—1962	15
	—	—	—	—	1976—1985	10
Стокгольм	1973—1975	3	—	—	1964—1972	9
	—	—	—	—	1976—1978	3
Висбю	1964—1975	12	—	—	1976—1978	3
Копенгаген	—	—	1964—1975	12	1976—1978	3
Грейфсвальд	—	—	1964—1975	12	1976—1978	3
Устка	—	—	—	—	1964—1978	15

облаков нижнего яруса. На некоторых станциях — это долгопериодная тенденция (Ристна, Устка), на других — короткопериодная продолжительностью от 3 до 15 лет.

Пространственно-временна́я оценка характеристик изменчивости средних годовых значений нижней облачности для прибрежных станций выполнена так же, как и для общей облачности, с помощью квантильного анализа (табл. 2.33, рис. 2.33).

Таблица 2.33

Вероятностные характеристики межгодовой изменчивости нижней облачности (балл) на прибрежных станциях

Станция	$m(t)$	$\sigma(t)$	$D(t)$	$x_{0,25}$	Me	$x_{0,75}$	T	Q	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Балтийск	5,4	0,4	0,2	4,0	5,4	6,8	5,4	2,8	1,7	8,8
Нида	5,5	0,6	0,4	4,2	5,6	6,9	5,6	2,7	1,5	9,2
Клайпеда	5,5	0,4	0,2	4,1	5,5	6,9	5,5	2,8	2,1	9,2
Лиепая	5,3	0,4	0,2	3,8	5,2	6,7	5,2	2,9	1,0	9,3
Павилоста	5,1	0,7	0,5	3,6	5,1	6,5	5,1	2,9	1,0	9,4
Ристна	5,1	0,4	0,2	3,4	5,0	6,7	6,0	3,3	1,2	9,8
Турку	5,2	0,4	0,2	3,9	5,1	6,5	5,2	2,6	1,8	9,1
Стокгольм	5,1	0,4	0,2	3,8	5,0	6,2	5,0	6,4	1,9	9,0
Висбю	5,4	0,4	0,2	3,6	5,1	6,9	5,2	3,3	1,6	8,7
Копенгаген	5,0	0,2	0,04	3,6	4,7	6,4	4,8	2,8	1,6	8,6
Грейфсвальд	5,7	0,3	0,1	4,5	5,5	6,9	5,6	2,4	2,4	8,4
Устка	5,4	0,3	0,1	4,1	5,3	6,6	5,3	2,5	2,3	8,7

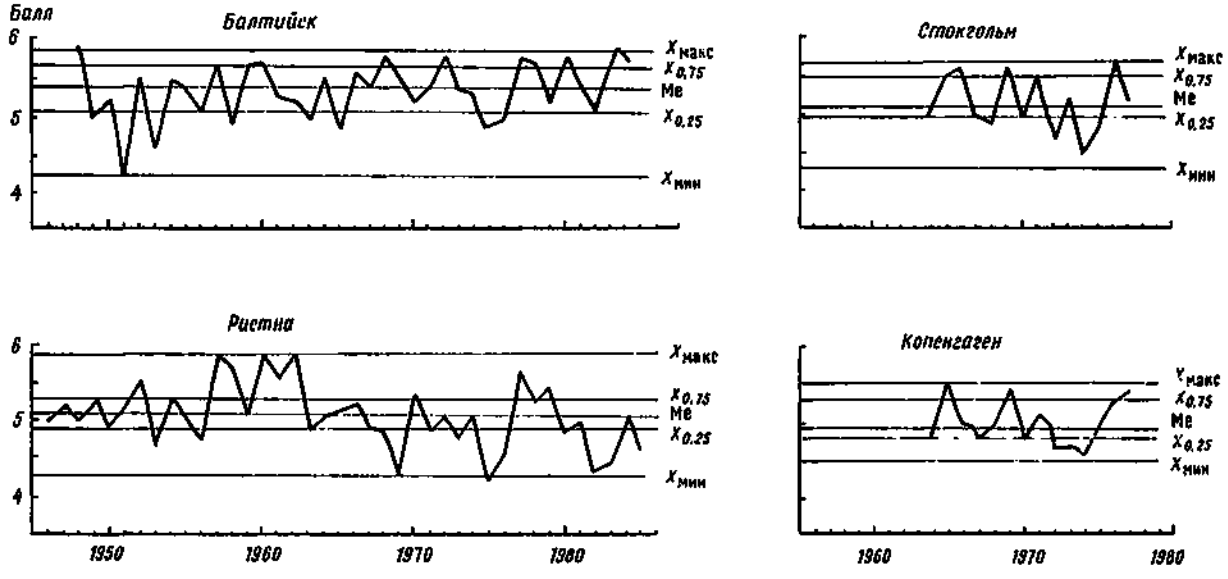


Рис. 2.33. Вероятностные оценки межгодовой изменчивости нижней облачности.

2.7.8. Число ясных и пасмурных дней по нижней облачности

Число ясных дней. Как видно из табл. 2.34, повторяемость ясных дней по нижней облачности в бассейне Балтийского моря примерно вдвое превышает аналогичный показатель по общей облачности (см. табл. 2.28). Среднее число ясных дней изменяется от 95,0 в Фредрике до 61,1 в Грейфсвальде.

Максимальное число ясных дней и пределы его изменения существенно превышают средние показатели. Максимумы изменяются от 76 в Грейфсвальде (1964 г.) до 125 в Фредрике (1976 г.), т. е. имеют размах 49. Однако, в отличие от общей облачности, случаи одновременного проявления максимумов числа ясных дней по нижней облачности крайне редки. Максимумы зафиксированы в 10 различных годах, из них только в 1969 г. они одновременно отмечаются на двух станциях — Турку и Висбю, и в 1975 г. на станциях Стокгольм и Копенгаген. На всех других станциях максимумы отмечаются, как правило, в разные годы.

Наименьшая повторяемость числа ясных дней по нижней облачности также изменяется в больших пределах, на всех станциях опорной сети значения изменяются в пределах от 19 в Ниде (1983 г.) до 61 в Висбю (1966 г.), т. е. размах составляет 42.

Разброс минимумов по времени наступления несколько меньше, чем максимумов, и ограничивается 7 случаями. При этом в 1977 г. отмечалось 5 случаев одновременных минимумов на станциях Лиепая, Ристна, Копенгаген, Грейфсвальд и Устка, т. е. на станциях, не связанных географически, за исключением трех последних, расположенных на южном побережье моря. В 1979 г. отмечалось 2 случая одновременных минимумов, на всех других станциях они наблюдались в разные годы. Очевидно, что число ясных дней по нижней облачности, в отличие от общей, в большей степени обусловливается синоптическими процессами, имеющими несколько ограниченное распространение и оказывающими локальное влияние на различные районы моря.

Внутригодовой ход числа ясных дней по нижней облачности имеет четко выраженный максимум летом и минимум зимой. Среди максимумов среднее наибольшее число дней составляет 19,7 в мае на ст. Турку, а наименьшее — 9,4 в Ниде в июне. В целом по бассейну моря диапазон колебаний оказывается равным 10,3 в месяц. Внутригодовые характеристики времени наступления максимумов более устойчивы, чем межгодовые. Максимумы отмечаются в основном в мае (3 случая) и в июне (6 случаев), в августе их число уменьшается до двух.

Минимальные средние значения числа ясных дней по нижней облачности также невелики. Они изменяются от 1,0 в Ристне (ноябрь) до 2,8 в Стокгольме (декабрь), т. е. всего лишь на 1,8. Вместе с тем время их наступления выражено очень четко: минимумы отмечаются исключительно в период с ноября по январь и преимущественно в ноябре. Пространственное распределение минимумов выражено довольно четко. Так, в ноябре 6 максимумов одновременно отмечаются на восточном побережье моря (Балтийск, Нида, Лиепая, Павилоста, Ристна, Турку). В декабре они несколько разбросаны по территории — Балтийск, Стокгольм, Висбю и Устка, но в январе вновь достаточно определенно минимумы возникают в западной части моря — Фредерик, Копенгаген и Грейфсвальд.

По-видимому, повторяемость ясных дней по нижней облачности в большей степени зависит от активизации циклонических процессов осенью и зимой и от их ослабления летом, особенно в июне.

Число пасмурных дней. Как видно из табл. 2.35, среднее число пасмурных дней по береговой линии Балтийского моря изменяется в широких пределах — от 76,9 в Копенгагене до 129,0 в Балтийске, с разностью 52,1 дня, т. е. около двух месяцев. Своеобразный максимум средней многолетней повторяемости характерен для северной и восточной частей моря от Балтийска до Висбю. Однако увеличение среднего годового количества облаков нижнего яруса отмечается также и в Грейфсвальде (104,3), т. е. на юго-западе открытой части моря.

Максимальное число пасмурных дней и пределы его межгодовой изменчивости довольно значительны — от 96 в Копенгагене (1977 г.) до 189 в Балтийске (1985 г.). Вместе с тем максимальное число пасмурных дней, составляющее более четырех месяцев, характерно для всех прибрежных станций открытой части моря. Исключение составляют станции, расположенные в зоне проливов, — Копенгаген (96 в 1977 г.) и Фредрик (57 в 1966 г.). Разброс максимумов по времени достаточно велик. Только в 1966 г. максимумы числа пасмурных дней отмечались на пяти станциях одновременно — Лиепая, Турку, Висбю, Фредрик и Устка и, по-видимому, обусловлены природными процессами, так как территориальной связи между этими станциями нет. В 1977 г. максимумы отмечались на двух станциях — Стокгольм и Копенгаген. На всех дру-

Таблица 2.34

Среднее число ясных дней по нижней облачности

Станция	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	1948—1985	2,8	2,5	4,6	7,1	9,3	9,5	7,9	7,7	6,0	4,8	2,3	2,3	70,1
Нида	1946—1985	3,0	3,4	7,1	6,4	8,2	9,4	7,2	6,7	5,2	3,4	1,4	1,5	64,8
Лиепая	1950—1985	2,5	3,8	7,7	7,5	10,6	10,4	7,7	7,3	4,7	3,6	1,6	2,4	69,8
Павилоста	1946—1985	2,4	3,9	8,1	8,5	12,8	11,2	8,4	8,4	5,7	3,4	1,8	1,9	77,1
Ристна	1946—1985	2,3	3,5	7,9	9,9	13,1	13,9	11,1	9,5	5,0	2,6	1,0	1,4	81,0
Турку	1964—1979	3,5	3,8	8,2	6,8	9,7	10,7	7,1	6,9	3,6	3,1	2,0	2,1	67,6
Стокгольм	1964—1979	3,3	4,8	6,3	6,3	11,3	12,2	8,0	8,9	5,9	4,9	3,0	2,8	77,5
Висбю	1964—1978	1,7	2,6	7,0	7,6	12,8	14,9	10,1	10,4	6,5	3,7	1,8	1,5	80,6
Копенгаген	1964—1978	2,0	3,2	6,0	6,9	9,7	11,7	7,5	10,6	7,3	4,2	2,2	2,7	73,9
Грейфсвальд	1964—1979	2,0	2,7	5,1	4,2	7,8	7,9	6,0	8,5	6,4	3,6	2,4	2,5	59,0
Устка	1964—1979	2,5	2,3	5,9	5,0	8,4	9,8	6,9	8,4	5,0	4,2	2,3	1,0	62,6

Таблица 2.35

Среднее число пасмурных дней по нижней облачности

Станция	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Балтийск	1948—1985	16,9	14,4	10,1	10,8	7,1	6,0	7,5	5,3	7,5	10,6	17,4	18,0	129,0
Нида	1947—1985	14,9	13,5	8,8	6,3	3,9	3,9	4,7	4,0	5,7	10,0	16,1	16,6	108,4
Лиепая	1950—1985	17,0	11,1	7,8	5,6	3,6	2,3	4,2	3,1	3,6	8,3	14,6	15,3	96,5
Павилоста	1946—1985	14,5	11,0	7,2	5,9	3,6	2,4	3,1	3,8	4,1	7,8	13,4	14,6	89,4
Ристна	1946—1985	15,6	12,3	7,6	5,7	3,3	2,0	2,3	2,8	4,4	8,1	14,9	16,5	95,5
Турку	1964—1979	13,1	10,0	8,1	6,7	3,0	1,5	1,6	2,3	3,3	8,9	13,0	13,5	84,8
Стокгольм	1964—1979	16,1	12,6	8,4	6,6	3,4	1,6	2,4	2,4	3,8	9,1	11,9	13,0	91,1
Висбю	1964—1978	17,1	14,8	8,4	5,8	3,5	1,0	2,6	2,1	3,1	8,1	12,1	16,3	95,3
Копенгаген	1964—1978	16,3	12,3	7,3	4,3	2,2	1,0	1,3	0,5	1,5	7,5	8,7	14,0	76,9
Грейфсвальд	1964—1977	16,1	12,4	9,9	7,1	6,1	2,9	4,6	3,0	4,9	10,2	12,0	15,4	104,3
Устка	1964—1977	14,4	12,1	8,6	5,9	5,0	2,6	2,2	2,4	2,8	7,7	10,0	13,9	87,7

гих станциях они зафиксированы по одному разу в году и в разные годы.

Минимальное число пасмурных дней по нижней облачности изменяется в пределах от 30 (Турку, 1977 г.) до 86 (Грейфсвальд, 1967 г.), т. е. разность составляет 56 дней, или около двух месяцев. Почти на всех станциях, за исключением Турку и Фредрика, продолжительность минимального числа пасмурных дней в году по нижней облачности составляет примерно два месяца.

Время наступления минимумов не выявляет однородности процессов или территориальной взаимосвязи. Отмечаются 4 случая, когда на двух станциях они наблюдались одновременно, в 1967 г. — в Копенгагене и Грейфсвальде, в 1975 г. — в Павилосте и Стокгольме, в 1976 г. — в Ристне и Фредрике и в 1978 г. — в Лиепае и Висбю. Во всех других случаях — по одному разу в разные годы.

Среднее число пасмурных дней по нижней облачности в году изменяется от 0,5 в Копенгагене до 18,0 в Балтийске.

Максимумы меняются в небольших пределах — от 13,5 в Турку до 18,0 в Балтийске. Несмотря на это можно выделить отдельные районы с различной продолжительностью максимального числа пасмурных дней: юго-восточный (Балтийск, Нида, Лиепая) 16,6 — 18,0; северо-восточный (Павилоста, Турку) 13,5 — 14,6; северо-западный (Ристна, Стокгольм, Висбю, Копенгаген) 16,1—17,7 и южный (Грейфсвальд, Устка) 13,9 — 15,4. Хотя по максимальному числу дней эти районы различаются несущественно, но имеется определенная географическая связь максимумов внутри каждой группы станций. Характерно, что время наступления максимумов в годовом ходе выражено довольно определенно — декабрь и январь. В декабре максимумы отмечаются на семи станциях, а в январе — на пяти, преимущественно западных станциях.

Минимальное число пасмурных дней довольно незначительно: 0,5 (Копенгаген) ÷ 5,3 (Балтийск), т. е. разность почти такая же, как и для максимальных значений, — 4,8. Здесь по продолжительности уже более контрастно выделяется юго-восточный район — Балтийск, Нида и Лиепая, где минимальное число пасмурных дней 3,1—5,3, это наиболее продолжительный период на всем побережье. Отмечается устойчивое число пасмурных дней и в южном районе: 2,2 (Грейфсвальд) и 2,6 (Устка). В других районах минимальное число дней изменяется по-разному и каких-либо обобщенных закономерностей не обнаружено.

Меньше всего пасмурных дней, как правило, летом — в июне и августе, чаще всего — в августе. Однако станции, на которых минимум отмечается в августе, между собой географически не связаны, нет такой связи и в группе станций, на которых минимум наступает в июне. В июле минимум отмечается только на одной станции — Устке.

2.8. Влажность воздуха

2.8.1. Годовой ход относительной влажности

Элементы годовой ритмики относительной влажности воздуха и модуляции годового хода выявляются по результатам оценки реализаций на восьми прибрежных станциях и, как видно из рис. 2.34, характерны для всех станций.

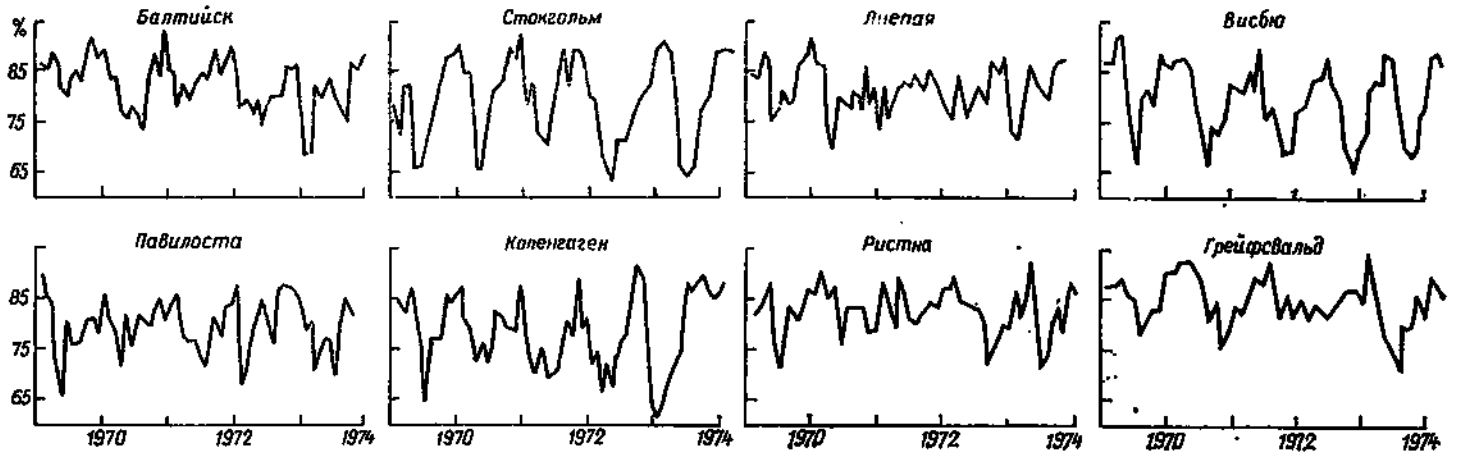


Рис. 2.34. Отрезки реализаций средней месячной относительной влажности. 1970—1974 гг.

Таблица 2.36

Вероятностные характеристики внутригодовой изменчивости относительной влажности (%). Ст. Балтийск

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	84,7	84,1	81,1	89,9	77,8	78,1	80,2	79,4	80,7	83,1	85,7	85,9
$\sigma(t)$	2,7	4,0	4,9	4,3	4,4	4,9	3,2	3,6	3,4	3,6	3,0	2,9
$D(t)$	7,3	16,0	24,0	18,5	19,4	24,0	10,2	13,0	11,6	13,0	9,0	9,9
$x_{0,25}$	83,0	81,0	78,0	77,0	74,0	75,0	78,0	76,0	78,0	80,0	83,0	84,0
Me	85,0	84,0	81,8	81,0	78,8	78,0	80,0	79,8	81,0	83,0	86,0	86,0
$x_{0,75}$	86,0	86,0	85,0	83,0	80,0	81,0	83,0	82,0	83,0	86,0	88,0	88,0
T	84,8	84,0	81,6	80,5	77,0	78,0	80,3	79,4	80,8	83,0	85,8	86,0
Q	3,0	6,0	7,0	6,0	6,0	6,0	5,0	6,0	5,0	6,0	6,0	4,0
$x_{\text{мин}}$	80,0	76,0	69,0	69,0	68,8	70,0	74,0	72,0	72,0	74,0	80,0	79,0
$x_{\text{макс}}$	90,0	92,0	89,0	88,0	88,0	87,0	86,0	86,0	89,0	90,0	91,0	93,0

Диапазон изменений относительной влажности в прибрежной зоне моря 66—94 %, т. е. 29 %. Максимальные значения в годовом ходе отмечаются с октября по март, но более четко выражены в ноябре — феврале, т. е. в основном в течение четырех зимних месяцев, когда наблюдалось 42 случая максимумов из 46.

Максимальные значения относительной влажности изменяются от 85 до 94 %, т. е. на 9 %. При этом наибольшие значения наблюдаются зимой на южном побережье моря в районе станций Грейфсвальд и Балтийск, где максимумы составляют 92 и 90 % соответственно. В северо-западной части моря в районе Стокгольма значения максимумов также равны 90 %. На восточном побережье от Клайпеды до Ристны значения максимумов несколько ниже, 87—88 %, а на о-ве Готланд (ст. Висбю) и в Копенгагене — 89 %.

Минимальные значения относительной влажности наблюдаются с марта по август. Однако в эти месяцы их повторяемость заметно различается. Так, в марте, апреле, июне и августе отмечается от 2 до 5 минимумов. Наиболее часто минимальные значения имеют место в мае и июне (26 минимумов из 42). Минимальные значения относительной влажности довольно высоки и изменяются от 65 до 81 %, т. е. на 16 %. Наименьшие значения (менее 70 %) отмечаются летом на западном побережье моря и в проливах, в районах станций Стокгольм, Висбю и Копенгаген. На южном побережье в районе станций Грейфсвальд и Балтийск летние минимумы несколько выше — 75 и 77 %.

Поскольку в годовом ходе относительной влажности элементы годовой ритмики прослеживаются четко, этот процесс можно отнести к ПКСП и применить метод ПКСП к анализу годового хода. В качестве примера результаты расчетов представлены в табл. 2.36, а на рис. 2.35 приведены кривые математического ожидания $m(t)$ и среднего квадратического отклонения $\sigma(t)$ для 13 прибрежных станций. Как видно из рисунка, кривые математического ожидания представляют собой сложные кривые с характерными элементами годового хода и не когерентны кривой среднего квадратического отклонения.

Наибольшие значения математического ожидания относительной влажности изменяются от станции к станции незначительно, в пределах 85,7—87,6 %, т. е. на 1,9 %. Время их наступления — декабрь, за исключением Копенгагена, где максимум отмечается в январе. Наименьшие значения также довольно высоки и изменяются в более широких пределах — от 63,5 % (Стокгольм) до 77,9 % (Павилоста). Характерно, что их нижние пределы на южном и восточном побережье примерно одинаковы — 78 %, тогда как на западном побережье они значительно меньше — 63—70 % (Стокгольм и Висбю). Время наступления минимумов — май и июнь, при этом на восточном и южном побережье они отмечаются, как правило, в мае, а на западном побережье и в проливах (Стокгольм, Висбю и Копенгаген) — в июне. Оценка кривых среднего квадратического отклонения (рис. 2.35) позволяет установить, что эти кривые чаще всего имеют двухвершинный характер. Наибольшие значения невелики — от 4,1 до 6,0 %. На восточном побережье в районе станций Балтийск, Павилоста, Ристна они колеблются от 4,1 до 5,0 %. На западном и особенно южном побережье значения несколько больше — 5,2—5,6 %, а в Устке равны 6,0 %. Чаще всего наибольшие отклонения наблюдаются весной, с марта по май, но на отдельных станциях (Балтийск, Стокгольм) они отмечаются в июне и июле.

Минимальные значения $\sigma(t)$ также невелики и изменяются от 2,5 до 3,3 %. Разброс минимальных значений $\sigma(t)$ во времени велик — с сентября по январь, но отмечаются они также в июне и июле.

Приведенный анализ выявил достаточно высокую устойчивость средних значений относительной влажности над морем, что, очевидно, связано с устойчивыми природными процессами, формирующими ее изменчивость.

Сопоставление значений математического ожидания, медианы и трехсреднего (табл. 2.36) обнаруживает почти полное их совпадение для срединных месяцев сезона. Как показали расчеты, эти разности на ст. Балтийск незначительны и в другие месяцы года, но и на остальных станциях они не превышают 1 %. Результаты анализа позволили сделать вывод о близости распределений относительной влажности к нормальному закону.

2.8.2. Сезонная изменчивость относительной влажности

Оценка сезонной изменчивости относительной влажности выполняется по данным 13 прибрежных станций. Статистические показатели для четырех станций в качестве примера приведены в табл. 2.37, а на рис. 2.36 представлены вероятностные оценки относительной влажности в виде «ящиков с усами».

Как видно из рисунка, расположение медиан определяет образ сезонного хода относительной влажности на каждой станции и выявляет некоторые различия.

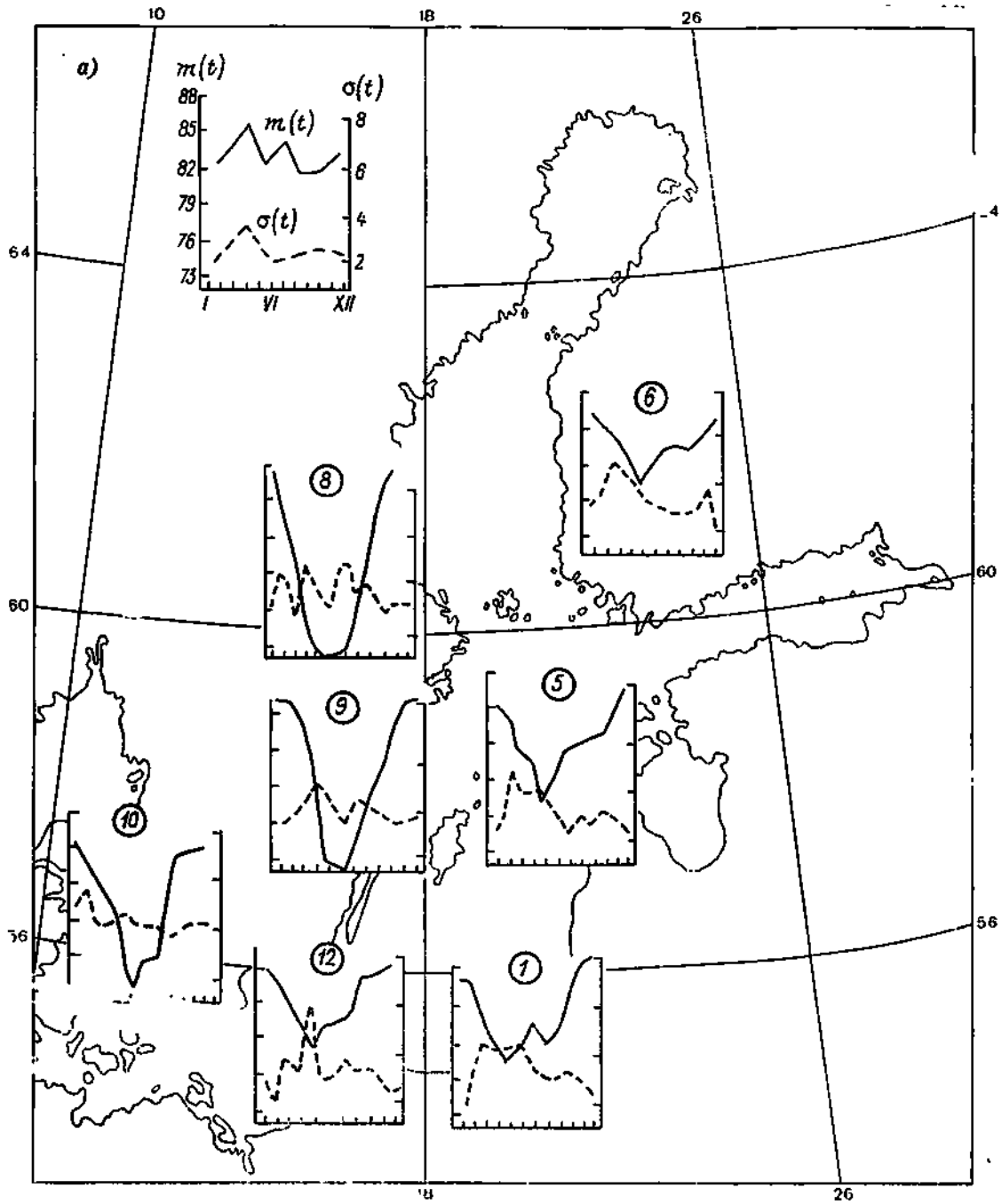
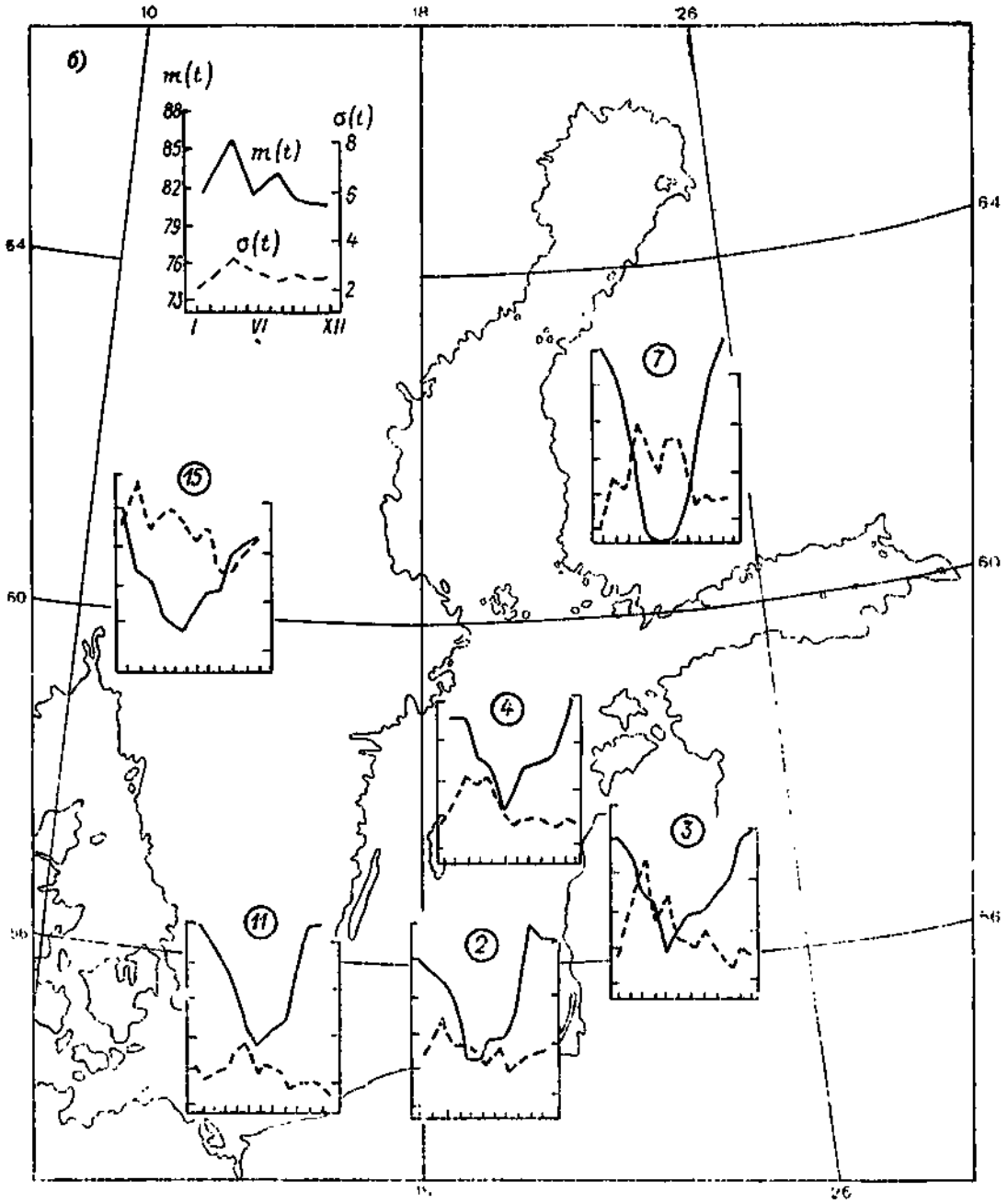


Рис. 2.35. Оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего по данным аналитических (*а*)

Таблица 2.37

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости относительной влажности (%)

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Ст. Балтийск				Ст. Ристна				Ст. Стокгольм				Ст. Копенгаген			
$m(t)$	84,8	79,4	79,2	83,2	82,9	80,2	80,0	81,6	86,3	73,5	68,5	82,7	85,1	77,1	73,8	82,8
$\sigma(t)$	2,4	3,2	2,8	2,5	2,2	2,6	2,3	2,0	3,3	4,3	4,4	3,5	4,4	4,8	4,2	4,1
$D(t)$	5,8	10,2	7,8	6,2	4,8	6,8	5,3	4,0	10,9	18,5	19,4	12,2	19,4	23,0	17,6	16,8
$x_{0,25}$	83,3	78,0	76,3	81,3	81,7	78,0	78,7	80,3	84,7	72,0	66,7	80,7	82,0	75,3	69,7	79,3
Me	85,3	79,7	79,3	83,3	82,7	79,7	80,3	81,7	87,3	73,0	68,0	82,0	85,2	77,7	74,6	83,8
$x_{0,75}$	86,7	81,3	81,7	85,3	84,7	82,7	81,7	83,0	88,0	75,7	72,0	84,7	85,7	79,7	76,0	85,7
T	85,2	79,7	79,2	83,3	83,0	80,0	80,2	81,7	86,8	73,4	68,7	82,4	84,5	77,6	73,7	83,1
Q	3,4	3,3	5,4	4,0	3,0	4,7	3,0	2,7	3,3	3,7	5,3	4,0	3,7	4,4	6,3	6,4
$x_{\text{мин}}$	80,0	73,3	75,0	78,7	78,0	75,0	74,3	77,0	76,7	67,0	60,3	78,0	80,3	68,7	69,0	76,3
$x_{\text{макс}}$	88,7	85,3	85,0	88,0	88,0	85,3	84,3	85,0	90,3	77,3	73,3	87,3	93,3	80,7	78,7	87,0



квадратического отклонения $\sigma(t)$ относительной влажности и информационных (*б*) станций.

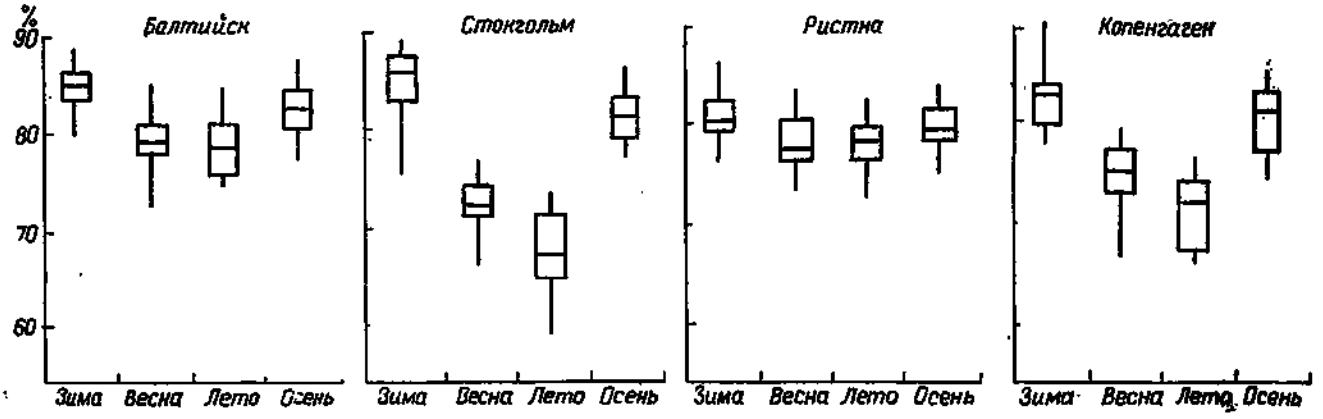


Рис. 2.36. Вероятностные оценки (ящики с усами) сезонной изменчивости относительной влажности.

Зимой значения Ме относительной влажности на всех четырех станциях высокие — от 82,9 % (Ристна) до 86,3 % (Стокгольм), а размеры «ящиков» невелики. Интерквартильное расстояние изменяется в пределах от 3,0 до 3,7 %. Линия медианы почти полностью совпадает с положением трехсреднего и мало отличается от $m(t)$. Характерно, что на всех станциях, кроме Копенгагена, медиана смещена в сторону меньшего из «усов», т. е. к минимальным значениям относительной влажности. Пределы колебаний средних значений невелики, $\sigma(t) = 2{,}2 \ldots 4{,}4$ %, а размах крайних значений довольно велик (8—14 %).

Весной значения Ме уменьшаются, но на каждой станции по-разному. Более всего это уменьшение заметно в Стокгольме — на 12,8 %, и меньше всего в Ристне — на 2,8 %. Размеры «ящиков с усами» на станциях несколько различаются, так как интерквантильное расстояние оказывается наименьшим в Балтийске (3,3 %) и максимальным в Ристне (4,7 %). Преобладающее значение трехсреднего лишь незначительно отличается от медианы и математического ожидания. Пределы колебаний среднего значения $m(t)$ также небольшие на всех станциях, среднее квадратическое отклонение изменяется от 2,6 до 4,8 %, а размах крайних значений составляет 10—12 %.

Летом на всех станциях значение Ме минимально. Вместе с тем размеры «ящиков с усами» изменяются от станции к станции и на западных и южных станциях оказываются наибольшими из всех сезонов. Это подтверждается и значениями Q на исследуемых станциях. Летом оно или максимально (Балтийск и Стокгольм), или близко к максимальному (Копенгаген). Только на ст. Ристна Q невелико. Все это убедительно свидетельствует о неустойчивости средних летних показателей влажности. Однако преобладающее значение T для относительной влажности вновь оказывается примерно равным Ме. Лишь в Копенгагене и Стокгольме несколько увеличивается разность T — Ме по сравнению с зимой и весной.

Осенью «ящики с усами» по своему положению приближаются к зимним, но находятся несколько ниже. Их параметры от станции к станции различаются мало. Значения Ме увеличиваются и приближаются к зимним, интерквантильное расстояние остается значительным и иногда достигает максимума (Копенгаген). Однако пределы возможных колебаний $m(t)$ несколько сужаются. Значения T на всех станциях оказываются близкими к T и Ме, за исключением ст. Копенгаген, где разности $m(t)$ — Ме и $m(t)$ — T несколько больше. Крайние значения относительной влажности осенью несколько возрастают и изменяются от 76,2 до 88,0 %.

2.8.3. Межгодовая изменчивость относительной влажности

Оценка межгодовой изменчивости относительной влажности выполняется по средним годовым значениям. Как видно из рис. 2.37, колебания сред-

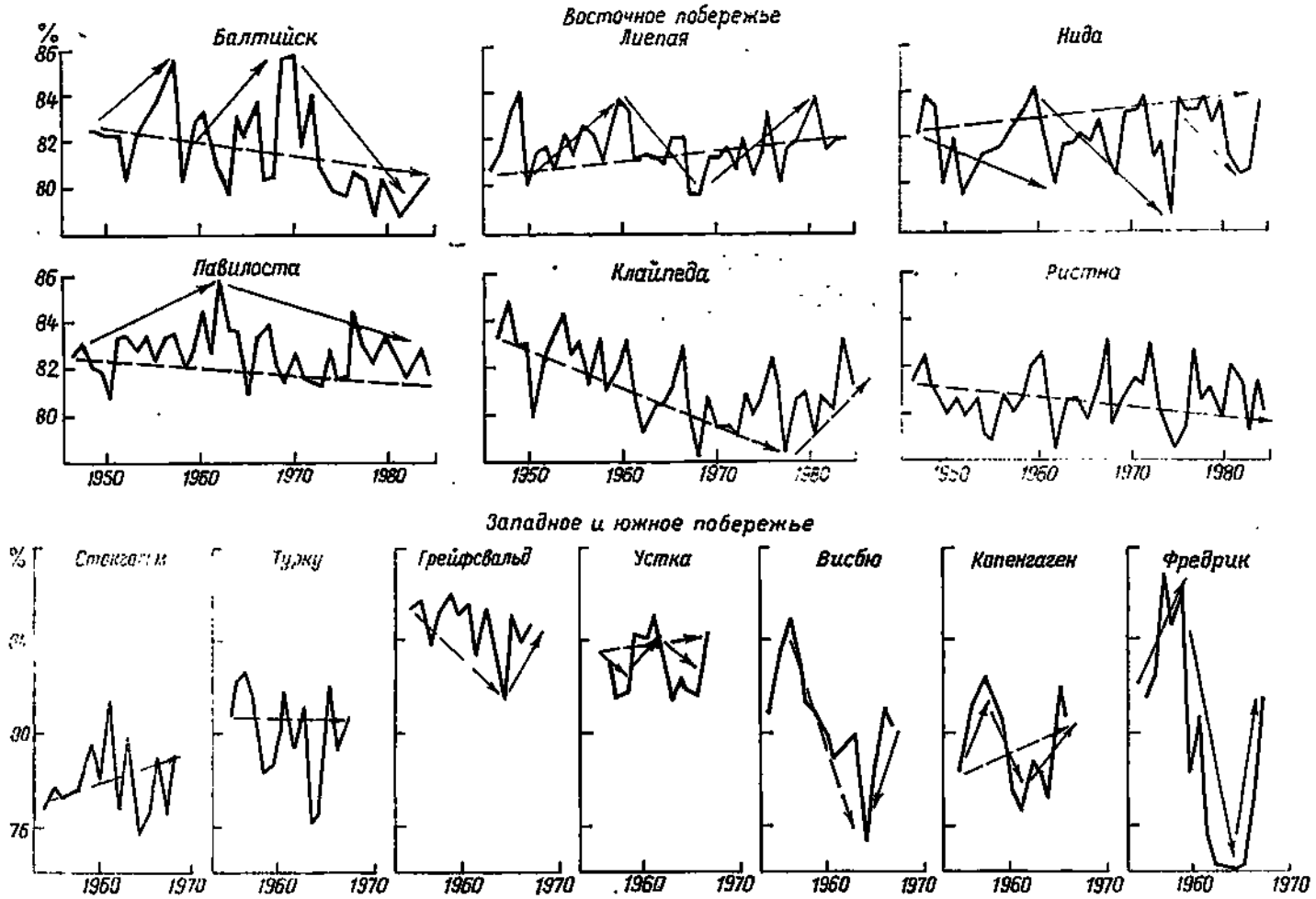


Рис. 2.37. Средняя годовая относительная влажность и тенденции межгодовой изменчивости на восточном, западном и южном побережье Балтийского моря.

них годовых значений относительной влажности зависят от района моря. Так, на восточном побережье их межгодовые колебания незначительны: для всех станций размах составляет 7,8 %. При этом, наибольшие значения относительной влажности изменяются в пределах от 86,0 % (Балтийск, 1957 г.) до 83,6 % (Ристна, 1972 г.), т. е. на 2,4 %. Время, когда отмечаются наибольшие средние годовые значения влажности на станциях восточного побережья, различно. Наименьшие значения относительной влажности на этих же станциях также изменяются незначительно. Их размах, как и размах максимальных значений, составляет 2,4 %. Иначе говоря, изменчивость минимальных средних годовых значений относительной влажности невелика и мало отличается от изменчивости максимальных значений. Характерно, что и время наступления минимумов на станциях не совпадает.

На станциях западного и южного побережий (рис. 2.37) средние годовые значения относительной влажности изменяются в более широком диапазоне. Их разность составляет 15,0 %, т. е. примерно в два раза больше, чем на станциях восточного побережья моря. При этом, наибольшие средние годовые значения отличаются мало. Они изменяются от 85,8 % (Грейфсвальд, 1969 г.) до 81,6 % (Стокгольм, 1971 г.), т. е. на 4,2 %. Отмечаются случаи одновременного наступления максимумов. Так, в 1967 г. они отмечались на станциях Турку и Фредрик, а в 1971 г. — на станциях Стокгольм и Устка. На всех других станциях максимумы отмечались в разные годы. Иначе говоря, максимумы относительной влажности, очевидно, связаны с влиянием природных условий.

Минимальные средние годовые значения изменяются в более широких пределах: от 70,8 % (Фредрик, 1974 г.) до 81,4 % (Грейфсвальд, 1975 г.), т. е. на 10,6 %. Можно предположить, что увеличение размаха происходит из-за ст. Фредрик, расположенной в зал. Бохус и несколько обособленной от всех других станций прибрежной зоны. Без учета этой станции разность значений составляет 6,1 %, что более реально характеризует пределы колебаний относительной влажности на западном и южном побережье.

Минимальные значения влажности колеблются от 75,3 % (Висбю, 1974 г.) до 81,4 % (Грейфсвальд, 1975 г.). Для минимумов характерна еще одна особенность: на четырех станциях, расположенных в северо-западной части моря (Стокгольм, Висбю, Турку), а также на ст. Фредрик минимумы наблюдались одновременно в 1974 г. На остальных станциях — в разное время.

Таким образом, в результате оценки межгодовой изменчивости относительной влажности можно сделать вывод о незначительной зависимости изменчивости в основном от сезонных факторов, обусловленной, по-видимому, макромасштабными синоптическими процессами.

Экспертная оценка тенденций (рис. 2.37) показывает, что в межгодовом ходе относительной влажности имеют место и короткопериодные, и долгопериодные тенденции.

Как видно из табл. 2.38, на отдельных станциях прослеживаются длительные долгопериодные тенденции. Так, тенденция спада с 1946 по 1984 г. хорошо выражена на ст. Нида, хотя в этот период и отмечались кратковременные, но резкие подъемы продолжительностью 1—2 года. На ст. Клайпеда долгопериодная тенденция спада прослеживается в течение 33 лет — с 1946 по 1978 г., после чего наступает кратковременный рост, начавшийся в 1978 г. и продолжавшийся до 1985 г. На ст. Павилоста тенденция спада отмечается в течение 23 лет с 1962 по 1985 г. На других станциях в разное время отмечаются короткопериодные тенденции спада продолжительностью от 5 до 9 лет и только на ст. Грейфсвальд имела место устойчивая долгопериодная тенденция с 1964 по 1975 г., т. е. в течение 12 лет.

Несколько обособлена межгодовая изменчивость относительной влажности на ст. Ристна, где в течение 40 лет с 1946 по 1985 г. процесс был близок к квазистационарному.

Таблица 2.38

Продолжительность тенденций изменений относительной влажности на прибрежных станциях

Станция	Период спада	Число лет	Квазистационарный период	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	1956—1958	2	—	—	1948—1956	9
	1970—1981	11	—	—	1958—1970	12
					1981—1985	4
Нида	1946—1958	13	—	—	1958—1960	2
	1960—1975	15	—	—	1975—1976	1
	1976—1984	8	—	—	1984—1985	1
Клайпеда	1946—1978	33	—	—	1978—1985	7
Лиепая	1959—1968	9	—	—	1950—1959	10
					1968—1981	13
Павилоста	1962—1985	23	—	—	1946—1962	17
Ристна	—	—	1946—1985	40	—	—
Турку	—	—	—	—	1964—1978	15
Стокгольм	—	—	—	—	1964—1978	15
Висбю	1966—1975	9	—	—	1964—1966	3
					1975—1978	3
Фредрик	1970—1977	7	—	—	1964—1970	7
					1977—1979	2
Копенгаген	1968—1973	9	—	—	1964—1968	5
					1973—1978	5
Грейфсвальд	1964—1975	12	—	—	1975—1978	3
Устка	1972—1977	5	—	—	—	—
	1964—1969	6	—	—	1969—1972	3

Таблица 2.39

Вероятностные характеристики межгодовой изменчивости относительной влажности (%) на прибрежных станциях

Станция	$m(t)$	$\sigma(t)$	$D(t)$	$x_{0,25}$	Me	$x_{0,75}$	T	Q	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Балтийск	82,0	2,0	3,9	80,2	81,6	83,2	81,7	3,0	78,8	86,0
Нида	82,0	1,4	1,8	81,2	81,9	83,2	82,1	2,0	78,5	84,2
Клайпеда	82,0	1,7	2,9	80,6	81,4	83,2	81,7	2,6	78,2	84,9
Лиепая	82,0	1,1	1,2	81,4	81,9	82,6	82,0	1,2	79,6	84,3
Павилоста	82,0	1,1	1,3	81,7	82,5	83,2	82,5	0,5	80,6	85,6
Ристна	81,0	1,3	1,6	80,4	81,0	81,9	81,1	1,5	78,5	83,7
Стокгольм	77,6	1,5	2,3	76,9	77,7	79,2	77,9	2,3	75,6	81,6
Висбю	80,8	2,3	5,1	79,1	80,6	81,3	80,4	2,2	75,3	84,8
Турку	80,2	2,0	4,0	78,3	80,8	81,8	80,4	3,5	76,1	82,5
Копенгаген	79,8	1,9	3,6	77,8	80,2	81,6	80,0	3,8	76,8	82,1
Грейфсвальд	84,4	1,2	1,3	83,8	84,9	85,3	84,7	1,5	81,4	85,8
Устка	82,4	1,3	1,6	81,6	83,0	84,0	82,9	2,4	81,2	84,8

Долгопериодная тенденция роста в течение 17 лет прослеживается на ст. Павилоста, а также на станциях Турку и Стокгольм с 1964 по 1978 г., т. е. 15 лет. На ст. Лиепая она четко прослеживается с 1950 по 1959 г., и затем с 1968 по 1981 г., т. е. 10 и 13 лет соответственно. Между ними отмечается короткопериодная тенденция спада с 1959 по 1968 г. На всех других станциях выделяются короткопериодные тенденции роста от 2 до 7 лет, возникающие нередко на фоне долгопериодной тенденции спада или роста.

Таким образом, в прибрежной зоне Балтийского моря для межгодовой изменчивости относительной влажности наиболее характерны долгопериодные тенденции спада и роста. Принимая во внимание незначительный разброс средних годовых значений относительной влажности (около 10 %) целесообразно межгодовую изменчивость оценивать по долгопериодным тенденциям (рис. 2.37).

Оценка характеристик межгодовой изменчивости относительной влажности воздуха выполнена также с помощью квантильного анализа, результаты которого приведены в табл. 2.39 и на рис. 2.38. Как видно из рисунка, средние многолетние характеристики для станций Балтийск и Ристна очень устойчивы, интерквантильное расстояние Q невелико — 1,5—3,0 %, но колебания средних годовых значений относительной влажности в отдельные годы оказываются за пределами зоны 50 %-ной обеспеченности, характеризуя их своеобразную «аномальность». В Стокгольме и Копенгагене средние показатели менее устойчивы, интерквантиль-

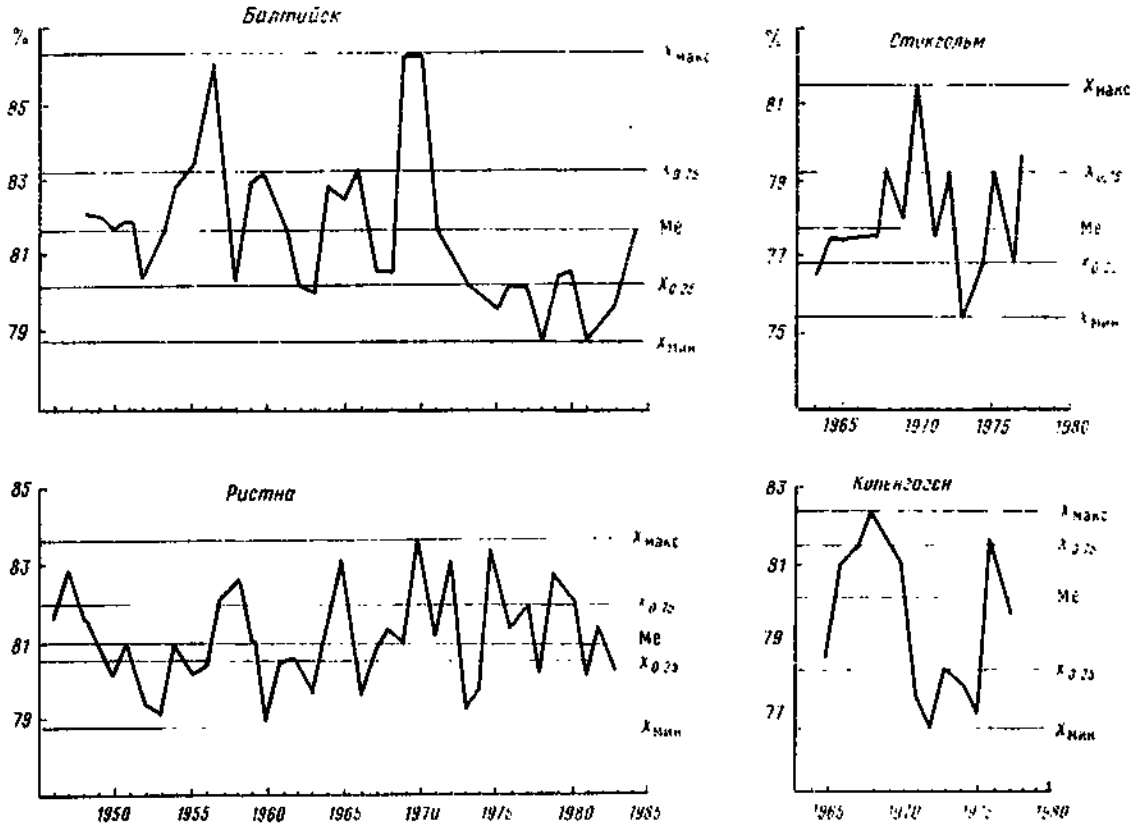


Рис. 2.38. Вероятностные оценки межгодовой изменчивости относительной влажности.

ное расстояние увеличивается до 3,8 %, кривая межгодового хода также нередко пересекает линии квантилей $x_{0,25}$ и $x_{0,75}$.

2.8.4. Годовой ход абсолютной влажности

Элементы годовой ритмики абсолютной влажности воздуха и характер модуляций годового хода выявляются по результатам оценки реализаций на восьми прибрежных станциях и, как видно из рис. 2.39, характерны для каждой станции. Абсолютная влажность воздуха изменяется в достаточно больших пределах — от 2,2 до 19,2 г/м³, т. е. на 17,0 г/м³. Максимальные значения абсолютной влажности в годовом ходе отмечаются, как правило, в июле и августе для всех станций Балтийского моря, что характеризует четкую ритмику годового хода абсолютной влажности по всему периметру моря. Максимумы изменяются в небольших пределах — от 15,3 до 19,2 г/м³, т. е. на 3,9 г/м³. Наибольшая влажность (примерно 17—19 г/м³) характерна летом для восточного и южного побережья, на западном побережье она несколько меньше — 16—17 г/м³. Максимум 19,2 г/м³ отмечается в Балтийске, а наименьший из максимумов (15,3 г/м³) — в зоне проливов, в Копенгагене.

Минимальные значения имеют более широкий разброс по времени. Они отмечаются в основном зимой, с декабря по март, иногда по два раза в году (Балтийск, январь и март 1974 г.). Однако чаще всего минимальные значения отмечаются в январе — 20 случаев и в марте — 11 случаев. Характерно, что на южном побережье (Грейфсвальд и Балтийск) минимумы отмечаются исключительно в январе. Минимумы абсолютной влажности незначительны и изменяются от 2,2 до 6,7 г/м³, т. е. на 4,5 г/м³.

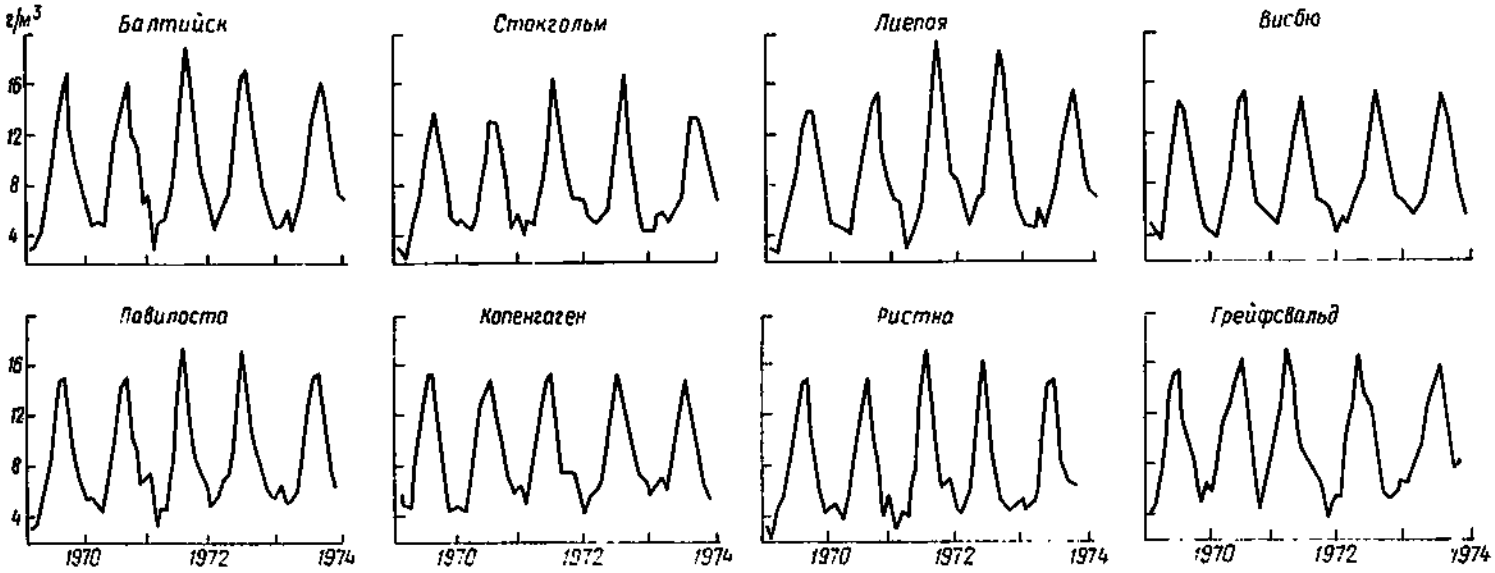


Рис. 2.39. Отрезки реализаций средней месячной абсолютной влажности. 1970—1974 гг.

Элементы годовой ритмики в годовом ходе абсолютной влажности прослеживаются четко, что позволяет отнести этот процесс к периодически нестационарному случайному процессу и применить к нему метод ПКСП. Результаты расчетов в качестве примера для ст. Балтийск приводятся в табл. 2.40, а на рис. 2.40 представлены кривые математического ожидания и среднего квадратического отклонения для 13 прибрежных станций.

Как видно из рисунка, кривые математического ожидания абсолютной влажности представляют собой сложные кривые с характерными элементами годового хода и в большинстве своем не когерентны кривой среднего квадратического отклонения.

Таблица 2.40

Вероятностные характеристики внутригодовой изменчивости абсолютной влажности (г/м³). Ст. Балтийск

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	4,8	4,7	5,5	7,4	10,5	13,5	16,0	16,1	13,3	10,2	7,4	5,8
$\sigma(t)$	0,9	1,0	0,9	0,7	1,1	1,0	1,1	1,1	1,0	0,8	0,7	0,9
$D(t)$	0,8	1,0	0,8	0,5	1,2	1,0	1,2	1,2	1,0	0,6	0,5	0,8
$x_{0,25}$	3,9	4,0	4,8	6,9	9,6	12,8	15,2	15,2	12,4	9,5	6,8	5,3
Me	4,9	4,0	5,6	7,2	10,4	13,6	15,9	16,0	13,2	10,2	7,4	5,9
$x_{0,75}$	5,4	5,5	6,2	7,8	11,2	14,2	16,4	16,9	13,9	10,6	8,0	6,3
T	4,8	4,8	5,5	7,3	10,4	13,6	15,8	16,0	13,2	10,1	7,4	5,8
Q	1,5	1,5	1,4	0,9	1,6	1,4	1,2	1,7	1,5	1,1	1,2	1,0
$x_{мин}$	3,0	2,7	3,9	6,3	8,4	10,1	13,9	14,4	11,5	8,0	5,8	3,5
$x_{макс}$	7,0	6,9	7,3	9,3	14,6	15,7	19,2	19,6	15,5	12,0	8,4	7,6

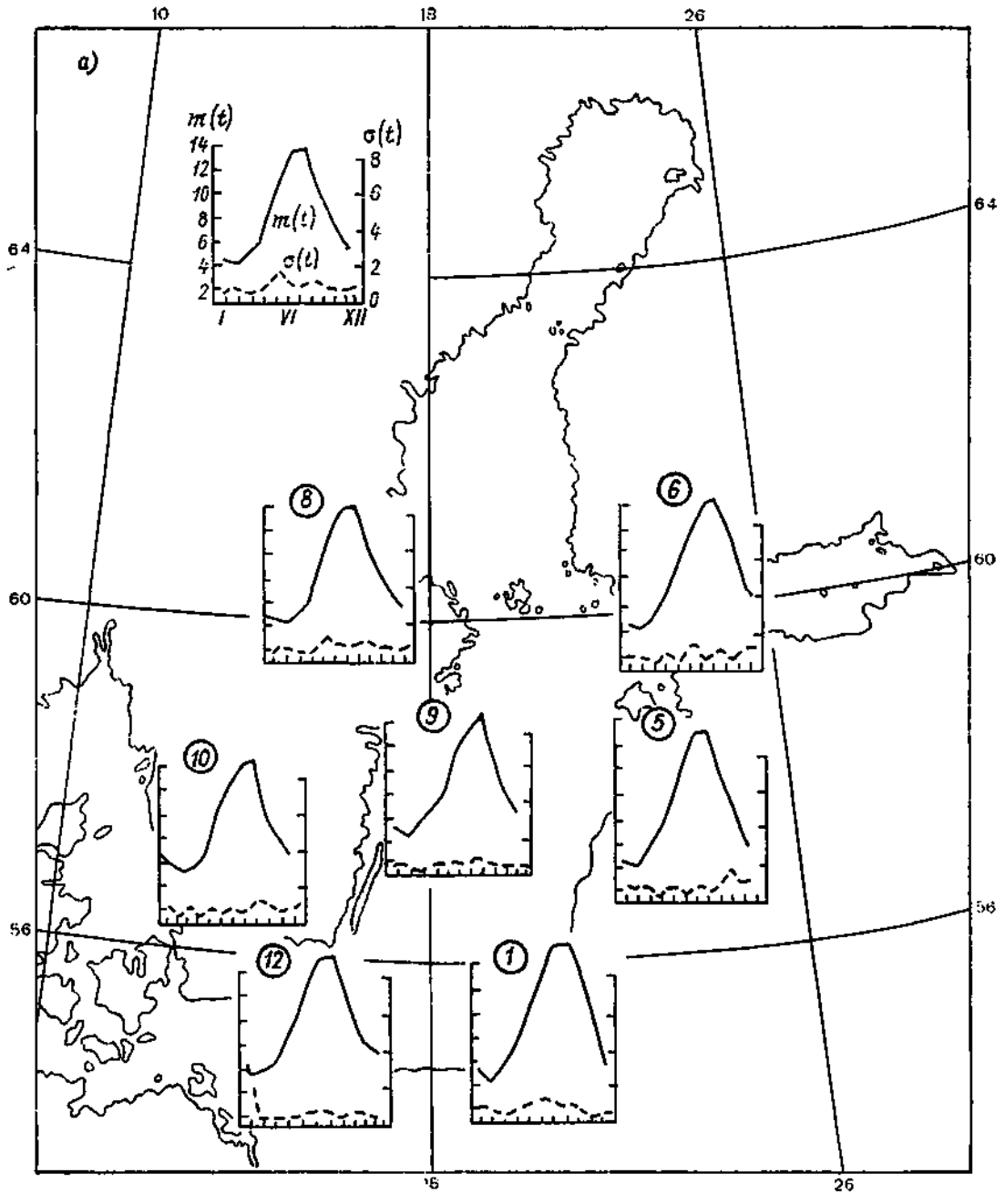
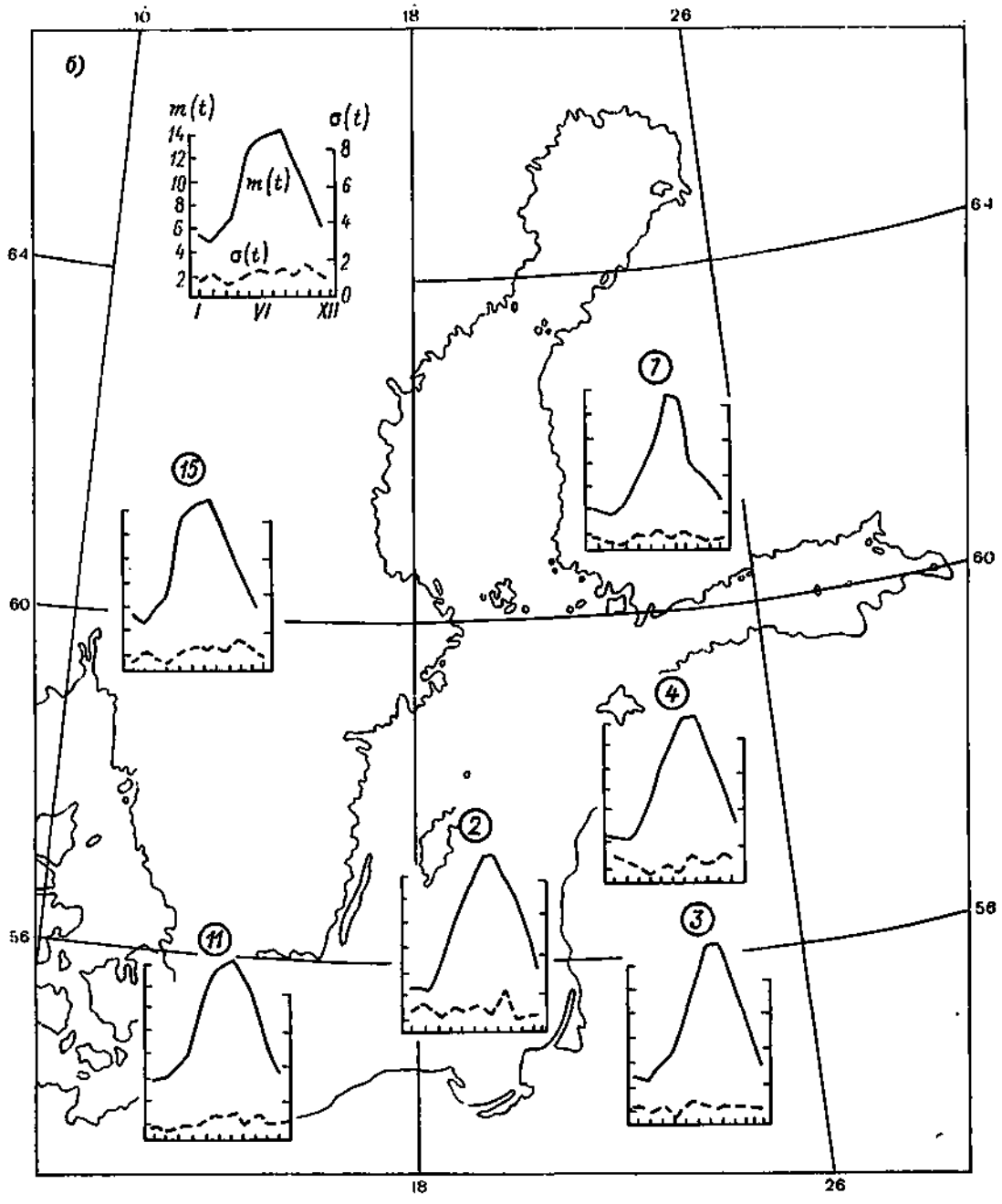


Рис. 2.40. Оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего
ным аналитических ($а$) и ни

Наибольшие значения математического ожидания от станции к станции изменяются незначительно: от 13,4 г/м³ в Стокгольме до 16,1 г/м³ в Балтийске, т. е. всего лишь на 2,7 г/м³. При этом бо́льшая абсолютная влажность оказывается на южном побережье моря в районе станций Устка (15,3 г/м³) и Балтийск (16,1 г/м³). На всех других станциях они практически одинаковы (14,1—14,8 г/м³), за исключением Стокгольма, где значение абсолютной влажности оказывается наименьшим. Наибольшие значения $m(t)$ на всех станциях отмечаются летом, в августе, и только в проливной зоне (Копенгаген) — в июле.

Наименьшие значения $m(t)$ изменяются от 4,1 г/м³ (Ристна) до 5,4 г/м³ (Копенгаген), т. е. на 1,3 г/м³. Их распределение несколько иное, бо́льшие из них отмечаются в районе Датских проливов (Копенгаген, 5,4 г/м³) и на южном побережье (Устка, 5,3 г/м³). На станциях западного и восточного побережья они примерно одинаковы и изменяются в диапазоне 4,1—4,8 г/м³. Время наступления минимумов выражено четко—зима, февраль.

В целом средние годовые значения абсолютной влажности в прибрежной зоне Балтийского моря оказываются довольно высокими и в течение года изменяются в достаточно больших пределах, от 4,1 до 16,1 г/м³, т. е. на 12,0 г/м³. Максимумы абсолютной влажности по станциям не намного превышают наибольшие значения в годовом ходе. Они изменяются в пределах от 15,5 г/м³ (Висбю) до 19,6 г/м³ (Балтийск), т. е. разность составляет 4,1 г/м³. Отмечаются они также летом, в июле и августе, но преимущественно в августе.



квадратического отклонения $\sigma(t)$ абсолютной влажности по данформационных (*б*) станций.

Минимумы могут быть представлены довольно низкими значениями от 2,2 г/м³ (Ристна) до 4,1 г/м³ (Копенгаген) и проявляются иногда по два раза в году (Копенгаген, январь и февраль), но чаще всего отмечаются в феврале, за исключением Устки (декабрь).

Оценка кривых среднего квадратического отклонения позволяет установить, что они в основном не когерентны кривым $m(t)$. Наибольшие значения $\sigma(t)$ на всех станциях примерно одинаковы — 1,0—1,3 г/м³. Разброс по времени достаточно велик: они могут отмечаться по два—три раза в году, в период с мая по декабрь. Меньшие из значений $\sigma(t)$ изменяются от 0,2 до 0,7 г/м³. Минимальные значения $\sigma(t)$, как правило, наблюдаются весной, в апреле.

В течение года разброс значений абсолютной влажности невелик и $\sigma(t)$ изменяется от 0,2 до 1,3 г/м³, т. е. на 0,9 г/м³.

Таким образом, практически в течение всего года средние показатели абсолютной влажности оказываются очень устойчивыми. Оценка разностей $m(t) - \text{Me}$ и $m(t) - T$ также не выявляет существенных различий, так как во все месяцы года она не превышает 0,1—0,2 г/м³, что характеризует близость распределения к нормальному. Данные, полученные с помощью ПКСП и квантильного анализов, достаточно полно характеризуют изменчивость годового хода абсолютной влажности, а результаты пространственного анализа позволяют сделать вывод об однородности атмосферных процессов в различное время года.

2.8.5. Сезонная изменчивость абсолютной влажности

Статистические показатели сезонной изменчивости абсолютной влажности рассчитаны для 13 прибрежных станций. В качестве примера вероятностные оценки изменчивости абсолютной влажности для четырех станций опорной сети (Балтийск, Ристна, Стокгольм и Копенгаген) приведены в табл. 2.41 и на рис. 2.41.

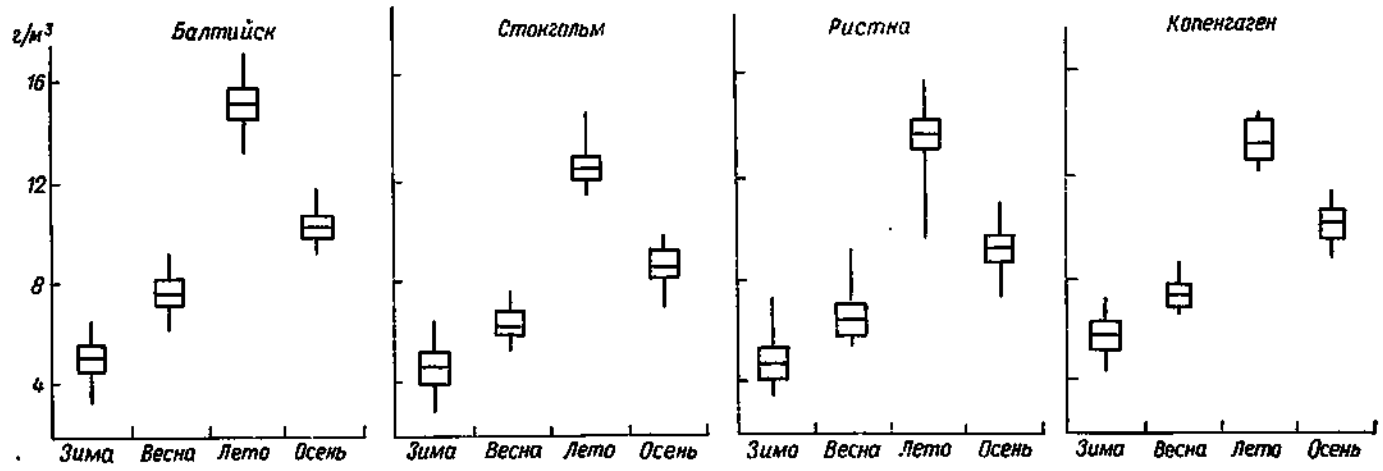


Рис. 2.41. Вероятностные оценки (ящики с усами) сезонной изменчивости абсолютной влажности.

Как видно из рисунка, формы «ящиков с усами» абсолютной влажности довольно похожи не только на разных станциях, но и в разные сезоны и различаются в основном по длине «усов».

Зимой средние значения абсолютной влажности на станциях, расположенных в северной части моря, несколько ниже, чем в южной. Так, в Ристне Me равна 4,8 г/м³, в Стокгольме — 4,6 г/м³, в Балтийске и Копенгагене — 5,1 и 5,8 г/м³ соответственно, а значения интерквартильного расстояния Q колеблются от 0,9 до 1,2 г/м³. Пределы колебаний средних значений $\sigma(t)$ невелики — от 0,6 г/м³ в Ристне до 0,9 г/м³ в Стокгольме. Линия медианы на всех станциях совпадает с положением трехсреднего и занимает среднее положение в «ящике». Крайние значения небольшие, диапазон изменений от 3,0 до 7,5 г/м³, т. е. 4,5 г/м³.

Весной только на ст. Ристна «ящик с усами» несколько больше, чем на других станциях. Здесь же отмечается и бóльшее значение максимума — 9,2 г/м³. На всех других станциях значения медианы лежат в пределах от 6,3 г/м³ (Стокгольм) до 7,8 г/м³ (Балтийск). Причем, на южном побережье значения Me больше, чем на станциях северной части моря: Балтийск и Копенгаген — 7,8 и 7,4 г/м³; Ристна и Стокгольм — 6,5 и 6,3 г/м³. Разброс значений 50 %-ной обеспеченности меньше, чем зимой (Q = 0,6; 0,7 г/м³), за исключением Ристны, где значения Q = 1,1 г/м³ сохраняются на уровне зимних. Преобладающее значение Q близко, а нередко и равно математическому ожиданию и медиане. Среднее квадратическое отклонение $\sigma(t)$ на всех станциях уменьшается и составляет 0,5—0,7 г/м³.

Летом значения Me на всех станциях наибольшие и изменяются от 12,7 г/м³ в Стокгольме до 15,2 г/м³ в Балтийске. Возрастает и $\sigma(t)$, особенно на ст. Копенгаген, где его значения оказываются наибольшими в году. Значения интерквартильного расстояния различаются по районам довольно существенно, так, на станциях южного побережья (Балтийск и Копенгаген), где Q равно 1,1 и 1,3 г/м³ соответственно, характеристики средних значений менее устойчивы, на станциях северной части моря в Ристне и Стокгольме Q равно 0,9 и 0,5 г/м³ и устойчивость повышается. Трехсреднее и медиана почти совпадают с математическим ожиданием, и линия медианы располагается в середине «ящика». Крайние значения летом оказываются наиболь-

Таблица 2.41

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости абсолютной влажности (г/м³)

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Ст. Балтийск				Ст. Ристна				Ст. Стокгольм				Ст. Копенгаген			
$m(t)$	5,1	7,8	15,2	10,3	4,8	6,5	13,6	9,2	4,6	6,3	12,7	8,6	5,8	7,4	13,5	10,1
$\sigma(t)$	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,8	0,9	0,6	0,1	0,8	0,8	0,7	0,9	1,0
$D(t)$	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,2	0,4	0,6	0,8	0,4	0,1	0,6	0,6	0,5	0,8	1,0
$x_{0,95}$	4,7	7,3	14,6	10,0	4,3	5,9	13,3	8,8	4,0	6,0	12,3	8,2	5,2	7,0	12,9	9,6
Me	5,2	7,8	15,2	10,2	4,7	6,3	13,7	9,2	4,7	6,3	12,5	8,5	5,7	7,4	15,5	10,1
$x_{0,75}$	5,6	8,0	15,7	10,5	5,4	7,0	14,2	9,6	5,2	6,7	12,8	9,1	6,2	7,6	14,2	10,5
T	5,2	7,7	15,2	10,2	4,8	6,4	13,7	9,2	4,6	6,3	12,5	8,6	5,7	7,3	13,6	10,1
Q	0,9	0,7	11,1	0,5	1,1	1,1	0,9	0,8	1,2	0,7	0,5	0,9	1,0	0,6	1,3	0,9
$x_{мин}$	3,4	6,4	13,3	9,2	3,5	5,4	9,6	7,3	3,0	5,5	12,0	7,2	4,4	6,6	12,2	8,7
$x_{макс}$	6,3	9,1	17,1	11,9	7,5	9,2	15,9	10,8	6,1	7,0	14,7	9,9	6,7	8,5	14,4	11,4

шими и изменяются в пределах от 9,6 до 17,1 г/м³, т. е. на 7,5 г/м³.

Осенью значения Ме уменьшаются. Уменьшаются и разности между максимумами и минимумами. Отклонение $\sigma(t)$ или незначительно возрастает, или сохраняется примерно таким же, как и летом. Несколько уменьшается размер «ящиков» и $x_{0,25} - x_{0,75}$ изменяется от 0,5 до 0,9 г/м³, но трехсреднее и медиана практически совпадают между собой и с $m(t)$ на всех станциях. Крайние значения абсолютной влажности снижаются, уменьшается и размах.

2.8.6. Межгодовая изменчивость абсолютной влажности

Как видно из рис. 2.42, диапазон колебаний абсолютной влажности от года к году невелик. Так, по всему бассейну ее средние годовые значения изменяются в пределах от 7,6 до 9,3 г/м³, т. е. всего лишь на 2,9 г/м³. На станциях восточного побережья эти изменения оказываются еще меньше. Максимальные значения абсолютной влажности здесь изменяются от 9,3 г/м³ (Ристна, 1974 г.) до 10,5 г/м³ (Балтийск, 1966 г.), т. е. разность составляет 1,0 г/м³. В основном максимальные значения абсолютной влажности отмечаются по одному разу в разные годы, и только в Клайпеде и Ристне по два раза в 1960 г. и в Клайпеде и Павилосте по два раза в 1982 г.

Средние минимальные значения влажности оказываются довольно высокими и изменяются от 7,9 г/м³ (Ристна, 1975 г.) до 8,9 г/м³ (Балтийск, 1978 г.) и имеют такой же небольшой размах (1 г/м³), как и максимумы. В 1975 г. они отмечались на трех станциях (Нида, Лиепая и Павилоста), в 1978 г. — на двух (Балтийск и Клайпеда), а на других станциях — в разное время. Общий диапазон колебаний средних годовых значений абсолютной влажности 10,5—7,9 г/м³.

На станциях западного побережья (рис. 2.42) изменения средних годовых значений абсолютной влажности от года к году также невелики — 10,4—7,6 г/м³. Максимальные значения близки к максимумам на восточном побережье. Пределы их изменения от 8,4 г/м³ (Турку, 1971 г.) до 10,4 г/м³ (Грейфсвальд, 1974 г.), т. е. 2,0 г/м³. В 1966 г. максимумы отмечались на трех станциях (Копенгаген, Фредрик, Устка), в 1971 и 1974 гг. в Стокгольме и Турку, а также в Грейфсвальде и Устке. В 1977 г. отмечался максимум на ст. Висбю.

Минимальные средние годовые значения на станциях западного побережья мало отличаются от максимальных. Они изменяются от 7,6 г/м³ (Стокгольм, 1969 г.) до 9,3 г/м³ (Грейфсвальд, 1964, 1969 гг.). В 1969 г. минимальные значения абсолютной влажности отмечаются одновременно в Стокгольме, Грейфсвальде и Устке, в 1964 г. в Копенгагене и Грейфсвальде, в 1975 г. на станциях Турку и Фредрик, в 1976 г. на ст. Висбю.

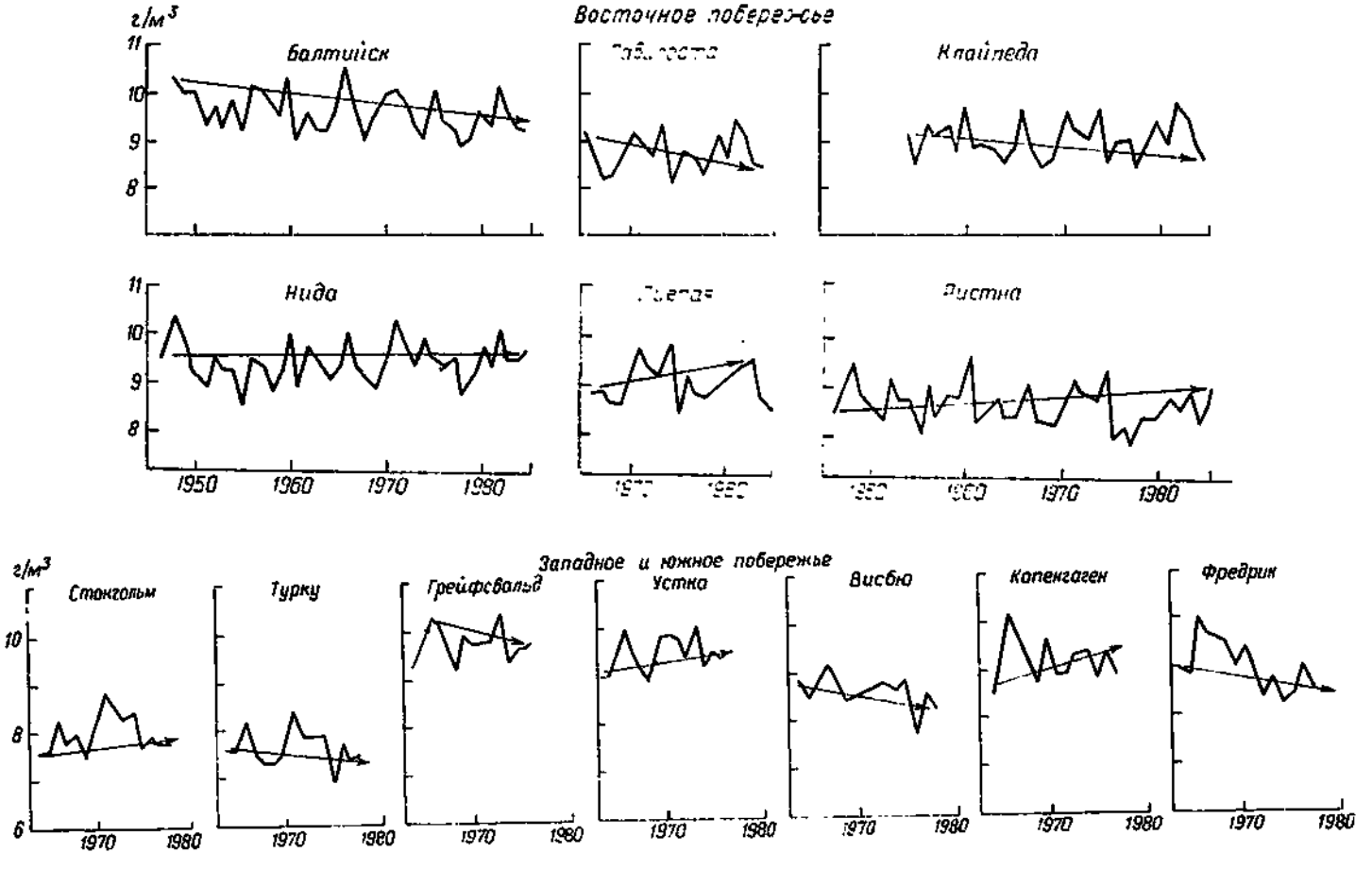


Рис. 2.42. Средняя годовая абсолютная влажность и тенденции межгодовой изменчивости на восточном, западном и южном побережье Балтийского моря.

Таблица 2.42

Продолжительность тенденций изменений абсолютной влажности на прибрежных станциях

Станция	Период спада	Число лет	Квазистационарный период	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	1948—1985	37	—	—	—	—
Нида	—	—	1947—1985	38	—	—
Лиепая	—	—	—	—	1965—1983	20
Клайпеда	—	—	1948—1985	37	—	—
Павилоста	1965—1985	20	—	—	—	—
Ристна	—	—	—	—	1946—1985	39
Турку	1964—1978	15	—	—	—	—
Стокгольм	—	—	—	—	1964—1978	15
Висбю	1964—1978	15	—	—	—	—
Фредрик	1964—1978	15	—	—	—	—
Копенгаген	—	—	—	—	1964—1966	3
					1973—1974	1
Грейфсвальд	1966—1973	7	—	—	1964—1966	3
Устка	—	—	—	—	—	15

Экспертная оценка тенденций (рис. 2.42) подтверждает устойчивость средних многолетних значений абсолютной влажности (табл. 2.42). В частности, в межгодовой изменчивости преобладает аддитивная составляющая. Как видно из табл. 2.42, долгопериодная тенденция спада отмечается на пяти станциях — Балтийск, Павилоста, Турку, Висбю и Фредрик.

Долгопериодная квазистационарная тенденция на станциях Нида (1947—1985 гг.) и Клайпеда (1948—1985 гг.) оказывается устойчивой и наблюдается 37 и 38 лет соответственно. Долгопериодная тенденция роста отмечается в Лиепае (1965—1983 гг.), в Ристне (1946—1985 гг.), в Стокгольме и Устке (1946—1978 гг.).

Необходимо отметить особенность, которая характерна для всех видов долгопериодных тенденций — незначительное возрастание или уменьшение абсолютной влажности воздуха в исследуемом периоде, благодаря чему их можно рассматривать как близкие к квазистационарным.

Оценка характеристик межгодовой изменчивости абсолютной влажности воздуха выполнена с помощью квантильного анализа, результаты которого приведены в табл. 2.43 и на рис. 2.43.

Как видно из рисунка, кривая межгодовой изменчивости абсолютной влажности воздуха не выходит за пределы линий максимума и минимума. Среднее годовое значение математического ожидания $m(t)$ на всех станциях различается мало — от 7,6 г/м³ в Турку до 9,8 г/м³ в Грейфсвальде. Однако существует различие в распределении значений $m(t)$ по периметру моря: большие значения, т. е. 9,0 г/м³ и более, отмечаются в южной части моря и в проливах — от Фредрика, Копенгагена и далее по южному побережью к Балтийску (9,6 г/м³) и до Клайпеды (9,0 г/м³) включительно. В северной части моря от ст. Лиепая (8,8 г/м³) по береговой

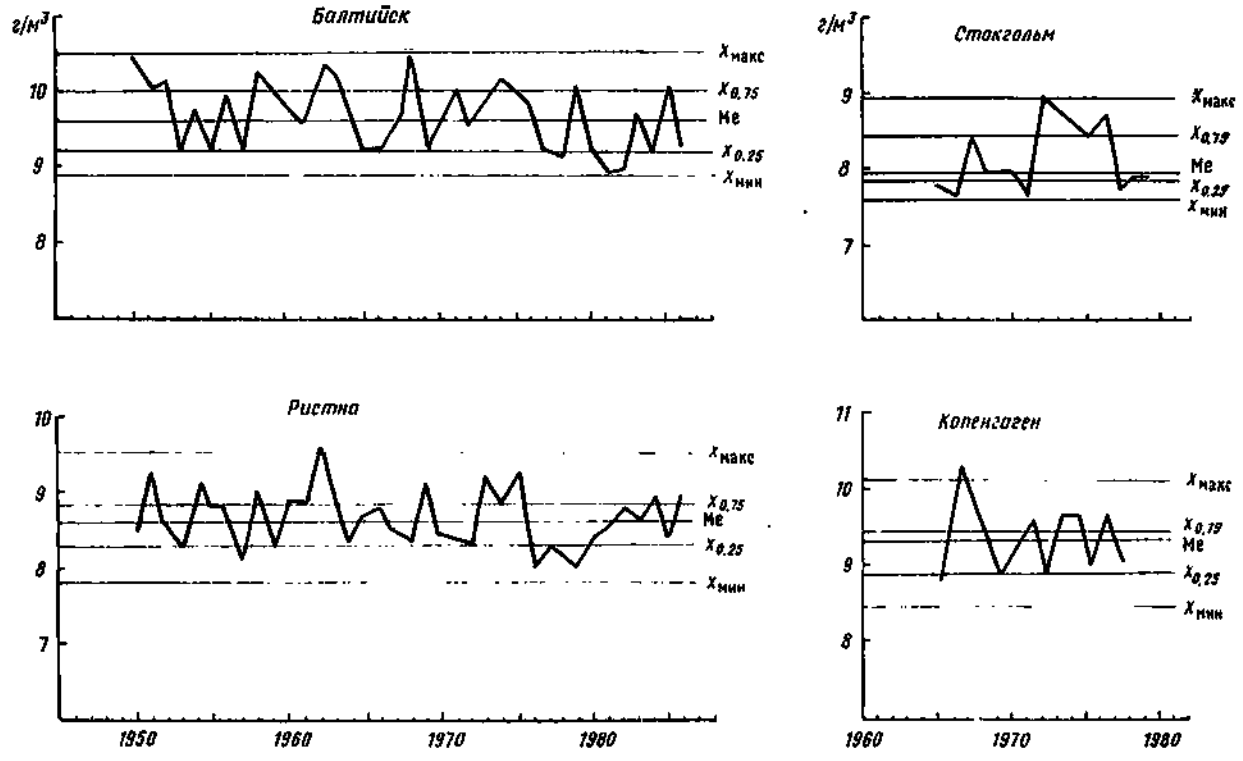


Рис. 2.43. Вероятностные оценки изменчивости абсолютной влажности.

Таблица 2.43

Вероятностные характеристики межгодовой изменчивости абсолютной влажности (г/м³) на прибрежных станциях

Станции	$m(t)$	$\sigma(t)$	$D(t)$	$x_{0,25}$	Me	$x_{0,75}$	T	Q	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Балтийск	9,6	0,4	0,2	9,2	9,6	10,0	9,6	0,8	8,9	10,5
Нида	9,3	0,4	0,2	9,1	9,2	9,6	9,3	0,5	8,4	10,2
Клайпеда	9,0	0,4	0,2	8,8	8,9	9,3	9,0	0,5	8,4	9,7
Лиепая	8,8	1,2	1,5	8,5	8,8	9,2	8,8	0,7	8,2	9,6
Павилоста	8,7	0,4	0,2	8,5	8,7	9,1	8,8	0,6	8,1	9,4
Ристна	8,5	0,4	0,2	8,3	8,6	8,8	8,6	0,5	7,8	9,5
Стокгольм	8,0	0,8	0,7	7,8	7,9	8,4	8,0	0,6	7,6	8,9
Висбю	8,6	0,3	0,1	8,5	8,6	8,8	8,6	0,3	7,8	9,1
Турку	7,6	0,4	0,1	7,4	7,6	7,9	7,6	0,5	6,9	8,4
Копенгаген	9,2	0,4	0,2	8,9	9,3	9,4	9,2	0,5	8,5	10,1
Грейфсвальд	9,8	0,4	0,1	9,7	9,8	10,0	9,8	0,3	9,3	10,4
Фредрик	9,0	0,5	0,3	8,5	9,0	9,5	9,0	1,0	8,2	10,0
Устка	9,4	0,4	0,1	9,1	9,5	9,8	9,5	0,7	8,9	9,9

линии на север до ст. Турку значения уменьшаются и в Турку отмечается минимальное значение абсолютной влажности — 7,6 г/м³, а затем к Стокгольму и Висбю они увеличиваются (Висбю — 8,6 г/м³).

В Балтийске $m(t)$ довольно значительно, отклонение от многолетнего значения $\sigma(t)$ невелико — 0,4 г/м³, интерквантильное расстояние Q, характеризующее разброс данных 50 %-ной обеспеченности, также небольшое и составляет 0,8 г/м³. Размах крайних значений от 10,5 до 8,9 г/м³, т. е. 1,6 г/м³.

В Ристне $m(t)$ заметно меньше (8,5 г/м³), чем в Балтийске, $\sigma(t)$ незначительно — 0,4 г/м³, интерквантильное расстояние равно 0,5 г/м³. Значения медианы и трехсреднего практически совпадают с математическим ожиданием. Крайние значения меньше, но размах их примерно такой же, как и в Балтийске, 9,5—7,8 г/м³, т. е. 1,7 г/м³. В Стокгольме $m(t) = 8{,}0$ г/м³, т. е. меньше, чем в Балтийске и Ристне, но $\sigma(t)$ не изменяется и составляет 0,4 г/м³. Значения медианы и трехсреднего практически совпадают с $m(t)$, интерквантильное расстояние равно 0,6 г/м³. В Копенгагене среднее годовое значение $m(t)$ возрастает до 9,2 г/м³, но значение $\sigma(t)$ не меняется. Медиана и трехсреднее также практически совпадают с математическим ожиданием, интерквантильное расстояние (0,5 г/м³) меньше, чем в Балтийске и Ристне. Размах остается примерно таким же и составляет 1,6 г/м³.

2.9. Атмосферные осадки

Оценка изменчивости сумм осадков выполнена по данным наблюдений на шести станциях, расположенных на восточном побережье Балтийского моря (Балтийск, Нида, Клайпеда, Лиепая, Павилоста и Ристна), и полученные характеристики изменчивости могут распространяться только на восточное побережье моря.

2.9.1. Годовой ход

Выявление элементов ритмики в годовом ходе осадков выполнено по кривым реализаций месячных сумм осадков на всех исследуемых станциях (рис. 2.44).

Наибольшее количество осадков на восточном побережье моря изменяется в довольно больших пределах — от 280,7 до 64,5 мм, т. е. на 236,2 мм. При этом в Лиепае и Клайпеде суммы наибольшего количества осадков значительно превышают суммы количества осадков на всех других станциях: в Лиепае — 152,7 мм, в Клайпеде — 147,4 мм,

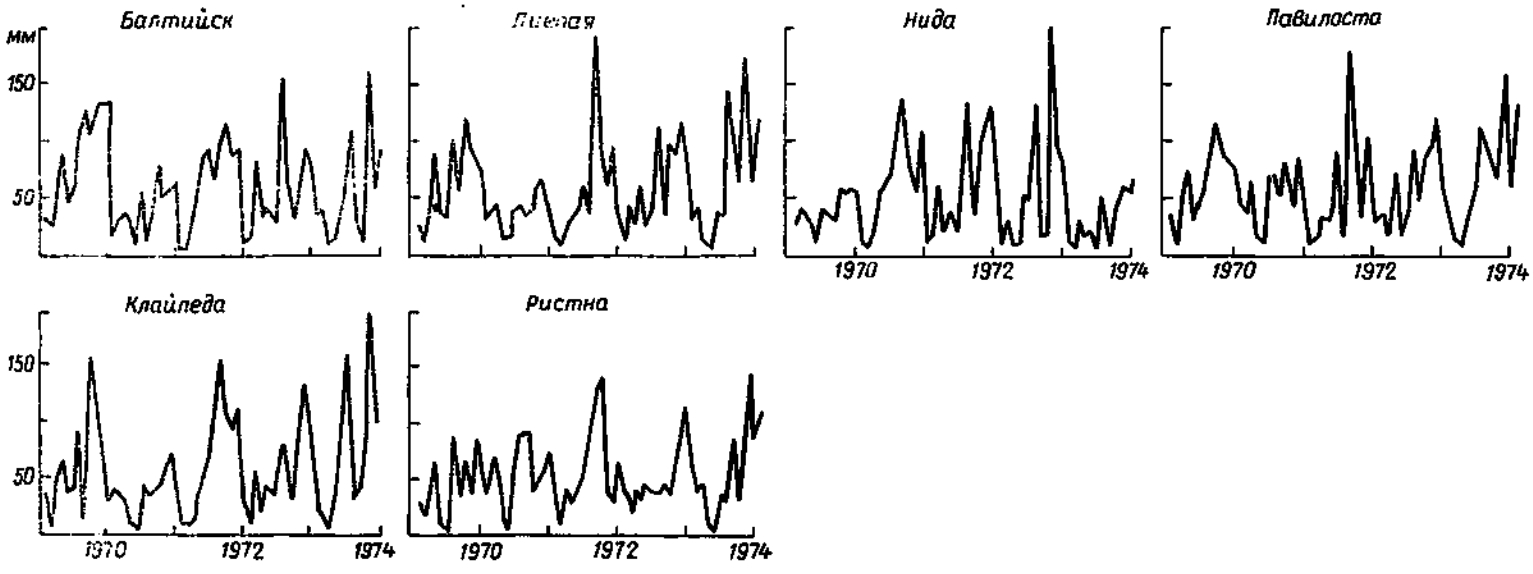


Рис. 2.44. Отрезки реализации среднего месячного количества осадков, 1970—1974 гг.

Таблица 2.44

Вероятностные характеристики внутригодовой изменчивости количества осадков (мм). Ст. Балтийск

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m(t)$	48,0	32,3	35,4	38,8	48,0	61,8	68,6	75,3	66,3	60,1	71,6	64,9
$\sigma(t)$	25,2	16,2	16,8	21,9	30,2	30,0	39,2	34,7	32,6	41,5	31,2	30,0
$D(t)$	635,7	261,3	283,7	478,3	912,4	899,7	1534,1	1203,6	1065,2	1721,7	975,4	900,0
$x_{0,25}$	25,1	23,9	21,9	23,1	25,4	35,1	38,1	42,3	37,0	27,1	51,9	33,7
Me	44,2	33,6	34,2	30,9	38,1	61,3	56,1	71,4	69,5	49,7	65,3	67,2
$x_{0,75}$	61,9	38,9	50,5	53,3	59,7	83,2	100,7	97,8	81,8	78,8	85,5	91,0
T	43,8	32,5	35,2	34,5	40,3	60,2	62,8	70,7	64,4	51,3	67,0	64,8
Q	36,8	15,0	28,6	30,2	34,3	48,1	62,6	55,5	44,8	51,7	33,6	57,3
$x_{\text{мин}}$	9,1	3,8	6,5	12,2	8,6	3,6	16,3	17,8	16,5	9,5	22,0	5,3
$x_{\text{макс}}$	117,1	89,6	78,9	96,8	135,4	120,6	151,7	149,7	155,4	172,4	158,5	121,5

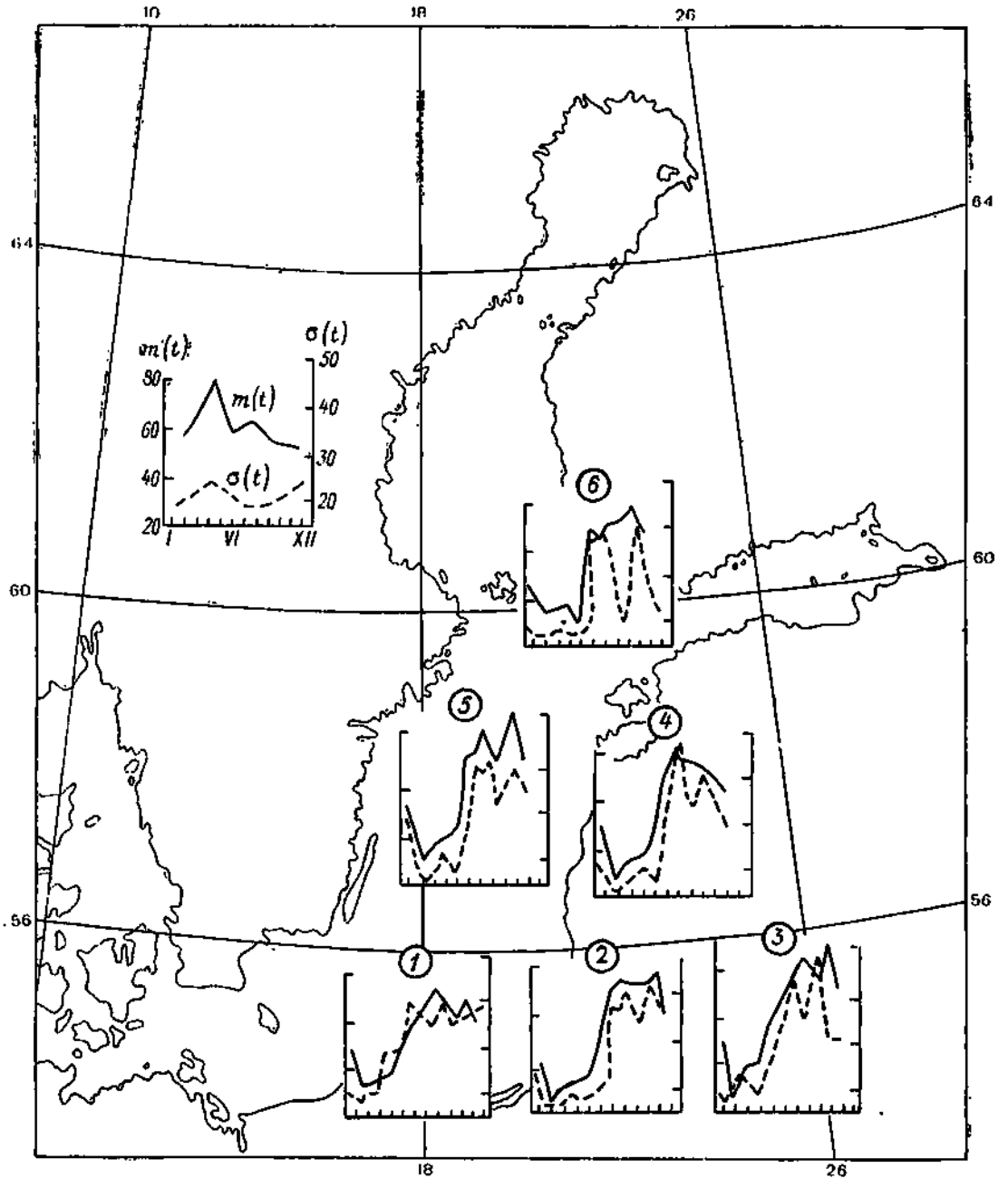


Рис. 2.45. Оценки математического ожидания $m(t)$ и среднего квадратического отклонения $\sigma(t)$ количества осадков.

а в Балтийске, Ниде, Павилосте и Ристне — от 113,9 до 127,1 мм. Характерно, что на всех станциях с января по июнь максимумы количества осадков за исследуемый период не наблюдались. Наиболее часто годовой максимум месячных сумм осадков отмечается в ноябре, а также в августе и сентябре.

Наименьшее в году количество осадков может изменяться от 1,4 мм (Нида) до 34,6 мм (Балтийск), т. е. на 33,2 мм. Самое низкое значение среднего минимального количества осадков на побережье оказывается в Ристне (7,2 мм) и в Клайпеде (8,9 мм). На всех других станциях оно изменяется от 10,1 до 14,4 мм. Чаще всего наименьшее количество осадков отмечается в январе, феврале и мае, нередко в апреле. С сентября по декабрь на всех станциях минимум осадков не отмечался.

Характер изменения количества осадков выявляет наличие годовой ритмики, что позволяет применить для оценки годового хода ПКСП-анализ. Результаты расчета для ст. Балтийск в качестве примера приведены в табл. 2.44, а на рис. 2.45 представлены кривые $m(t)$ и $\sigma(t)$ для шести станций побережья.

Оценка изменчивости математического ожидания показывает, что наибольшие значения средних месячных сумм осадков в прибрежной зоне моря изменяются в небольших пределах — от 75,3 (Балтийск) до 87,1 мм (Павилоста), т. е. на 11,8 мм. Максимальные суммы осадков отмечаются почти повсеместно в ноябре, за исключением Балтийска (август). Наименьшие суммы осадков в году наблюдаются, как правило, в феврале и также мало различаются на всех станциях побережья. Они изменяются от 26,6 мм в Ниде до 32,3 мм в Балтийске. Однако отклонения от средних $\sigma(t)$ чрезвычайно велики (табл. 2.44). Наибольшие значения $\sigma(t)$ изменяются в пределах 41,0—56,1 мм, но наблюдаются в разные месяцы. Так, в южной части моря от Балтийска до Клайпеды наибольшие отклонения сумм осадков от их среднего многолетнего значения отмечаются в октябре, а в северной части — в августе. В феврале на всех станциях побережья одновременно отмечаются наименьшие значения от 13,2 до 16,2 мм.

Максимальные наблюденные суммы осадков существенно отличаются от средних. Они изменяются от 172,4 мм (Балтийск) до 244,5 мм (Нида). В южной части побережья и в Ристне они наблюдаются в октябре, в Лиепае — в ноябре, а в Павилосте — в июле. Так же резко отличаются по своим характеристикам и минимальные наблюденные суммы осадков. Их значения изменяются в пределах 0,8—3,6 мм, и могут наблюдаться с февраля по июнь, но на большинстве станций (Лиепая, Ристна) они чаще всего наблюдаются в апреле.

2.9.2. Сезонная изменчивость

Статистические показатели сезонной изменчивости количества осадков рассчитаны для всех шести станций восточного побережья Балтийского моря и в качестве примера для ст. Балтийск представлены в табл. 2.45, а на рис. 2.46 приведены

Таблица 2.45

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости количества осадков (мм). Ст. Балтийск

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень
$m(t)$	143,0	122,3	205,7	198,0
$\sigma(t)$	46,8	50,5	69,2	64,8
$D(t)$	2185,9	2547,8	4794,8	4195,6
$x_{0,25}$	107,0	80,4	136,4	137,2
Me	133,4	114,7	222,7	192,7
$x_{0,75}$	183,6	150,6	257,3	232,7
T	139,3	116,1	209,8	188,8
Q	76,6	70,2	120,9	95,5
$x_{\text{мин}}$	54,7	56,1	66,6	73,6
$x_{\text{макс}}$	236,4	285,5	327,5	326,6

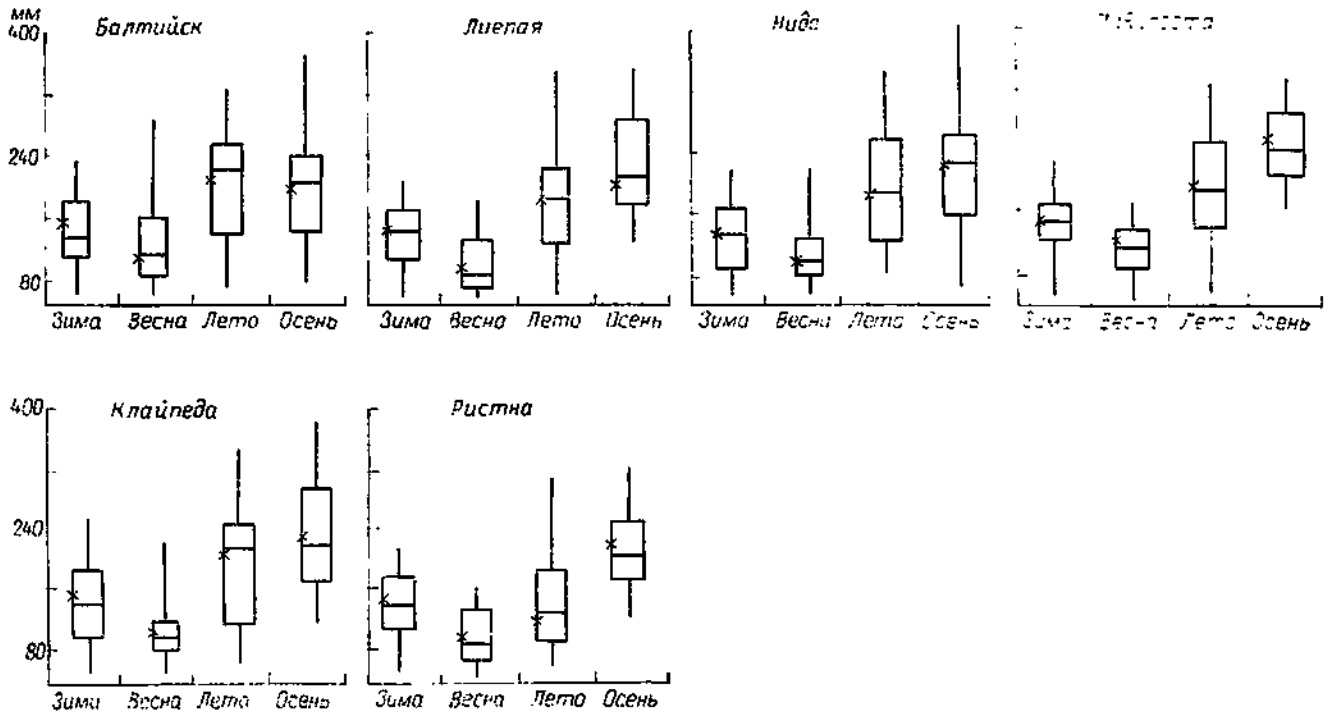


Рис. 2.46. Вероятностные оценки (ящики с усами) сезонной изменчивости количества осадков.

вероятностные оценки («ящики с усами»). Для всех станций расположение ящиков представляет образ кривой сезонного хода сумм осадков.

Зимой ящики с усами меньше, чем летом и осенью, но больше, чем весной. При этом, обращает внимание, что «ящики» в южной части моря — в Балтийске, Ниде и Клайпеде, значительно больше, чем на станциях, расположенных севернее. Интерквантильное расстояние в южной части колеблется в пределах от 75,2 до 81,9 мм, тогда как в северной части оно изменяется от 55,6 до 62,9 мм, характеризуя тем самым устойчивость атмосферных процессов, обусловливающих осадки зимой в северной части морского побережья.

Средние значения сумм осадков зимой также меньше, чем летом и осенью, но довольно большие и мало различаются на станциях (от 130,7 до 149,6 мм). Линия медианы на станциях расположена несколько выше или ниже трехсреднего, однако разность между трехсредним, медианой и математическим ожиданием невелика. Размах крайних значений достаточно большой — от 45,4 до 259,2 мм.

Весной количество осадков наименьшее на всех станциях — 104,5—122,3 мм. «Ящики с усами» также наименьшие из всех, особенно в Клайпеде и Павилосте. Интерквантильное расстояние на всех станциях, за исключением Балтийска (70,7 мм), колеблется от 33,6 до 58,7 мм. Линия медианы чаще всего несколько выше трехсреднего и смещена в сторону бóльшего из «усов», но разности математического ожидания, трехсреднего и медианы незначительны и не превышают 10 % $m(t)$. Размах крайних значений велик — от 29,7 до 285,5 мм.

Летом «ящики с усами» существенно возрастают и на большинстве станций оказываются максимальными из всех сезонов, за исключением Лиепаи. Среднее значение сезонных сумм осадков изменяется от 154,4 до 205,7 мм. Возрастает и среднее квадратическое отклонение, оно изменяется от 54,2 до 73,7 мм. Линия медианы летом в большинстве случаев заметно смещена в сторону максимума, который оказывает наиболее существенное влияние на средние суммы осадков летом на всем побережье. Минимумы и максимумы заметно возрастают, соответственно возрастает и их размах, составляющий 303,1 мм.

Осенью на всех станциях, за исключением Балтийска, суммы осадков максимальные — от 198,0 до 249,6 мм, наибольшим оказывается и $\sigma(t)$ — 51,1—79,0 мм, что может быть связано с активным переносом влажных воздушных масс с Атлантики. Интерквантильное расстояние меньше, чем летом, за исключением Лиепаи (106,5 мм), где наблюдается максимальное за все сезоны значение Q. В северной и южной частях побережья интерквантильное расстояние уменьшается и изменяется от 74,7 до 101,0 мм. Линия медианы чаще всего совпадает с трехсредним. Максимальные значения сумм осадков осенью на всех станциях, за исключением Лиепаи и Павилосты, наибольшие из всех сезонов.

2.9.3. Межгодовая изменчивость

Полная реализация годовых сумм осадков для шести станций представлена на рис. 2.47. Обращает внимание тот факт, что средние годовые суммы осадков за исследуемый период на станциях

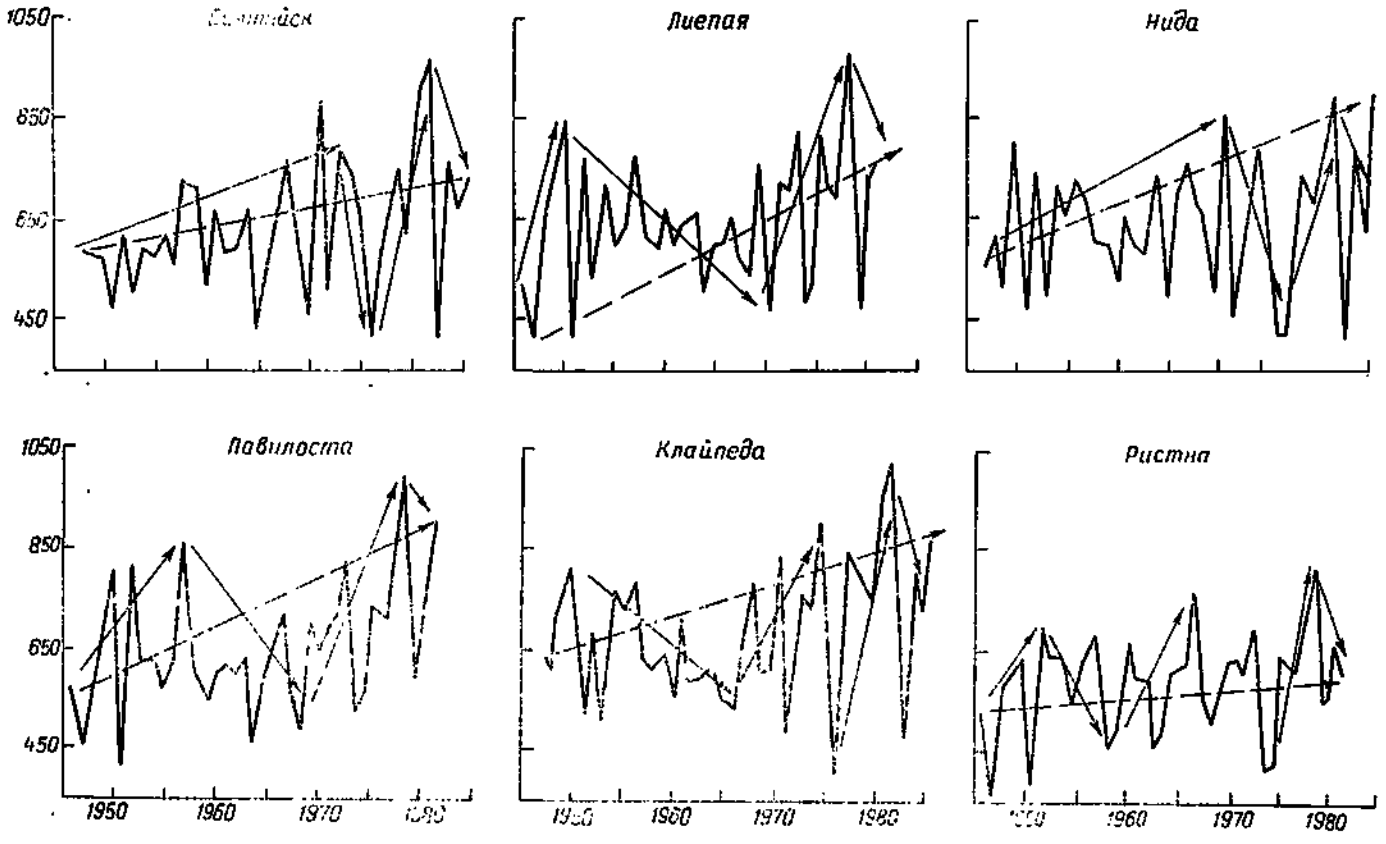


Рис. 2.47. Среднее годовое количество осадков и тенденции межгодовой изменчивости.

Таблица 2.46

Продолжительность тенденций изменений годовых сумм осадков на станциях восточного побережья

Станция	Период спада	Число лет	Квазистационарный период	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	—	—	—	—	1948—1972	24
	1973—1975	3	—	—	—	—
	—	—	—	—	1976—1981	5
	1982—1985	4	—	—	—	—
Нида	—	—	—	—	1948—1971	23
	1972—1976	5	—	—	—	—
	—	—	—	—	1977—1982	5
	1983—1985	3	—	—	—	—
Клайпеда	1950—1965	15	—	—	—	—
	—	—	—	—	1966—1974	9
	—	—	—	—	1975—1981	6
	1982—1984	3	—	—	—	—
Лиепая	—	—	—	—	1946—1950	4
	1951—1971	21	—	—	—	—
	—	—	—	—	1972—1980	9
	1981—1985	4	—	—	—	—
Павилоста	—	—	—	—	1946—1957	11
	1958—1969	12	—	—	—	—
	—	—	—	—	1970—1980	11
	1981—1985	—	—	—	—	—
Ристна	—	—	—	—	1946—1952	6
	1953—1963	11	—	—	—	—
	—	—	—	—	1964—1974	11

различаются довольно существенно: от 1021,4 мм в Клайпеде (1981 г.) до 357,7 мм в Ристне (1947 г.), т. е. на 663,7 мм.

Наибольшие средние годовые суммы осадков изменяются от 834,3 до 1021,4 мм и отмечались одновременно на всех шести станциях восточного побережья в 1981 г. Характерно, что значения, близкие к максимальным, наблюдались и в 1980 г., когда годовые суммы осадков были несколько меньше, чем в 1981 г., но значительно выше, чем во все другие годы.

Наименьшие годовые суммы осадков оказываются довольно небольшими для прибрежной зоны и изменяются от 357,7 мм в Ристне (1947 г.) до 433,6 мм в Павилосте (1951 г.). Разброс минимальных значений во времени велик. Так, в 1947 г. они отмечались только на двух станциях побережья — в Лиепае и Ристне, в 1951 г. — в Павилосте, в 1975 г. — в Балтийске и Клайпеде, а в 1982 г. — в Ниде. Значения, близкие к минимальным (394,2—463,5 мм), отмечались неоднократно и также в разные годы: в 1951 г. — в Балтийске, Лиепае и Ристне; в 1947 г. — в Павилосте; в 1975 г. — в Ниде и в 1982 г. — в Клайпеде. Вместе с тем наименьшие и близкие к ним суммы осадков наблюдаются практически в одни и те же годы (1947, 1951, 1975 и 1982 гг.).

Средние годовые суммы осадков за период с 1947 по 1985 г., которые можно принять за норму для каждой станции, выявляют заметные различия в распределении количества осадков на восточном побережье. Наибольшее количество — от 698,6 до 715,2 мм, выпадает на небольшом участке побережья от Клайпеды до Павилосты, в Балтийске и Ниде несколько меньше — 697,4 и 665,6 мм соответственно, а в Ристне норма оказывается самой низкой — 596,0 мм. Иначе говоря, годовые суммы осадков на восточном побережье высоки, и изменяются в широких пределах и во времени, и в пространстве — от 357,7 до 1021,4 мм, т. е. разность составляет 663,4 мм, что может быть обусловлено влиянием активной циклонической деятельности. Вместе с тем наличие малых минимальных сумм осадков (357,7—433,6 мм) показывает, что в отдельные годы на побережье Балтийского моря в течение длительного времени может преобладать погода, обусловленная антициклонами.

Оценка долгопериодных изменений в ходе осадков показывает наличие долгопериодных тенденций роста и спада (рис. 2.47). На станциях Балтийск, Нида, Павилоста в межгодовой изменчивости сумм осадков (табл. 2.46) выделяются разные по продолжительности долгопериодные тенденции роста — от 11 до 24 лет. На станциях Лиепая и Ристна имеет место короткопериодная тенденция продолжительностью всего лишь 4—6 лет. Долгопериодная тенденция роста проявляется в Павилосте с 1970 по 1980 г., Ристне — с 1964 по 1974 г.

Долгопериодная тенденция спада отмечается с 1950 по 1971 г. преимущественно на станциях, расположенных несколько севернее (Клайпеда, Лиепая, Павилоста, Ристна) и имеет продолжительность от 11 лет в Ристне до 21 года в Лиепае. На всех станциях в последние годы выражена короткопериодная тенденция спада продолжительностью 3—4 года.

Таким образом, аддитивная составляющая (рис. 2.47) характеризует последовательное возрастание годового количества осадков во всей зоне восточного побережья Балтийского моря. Это возрастание обусловлено преобладающими тенденциями роста сумм осадков, а их резкое уменьшение в отдельные годы или периоды подчеркивает все разнообразие циркуляционных факторов над морем.

2.10. Опасные и особо опасные явления

2.10.1. Сильный ветер

Наиболее часто наблюдаемые опасные и особо опасные явления погоды на Балтийском море связаны с сильными и штормовыми ветрами. Обычно

под сильными ветрами понимаются ветры, скорость которых достигает 15 м/с и более, а к штормовым относятся ветры скоростью 20—25 м/с. В настоящей главе под сильными ветрами понимаются ветры скоростью 12 м/с и более.

За шторм принимался ветер скоростью 12 м/с и более, продолжительностью не менее 6 ч. Если разрыв между штормами составлял 6 ч и более, они рассматривались как 2 разных случая. При продолжительности штормов менее 6 ч, но более одного синоптического срока учитывались все случаи ветра скоростью 15 м/с и более.

Выделение шторма с помощью указанных критериев позволяет учесть производственные запросы морских отраслей народного хозяйства, так как при скорости 12 м/с вводятся ограничения на действия производственного оборудования морских портов, на выход мало- и среднетоннажных морских судов в море и на акваторию портов.

Исследование штормов в северной и южной частях Балтийского моря проводилось на основании анализа скоростей ветра по данным двух опорных станций: ст. Ристна — в северной части, ст. Балтийск — в южной части. Использовались восьмисрочные метеорологические наблюдения с 1966 по 1985 г.

В основу группировки барических образований, вызывающих штормовые ветры, положены конкретные траектории выхода циклонов или антициклонов в район исследования в течение последних суток до начала шторма на опорной станции. Эти барические образования в дальнейшем называются штормами. В связи с этим названия группы циклонов и антициклонов соответствуют основному направлению их движения (±22,5°). Названия групп штормовых циклонов и антициклонов принято нами отождествлять с названиями восьми основных румбов — это северные, северо-западные, западные, юго-западные, южные, юго-восточные, северо-восточные, восточные циклоны и антициклоны.

Дополнительно при группировке выделены стационарные циклоны и антициклоны, т. е. барические образования, которые в течение последних суток до начала шторма не перемещались, но соответственно углублялись или усиливались, создавая в последующем штормовую ситуацию в районе опорных станций.

В разделе представлены границы траекторий, повторяемость и продолжительность для семи групп штормовых циклонов и трех групп антициклонов для северной части моря и для восьми групп штормовых циклонов и четырех групп антициклонов — для южной, вызывающих штормы на опорных станциях (табл. 2.47).

Характеристики выделенных групп штормов представлены в виде карт и таблиц. Представлены три вида карт.

1. Карта осевых траекторий и зон вторжения штормовых циклонов для каждой группы, зоны стационарных циклонов, траектории и зоны влияния антициклонов (см. рис. 1 *а*, 3 *а*—7 *а*, 9 *а*—15 *а*

Таблица 2.47

Границы определения траекторий, повторяемость (в числителе — число случаев, в знаменателе — %) и продолжительность (в числителе — суммарная, в знаменателе — средняя одного шторма) групп штормовых барических образований для северной и южной частей Балтийского моря. 1966—1985 гг.

Номер группы	Траектория барического образования	Границы определения, ... °	Повторяемость				Продолжительность, *г*			
			циклон		антициклон		циклон		антициклон	
			север	юг	север	юг	север	юг	север	юг
I	Северная	337,5—22,5	1 / 0,5	4 / 0,8	—	—	6 / 6,0	26 / 6,5	—	—
II	Северо-западная	292,5—337,5	39 / 20,7	143 / 27,8	—	2 / 20,0	257 / 6,6	1187 / 8,3	—	7 / 3,5
III	Западная	247,5—292,5	67 / 35,5	167 / 32,4	3 / 50,0	3 / 20,0	512 / 7,6	1435 / 8,6	30 / 10,0	18 / 6,6
IV	Юго-западная	202,5—247,5	59 / 31,2	120 / 13,3	1 / 16,7	2 / 20,0	480 / 8,1	904 / 7,5	9 / 9,0	12 / 6,0
V	Южная	157,5—202,5	1 / 0,5	7 / 1,4	—	—	1 / 3,0	31 / 4,4	—	—
VI	Юго-восточная	115,5—157,5	—	1 / 0,2	—	—	—	6 / 6,0	—	—
VII	Восточная	67,5—115,5	—	—	—	—	—	—	—	—
VIII	Северо-восточная	22,5—67,5	1 / 0,5	2 / 0,4	—	—	9 / 3,0	7 / 3,5	—	—
IX	Стационарный циклон	—	21 / 11,1	71 / 13,8	2 / 33,3	3 / 30,0	161 / 7,7	466 / 6,6	12 / 6,0	24 / 8,0
	Все направления	—	189 / 100	515 / 100	6 / 100	10 / 100	1426 / 7,6	4062 / 7,9	51 / 8,5	61 / 6,1

приложения 1). На карты нанесены некоторые статистические показатели ветра, характерные для данной штормовой группы: направление и скорость преобладающего ветра, направление ветра при максимальной скорости и значение максимальной скорости, а также общее количество штормов данной группы за весь период исследования (цифра в кружке) и среднее значение скорости ветра (цифра в квадрате).

2. Приземная синоптическая карта, отражающая барические поля, характерные для данной группы в период шторма у поверхности земли (см. рис. 1 *б*, 3 *б*—7 *б*, 9 *б*—15 *б* приложения 1).

3. Термобарическая карта, отражающая состояние изобарического $АТ_{700}$ и изотермического $ОТ^{500}_{1000}$ полей за сутки до начала шторма и в день шторма для северо-западных циклонов в северной части моря и для западных — в южной (см. рис. 2 и 8 Приложения 1).

Таблицы представлены в виде двух форм.

1. Таблица статистических характеристик штормов по сезонам, в которой приводится комплекс важных статистических характеристик штормов данной группы: число штормов, их продолжительность в часах, средняя продолжительность одного шторма, преобладающее направление ветра, средняя скорость преобладающего ветра, средняя максимальная скорость ветра и направление ветра при максимальной скорости (см. табл. 1 и 3 приложения 2).

2. Таблица повторяемостей средних и максимальных значений различных направлений ветра (по восьми основным румбам) для каждой группы, в которой приводятся также число случаев, общая продолжительность, средняя продолжительность одного шторма (средняя и максимальная скорость ветра) (см. табл. 2 и 4 приложения 2).

Район исследования, за исключением Ботнического, Финского и Рижского заливов, а также проливов Скагеррак и Каттегат, включает всю открытую часть Балтийского моря: от Аландских островов на севере (параллель 60° с. ш.), по границам Финского и Рижского заливов на востоке, далее вдоль восточного и южного побережья СССР, Польши, Германии и по линии восточного побережья Ютландии, западного побережья Швеции. Граница между южной и северной частью Балтийского моря проведена от мыса Акменьраге, расположенного на восточном побережье моря на территории Латвийской ССР, до мыса Торхмансудде на западном побережье на территории Швеции. Принимая во внимание причинно-следственную зависимость региональных синоптических процессов от макромасштабных, район исследования последних был значительно расширен (рис. 2.48).

Несмотря на определенную условность границ между северной и южной частями моря, такое подразделение представляется целесообразным, поскольку в этих районах моря обнаруживается заметное различие штормов. Так, по данным ст. Ристна, общее количество сильных ветров за исследуемый период составляет 189, а на ст. Балтийск — 515. Общая продолжительность ветров — 1426 и 4062 ч, средняя продолжительность одного шторма 7,6 и 7,9 ч соответственно. Заметно различаются и остальные статистические характеристики сильных ветров в северной и южной частях Балтийского моря.

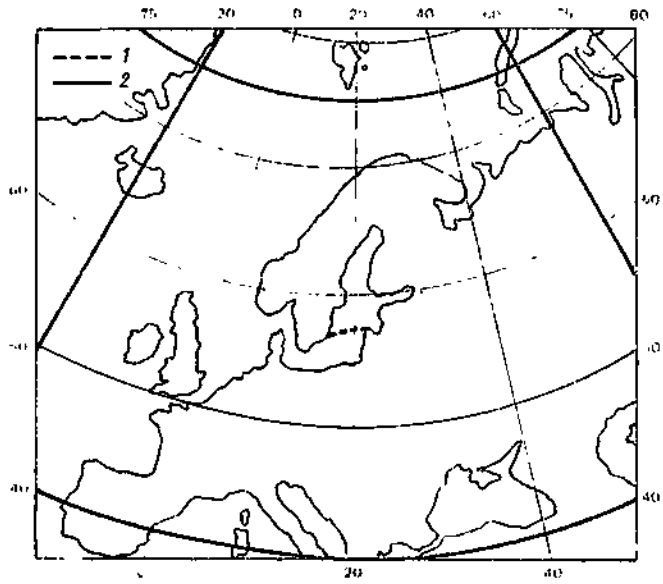


Рис. 2.48. Границы северной и южной частей Балтийского моря (*1*) и границы районов исследования макромасштабных процессов (*2*).

Повторяемость штормов. По результатам расчетов, приведенных в табл. 2.48, видно, что в южной части моря повторяемость скорости ветра от 22 м/с и более составляет 3,4 % всех случаев, тогда как в северной — лишь 0,5 %, т. е. они встречаются в семь раз реже, чем в южной части. Более того, в северной части скорость ветра 26 м/с и более за исследуемый период не отмечалась.

В свою очередь ветры скоростью 12—14 м/с в северной части моря встречаются чаще, чем в южной (38,1 и 30,9 % соответственно), тогда как повторяемость скоростей ветра 15—18 м/с примерно одинакова. Кроме того, выделенные районы отличаются и соотношением общего количества штормовых циклонов западных направлений: их в 2,7 раза больше на юге, чем на севере.

Из табл. 2.47 видно, что число штормовых циклонов, выделяемых по траекториям их входа в северную и южную части моря, распределяется также не одинаково. Наибольшую и примерно одинаковую повторяемость в обеих частях моря имеют только циклоны с запада — 35,5 и 32,4 %, показатели для циклонов других направлений заметно различаются. В северной части моря велика повторяемость (31,2 %) циклонов с юго-западной траекторией выхода, которая незначительно отличается от преобладающей (35,5 %) западной. Повторяемость траекторий других направлений, за исключением северо-западного (20,7 %), невелика: она представлена или единичными случаями, или полным отсутствием некоторых траекторий (юго-восточных и восточных). В южной части моря повторяемость траекторий северо-западных и юго-западных направлений достаточно велика — 27,8 и 23,3 % соответственно. Все другие направления также представлены единичными случаями: суммарная повторяемость, северных, южных, юго-восточных и северо-восточных траекторий составляет 2,8 %, а восточные отсутствуют полностью.

Таким образом, наибольшую повторяемость имеют циклоны западных направлений, как в северной — 165 случаев из 189, так и в южной —

Таблица 2.48

Повторяемость (число случаев) штормов различной силы в южной и северной частях моря. 1966—1985 гг.

Месяц, сезон	Скорость ветра, м/с																											
	12—14				15—18				19—21				22—25				26				Сумма				Среднее			
	циклон		антициклон		циклон		антициклон		циклон		антициклон		циклон		антициклон		циклон		антициклон		циклон		антициклон		циклон		антициклон	
	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг
XII	18	23	1	—	22	41	1	—	1	6	—	—	1	3	—	—	—	1	—	—	42	74	2	—	2,1	3,7	0,1	—
I	8	16	—	1	10	35	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	57	—	1	0,9	2,8	—	0,05
II	4	9	—	—	3	20	—	1	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	32	—	1	0,4	1,6	—	0,05
Зима	30	48	1	1	35	96	1	1	1	15	—	—	1	3	—	—	—	1	—	—	66	163	2	2	3,4	8,1	0,1	0,1
III	2	13	—	—	4	19	—	—	—	4	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	6	37	—	—	0,3	1,8	—	—
IV	2	2	—	1	2	11	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	4	15	—	1	0,2	0,8	—	0,05
V	—	1	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	0,2	—	—
Весна	4	16	—	1	6	32	—	—	—	5	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	10	55	—	1	0,5	2,8	—	0,05
VI	1	3	—	1	1	9	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	13	—	1	0,1	0,6	—	0,05
VII	3	10	—	—	2	15	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	26	—	—	0,3	1,3	—	—
VIII	4	10	1	1	1	5	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	16	1	1	0,3	0,8	0,1	0,05
Лето	8	23	1	2	4	29	—	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	55	1	2	0,7	2,7	0,1	0,1
IX	9	22	1	0	8	34	—	—	5	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22	57	1	—	1,1	2,8	0,1	—
X	7	23	2	0	20	55	—	—	2	5	—	—	—	3	—	—	—	2	—	—	29	88	2	—	1,5	4,4	0,1	—
XI	14	27	—	1	33	49	—	4	1	14	—	—	—	3	—	—	—	4	—	—	48	97	—	5	2,5	4,9	—	0,2
Осень	30	72	3	1	161	138	—	4	8	20	—	—	1	6	—	—	—	6	—	—	100	242	3	5	5,1	12,1	0,2	0,2
Год	72	159	5	5	106	295	1	5	10	43	—	—	1	11	—	—	—	7	—	—	189	515	6	10	9,7	25,7	0,4	0,45

430 случаев из 515, или 87,4 и 85,5 % соответственно.

Характер внутригодового хода повторяемости штормовых циклонов в северной и южной частях Балтийского моря имеет как некоторые общие черты, так и особенности, свойственные каждому району (табл. 2.48).

Во внутригодовом ходе, как видно из рис. 2.49 и табл. 2.48, максимальная повторяемость штормов

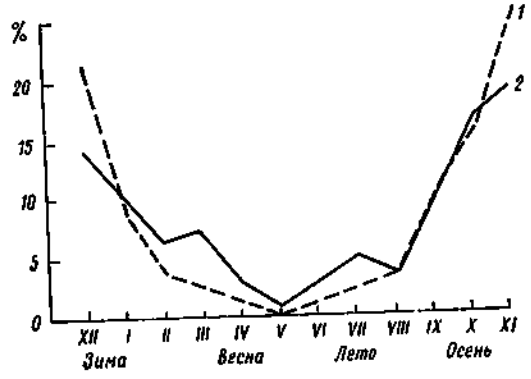


Рис. 2.49. Годовой ход повторяемости штормовых циклонов в северной (*1*) и южной (*2*) частях Балтийского моря. 1966—1985 гг.

без учета направления их выхода как в северной, так и в южной части моря наблюдается в ноябре — 48 (26,0 %) и 97 (18,8 %) случаев соответственно. Наименьшая повторяемость отмечается в мае — 0—3 случая (0 и 0,6 %). В холодную часть года ход этого показателя в обоих районах моря заметно различается.

В северной части только за два месяца — ноябрь и декабрь — наблюдалось около половины всех годовых штормов (90 случаев, или 47,8 %). Во все остальные месяцы их значительно меньше. Уже с января повторяемость штормов резко уменьшается от 18 до 0 случаев в мае, а затем от июня к июлю незначительно возрастает.

В южной части распределение штормов носит менее контрастный характер. Незначительно отличается от максимальной повторяемость штормов в ноябре — 88 случаев, или 17,0 %. Несколько меньше, но еще достаточно велико их количество в декабре — 74 случая (14,4 %). Однако от января к маю повторяемость штормов постепенно уменьшается от 11,1 до 0,6 %, а затем также постепенно начинает возрастать от 2,5 % в июне до 11,1 % в сентябре. Однако, в отличие от северной, в южной части имеют место два отклонения в сторону увеличения повторяемости штормов — в марте и в июле.

В целом, как видно из табл. 2.48, средние повторяемости штормовых циклонов в северной и южной частях моря различаются довольно существенно — 9,7 и 25,7 случаев в году соответственно, так же, как различается и их средняя суммарная повторяемость, 15,8 и 42,9 случаев в год соответственно, т. е. повторяемость штормов на юге Балтийского моря в 2,7 раза больше, чем на севере.

На рис. 2.49 показан сезонный ход повторяемости штормов, где прослеживается общая тенденция роста повторяемости от августа к ноябрю и резкое уменьшение от декабря к февралю. Однако в теплое полугодие ход кривых распределения в северной и южной частях неодинаков: в южной части в марте и июле кривая имеет заметные отклонения в сторону увеличения при общей тенденции уменьшения числа штормов.

Особенности межгодовой изменчивости количества штормов в северной и южной частях моря различаются. Как видно из табл. 2.49, максимальное количество штормовых циклонов в северной части (18 случаев) отмечается в 1983 г., близкие к нему значения (17 и 16 случаев) имели место в 1967 и 1975, 1978 гг. В те же годы в южной части

моря наблюдалось также достаточно большое число штормов — 36 случаев в 1967 г., 31 случай в 1975 г., однако максимальное значение (61 случай) в южной части моря отмечалось в 1984 г., и довольно большое количество штормовых циклонов — 40 и 41 случай, наблюдалось в 1973 и 1974 гг. Минимальное количество штормов приурочено к различным годам: в северной части в 1974 г. имело место 4 случая, в 1976 и 1984 гг. — по 5 случаев; в южной части в 1982 г. — 8 случаев, в 1979 г. — 10 случаев.

Таблица 2.49

Межгодовая изменчивость повторяемости (число случаев) и продолжительности (ч) штормовых барических образований для северной и южной частей Балтийского моря. 1966—1985 гг.

Годы	Северная часть				Южная часть			
	повторяемость		продолжительность		повторяемость		продолжительность	
	циклон	антициклон	циклон	антициклон	циклон	антициклон	циклон	антициклон
1966	7	2	60	15	19	1	157	6
1967	17	1	181	9	36	2	308	7
1968	7	—	55	—	18	—	168	—
1969	13	—	67	—	24	—	151	—
1970	8	—	58	—	23	—	146	—
1971	11	1	98	6	27	—	173	—
1972	5	—	78	—	20	—	186	—
1973	9	—	76	—	40	—	320	—
1974	4	—	30	—	41	—	301	—
1975	16	—	127	—	31	—	176	—
1976	5	—	18	—	18	—	165	—
1977	6	—	32	—	17	—	97	—
1978	16	—	85	—	29	—	190	—
1979	6	—	52	—	10	—	106	—
1980	8	—	50	—	16	—	97	—
1981	10	—	55	—	22	—	126	—
1982	14	—	68	—	8	—	101	—
1983	18	1	168	6	26	—	185	—
1984	5	1	27	15	61	5	618	36
1985	4	—	42	—	29	2	292	12
Сумма	189	6	1426	51	515	10	4062	61

Отличия в ходе межгодовой изменчивости довольно четко прослеживаются на рис. 2.50. Так, в 1974 г. наблюдается противофазность процессов в этих районах.

В процессе исследования выяснилось также, что сильные ветры возникают не только в циклонах, но и под влиянием хорошо развитых антициклонов. По повторяемости антициклонов, вызывающих штормы в северной и южной частях моря, можно судить прежде всего об их немногочисленности (табл. 2.49). В северной части антициклоны обусловливают штормы в 6 случаях, а в южной — в 10 случаях. В северной части штормовые ситуации чаще всего создают антициклоны с запада и юго-запада, а также стационарные антициклоны — 2 случая, что составляет 33,3 % общего количества.

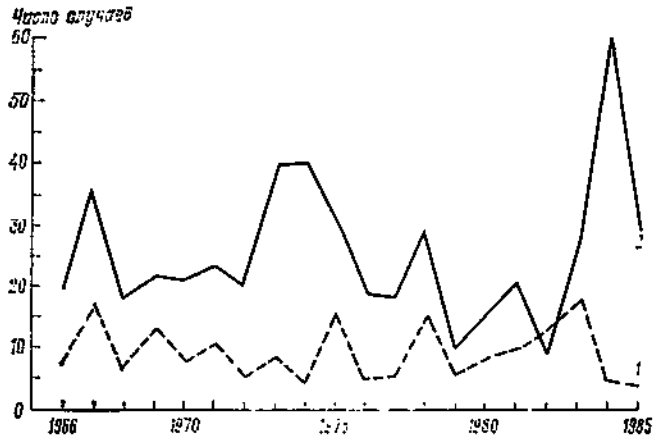


Рис. 2.50. Межгодовая изменчивость повторяемости штормовых циклонов в северной (*1*) и южной (*2*) частях Балтийского моря. 1966—1985 гг.

В южную часть моря большинство антициклонов (3 случая) приходят с запада, а также с северо-запада и юго-запада — по 2 случая. В целом распределение траекторий выхода антициклонов довольно компактно: 70 % антициклонов приходят с запада и 30 % — стационарные.

Внутригодовой ход повторяемостей антициклонов и циклонов заметно различается (табл. 2.49). В северной части штормовые ветры под влиянием антициклонов возникают чаще всего в октябре и ноябре — 66,6 %. Характерно, что на севере моря период их возникновения практически непрерывен с августа (16,7 %) до ноября включительно (33,4 %). В другие месяцы антициклоны практически не вызывали штормовых ветров.

Подавляющее большинство штормовых ветров, связанных с антициклонами, в северной части моря наблюдается осенью — 5 случаев, или 83,4 %, лишь один отмечается в конце лета (табл. 2.49).

В южной части моря внутригодовое распределение сильных ветров, возникших под влиянием антициклонов, резко отличается от северной. Общее количество на 40 % больше, имеется четко выраженный абсолютный максимум в ноябре — 5 случаев, или 50 % общего числа. Минимальные значения равны нулю и разбросаны неравномерно: январь, март, май, июль, сентябрь и октябрь. В остальные месяцы наблюдалось по 1 случаю.

Максимальное число антициклонов, вызывающих штормы, отмечается осенью, в ноябре (50 %). Минимальное — весной, когда зафиксирован 1 случай (10,0 %). Зимой и летом — по 2 случая.

Ввиду малочисленности случаев трудно выполнить качественный анализ межгодовой изменчивости для антициклонов. Можно отметить лишь некоторые их общие особенности и различия (табл. 2.49).

Характерно, что проявления антициклонической деятельности в северной и южной частях моря в начале исследуемого периода в значительной мере совпадают по времени и числу случаев: 1966, 1967 гг. 1—2 случая. Далее процессы развиваются независимо: в северной части отмечаются отдельные случаи по 1 случаю в 1971, 1983 и 1984 гг., а в южной — 1 случай в 1985 г. и 5 случаев в 1984 г. Можно выделить годы с максимальной повторяемостью: в северной части это 1966 г., (33,3 %), а в южной — 1984 г. (50,0 %). Наблюдаются общие и довольно длительные периоды полного отсутствия проявлений антициклонической активности — с 1968 по 1970 г. и с 1972 по 1982 г.

Продолжительность штормов. Изучение продолжительности сильных ветров по группам, а также по различным диапазонам временной изменчивости выявило различия между северной и южной частями моря, а также зависимость от траектории выхода барических образований в район исследования.

Как видно из табл. 2.47, наибольшую суммарную продолжительность и в северной, и в южной

Таблица 2.50

Внутригодовая и межсезонная продолжительность (ч) штормов различной силы для южной и северной частей моря. 1966—1985 гг.

Месяц, сезон	12—14 м/с				15—18 м/с				19—21 м/с				22—25 м/с				26 м/с				Сумма			
	циклон		антицик-лон		циклон		антицик-лон		циклон		антицик-лон		циклон		антицик-лон		циклон		анти-циклон		циклон		анти-циклон	
	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг
XII	171	157	9	—	168	334	6	—	12	78	—	—	6	22	—	—	—	1	—	—	351	592	15	—
I	60	97	—	3	80	171	—	—	—	54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	140	322	—	3
II	24	97	—	—	16	139	—	9	—	25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40	261	—	9
Зима	255	351	9	3	264	644	6	9	12	157	—	—	6	22	—	—	—	1	—	—	531	1175	15	12
III	21	112	—	—	34	102	—	—	—	35	—	—	—	12	—	—	—	—	—	—	55	261	—	—
IV	15	12	—	6	4	63	—	—	—	12	—	—	—	12	—	—	—	—	—	—	19	99	—	6
V	—	12	—	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	—	—
Весна	36	136	—	6	38	177	—	—	—	47	—	—	—	24	—	—	—	—	—	—	74	384	—	6
VI	6	25	—	6	1	49	—	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	86	—	6
VII	18	79	—	—	10	68	—	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28	159	—	—
VIII	22	68	6	6	9	29	—	—	12	21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43	118	6	6
Лето	46	172	6	12	20	146	—	—	12	45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	78	363	6	12
IX	78	188	15	—	40	274	—	—	48	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	166	474	15	—
X	63	172	15	—	159	536	—	—	21	75	—	—	—	36	—	—	—	22	—	—	243	841	15	—
XI	117	223	—	6	205	371	—	25	6	164	—	—	—	24	—	—	—	43	—	—	334	825	—	31
Осень	258	583	30	6	404	1181	—	25	6	251	—	—	—	60	—	—	—	65	—	—	743	2140	30	31
Год	595	1242	45	27	726	2148	6	34	99	500	—	—	6	106	—	—	—	66	—	—	1426	4062	51	61

части моря имеют штормовые ветры, вызываемые циклонами и антициклонами, приходящими с запада, 1249 ч (87,4 %) и 3526 ч (86,8 %) соответственно. Максимальная суммарная продолжительность штормов с западной траекторией (группа III) — 512 и 1435 ч, или 35,8 и 35,3 %.

Сравнительная оценка продолжительности сильных ветров, вызванных влиянием антициклонов, еще более наглядно показывает, что преобладают антициклоны, приходящие с запада: как в северной, так и в южной части моря суммарная продолжительность штормов составляет 39 и 37 ч, или 76,5 и 60,7 % соответственно. При этом большая суммарная продолжительность, как и повторяемость, характерна для стационарных антициклонов, обусловливающих сильные ветры: в северной части — 12 ч, в южной — 24 ч.

В качестве примера была выполнена качественная оценка продолжительности одного шторма (табл. 2.47) для различных групп. Наиболее продолжительными (8,1 ч) в северной части моря оказываются штормовые ветры, вызванные циклонами, пришедшими с юго-запада (группа IV), близки к ним по продолжительности (7,6 ч) штормы, вызванные циклонами с запада (группа III) и стационарные циклоны (группа IX) — 7,7 ч. Продолжительность штормов, вызванных циклонами с северо-запада (группа II), несколько меньше 6,6 ч. Штормы, обусловленные циклонами с севера (группа I), с юга (группа V) и северо-востока (группа VIII), настолько малочисленны, что невозможно оценить их продолжительность.

В южной части моря наиболее продолжительны (8,6 ч) штормы, вызванные циклонами с запада (группа III) и северо-запада (группа II), — 8,3 ч. Довольно высока (7,5 ч) и продолжительность штормов, обусловленных юго-западными циклонами (группа IV), примерно одинакова (6,5 ч) продолжительность штормов, обусловленных северными циклонами (группа I) и стационарными циклонами (группа IX) — 6,6 ч. Меньше всего (4,4 ч) продолжительность одного шторма, вызванного южными циклонами (группа V). Анализ штормовых ветров, вызванных другими циклонами, в частности юго-восточными и северо-восточными, также статистически не обеспечен.

Качественные различия продолжительности штормов в северной и южной частях моря могут быть выявлены также и по другим статистическим показателям (табл. 2.50).

Наибольшую суммарную продолжительность как в северной, так и в южной части моря (726 и 2148 ч соответственно) имеют штормы скоростью 15—18 м/с. Несколько меньше продолжительность штормов скоростью 12—18 м/с, а в целом продолжительность штормов скоростью 12—18 м/с в северной части —1321 ч, или 92,6 %, а в южной — 3390 ч, или 83,5 %. Иначе говоря, продолжительность штормов низких градаций скорости ветра в северной части существенно (на 8,1 %) больше, чем в южной. Это объясняется не только тем, что общее количество штормов в северной части намного меньше, чем в южной, но и тем, что их продолжительность и скорость также намного больше.

Средняя продолжительность одного шторма во всех интервалах, за исключением интервала 12—14 м/с, в южной части заметно больше, чем в северной. Продолжительность одного шторма (табл. 2.51) скоростью 12—14 м/с в северной части 8,3 ч, а в южной — 7,8 ч. Продолжительность сильных штормовых ветров (15 м/с и более) в южной части Балтийского моря значительно превышает продолжительность таких ветров в северной части.

Анализ внутригодового хода суммарной продолжительности штормов также показывает их зависимость от внутригодового распределения количества штормов и отражает специфику, свойственную акваториям Балтийского моря.

Как видно из рис. 2.51, максимум суммарной продолжительности штормов в северной части отмечается в декабре — 351 ч, или 24,5 %, а мини-

Таблица 2.51

Характеристики штормов различной силы в северной и южной частях Балтийского моря. 1966—1985 гг.

Скорость ветра, м/с	Количество штормов				Продолжительность, ч			
	число случаев		%		общая		одного шторма	
	циклон	антицик-лон	циклон	антицик-лон	циклон	антицик-лон	циклон	антицик-лон
Ст. Ристна (северная часть)								
12—14	72	5	38,1	83,3	595	45	8,3	9,0
15—18	106	1	56,1	16,7	726	6	6,9	6,0
19—21	10	—	5,3	—	99	—	9,9	—
22—25	1	—	0,5	—	6	—	6,0	—
26 и более	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего	189	6	100	100	1426	51	31,1	15,0
Ст. Балтийск (южная часть)								
12—14	159	5	30,9	50	1242	27	7,8	5,4
15—18	295	5	57,3	50	2148	34	7,3	6,4
19—21	43	—	8,3	—	500	—	11,6	—
22—25	11	—	2,1	—	106	—	9,6	—
26 и более	7	—	1,3	—	66	—	9,4	—
Всего	515	10	100	100	4062	61	7,9	—

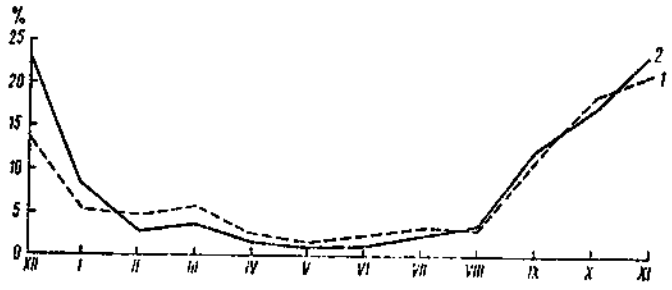


Рис. 2.51. Годовой ход продолжительности штормовых циклонов в северной (*1*) и южной (*2*) частях Балтийского моря. 1966—1985 гг.

мум (полное отсутствие штормов) — в мае. Это не совпадает с крайними значениями повторяемости штормов: максимум их повторяемости отмечается в ноябре (табл. 2.50). Несколько меньше суммарная продолжительность штормов в ноябре — 334 ч, или 23,3 %. В целом внутригодовой ход суммарной продолжительности мало отличается от хода повторяемости: продолжительность также резко возрастает от сентября к декабрю (максимум) и затем резко снижается в феврале. Во все остальные месяцы она незначительна — от 9,8 до 0 %.

Значения продолжительности одного шторма в северной части моря (табл. 2.52) более показательны, чем суммарная продолжительность: максимальные значения — 8,5 и 8,4 ч, отмечаются соответственно в декабре и октябре, тогда как в ноябре продолжительность довольно мала — 6,8 ч. Однако самыми длительными, при общей их немногочисленности, оказываются штормы в марте — 9,1 ч. Можно отметить, что в северной части моря ход продолжительности отдельных штормов не связан с ходом их суммарной внутригодовой продолжительности.

Таблица 2.52

Продолжительность одного шторма (ч)

Барическое образование	Часть моря	XII	I	II	III	IV	V
Циклон	Северная	8,5	7,7	5,7	9,1	4,8	—
	Южная	8,0	5,6	8,2	7,1	6,6	8,0
Антициклон	Северная	7,5	—	—	—	—	—
	Южная	—	3,0	9,0	—	6,0	—

Барическое образование	Часть моря	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Циклон	Северная	3,5	5,6	7,1	7,5	8,4	6,8
	Южная	6,6	6,1	7,4	8,3	9,6	8,8
Антициклон	Северная	—	—	6,0	0,1	0,1	—
	Южная	6,0	—	6,0	—	—	6,0

В южной части, как видно из табл. 2.50 и рис. 2.51, максимум суммарной продолжительности отмечается в октябре — 841 ч, или 20,8 %, и не совпадает по значению и по времени наступления с максимумом в северной части моря. Минимальные значения суммарной продолжительности в южной части отмечаются в мае, когда зафиксированы отдельные случаи возникновения штормов. На кривой годового хода (рис. 2.51) можно увидеть уменьшение суммарной продолжительности штормов в декабре до 14,5 % и далее еще более заметное уменьшение от января (7,8 %) до минимума в мае. Незначительное возрастание суммарной продолжительности отмечается от мая к августу — от 0,6 до 2,9 %, а затем в сентябре происходит ее резкое увеличение. Максимальная продолжительность отмечается в октябре и ноябре.

Оценка сезонной изменчивости продолжительности штормов выявляет чрезвычайно контрастную и вместе с тем синхронную картину распределения суммарной продолжительности сильных ветров по сезонам (табл. 2.50) в северной и южной частях моря.

Межгодовая изменчивость суммарной продолжительности сильных ветров, обусловленных циклонами, представлена в табл. 2.49. Как видно из этой таблицы, суммарные продолжительности штормов в северной и южной частях моря отличаются в 2,8 раза.

Для северной части моря максимальная суммарная продолжительность (181 ч), которая является максимумом за исследуемый период, отмечалась в 1967 г., тогда как абсолютный максимум повторяемости — 18 случаев (табл. 2.49), относится к 1983 г. Абсолютный минимум продолжительности штормов (18 ч) отмечался в 1976 г. и также не соответствует абсолютному минимуму повторяемости в 1974 и 1985 гг. При этом соотношение между максимумом и минимумом продолжительности примерно 1,0 : 10,0. Вместе с тем в межгодовой изменчивости максимальных значений суммарной продолжительности сильных ветров (рис. 2.52) четко прослеживаются два 8-летних цикла: 1967—1974, 1975—1983 гг., тогда как цикличность в ходе минимальных значений не наблюдается.

В южной части моря (табл. 2.49) абсолютный максимум 618 ч отмечался в 1984 г., причем это значение выделяется очень резко и составляет 15,2 %, что более чем в 6 раз превышает абсолютный минимум (97 ч) в 1977 и 1980 гг. Это говорит

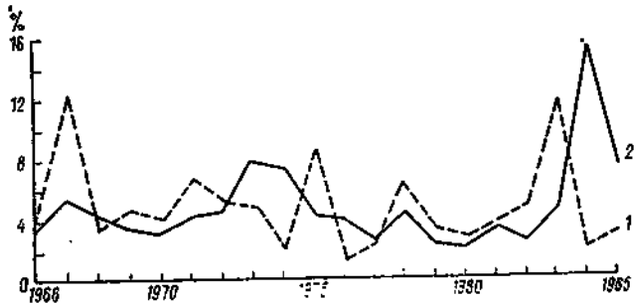


Рис. 2.52. Межгодовая изменчивость продолжительности штормовых циклонов в северной (*1*) и южной (*2*) частях Балтийского моря. 1966—1985 гг.

о более равномерном распределении суммарной продолжительности штормов в южной части, чем в северной. Следует отметить, что в этом случае максимум средней продолжительности штормов совпадает с абсолютным максимумом повторяемости, который отмечался также в 1984 г.

Многолетний ход средней продолжительности сильных ветров (рис. 2.52) также показывает определенную квазицикличность в распределении по годам: циклы повторяются примерно через каждые 5 лет (1967—1972, 1973—1978, 1979—1984 гг.). Однако в ходе минимальных значений подобная цикличность не обнаружена.

Анализ продолжительности штормов, возникающих под влиянием выхода антициклонов, статистически обеспечен недостаточно. Поэтому целесообразно отметить лишь некоторые общие характеристики (табл. 2.47).

В северной части средняя продолжительность одного шторма оказывается наиболее высокой в случае выхода западных и юго-западных антициклонов — 30 и 9 ч соответственно. Можно предположить, что это связано с устойчивыми и большими барическими градиентами, возникающими в случае выхода антициклонов с запада или юго-запада в район исследования. При этом на севере Скандинавского полуострова формируется глубокий малоподвижный циклон. В такой ситуации в этом районе образуется обширная область с большими градиентами давления, при таких условиях и возникают сильные и устойчивые ветры.

В южной части моря максимальная продолжительность (8 ч) характерна для случаев стационарных антициклонов и близка к максимальным значениям продолжительности при выходе северо-западных и западных циклонов. В то же время при выходе северо-западных антициклонов отмечается минимальная продолжительность шторма (3,5 ч), тогда как при западных и юго-западных антициклонах продолжительность штормов равна 6 ч, т. е. близка к средним значениям.

Внутригодовой ход суммарной продолжительности штормов, вызванных влиянием антициклонов, показывает довольно слабую их взаимосвязь в северной и южной частях моря (табл. 2.50).

В северной части суммарная продолжительность сильных ветров, вызванных антициклонами, в целом незначительна и их действие относится к периоду с августа по ноябрь включительно, соответственно основное время действия штормов (88,2 %) — это осень.

В южной части суммарная продолжительность сильно меняется от месяца к месяцу. Однако можно выделить максимальное значение (49,2 %) осенью и минимальное значение (9,8 %) летом.

Межгодовая изменчивость характеристик штормов, как следует из табл. 2.50, также имеет ряд особенностей. В частности, суммарная продолжительность, отражая повторяемость сильных ветров в северной и южной частях моря (табл. 2.49), распределяется по годам неравномерно: в 1966, 1967, 1971 и 1985 гг. она колебалась от 6 до 15 ч, а в 1985 г. имел место максимум — 36 ч. Ввиду малого числа случаев выполнить более обстоятельный анализ не представляется возможным.

Определенное различие повторяемостей и продолжительностей штормов в северной и южной частях Балтийского моря в значительной мере связано с тем, что именно над Балтикой располагается так называемая главная фронтальная зона, возникающая на стыке холодных и теплых воздушных масс. Причем при более южном положении главной фронтальной зоны, определяющая область низкого давления смещается к югу, но по-прежнему проходит над южной частью Балтийского моря.

Эта зона повышенной активности циклонической деятельности нередко образует вторичные циклоны в районе прол. Скагеррак. Такие циклоны возникают чаще всего в глубокой ложбине основного циклона, протянувшейся дальше на север и северо-восток. «Скагерракские» циклоны обычно движутся через южную часть Балтийского моря и чаще всего (25 случаев) трансформируются в штормовые вихри, имеющие здесь западную траекторию.

Количественные и качественные различия характеристик штормовых циклонов для северной и южной частей моря могут быть обусловлены орографическими особенностями. Это наглядно подтверждается при рассмотрении гипсометрических профилей, приведенных на рис. 2.53 и 2.54.

Профили построены отдельно для каждой опорной станции и продолжены в направлении наиболее активных по повторяемости штормов. На рисунках видна хорошая орографическая защищенность северной части моря от вторжений штормовых циклонов с юго-запада, запада и северо-запада, число которых почти в 2,5 раза меньше по сравнению с числом вторжений в южной части моря. В свою очередь южная часть моря не имеет такого орографического барьера, особенно с юго-запада. В результате чего повторяемость штормовых циклонов здесь намного выше, а также больше и скорости ветров западных и юго-западных направлений. Кроме того, все ветры скоростью 25 м/с и более отмечаются только в южной части моря и имеют исключительно западное направление, т. е. направление, при котором для ветров не существует никаких орографических препятствий. Этому, на наш взгляд, способствуют особенности рельефа на пути западных циклонов над южной частью моря, который при всем его разнообразии представляется достаточно однородным: в направлении с запада на восток расположены обширные низменные пространства суши — Лондонский бассейн на юге Великобритании, п-ов Ютландия, Германо-Польская низменность, южная оконечность п-ова Смоланд и, наконец, открытые части Северного моря, Датских проливов и юга Балтийского моря. С севера и юга, как видно из гипсометрических профилей, приведенных на рис. 2.54, этот об-

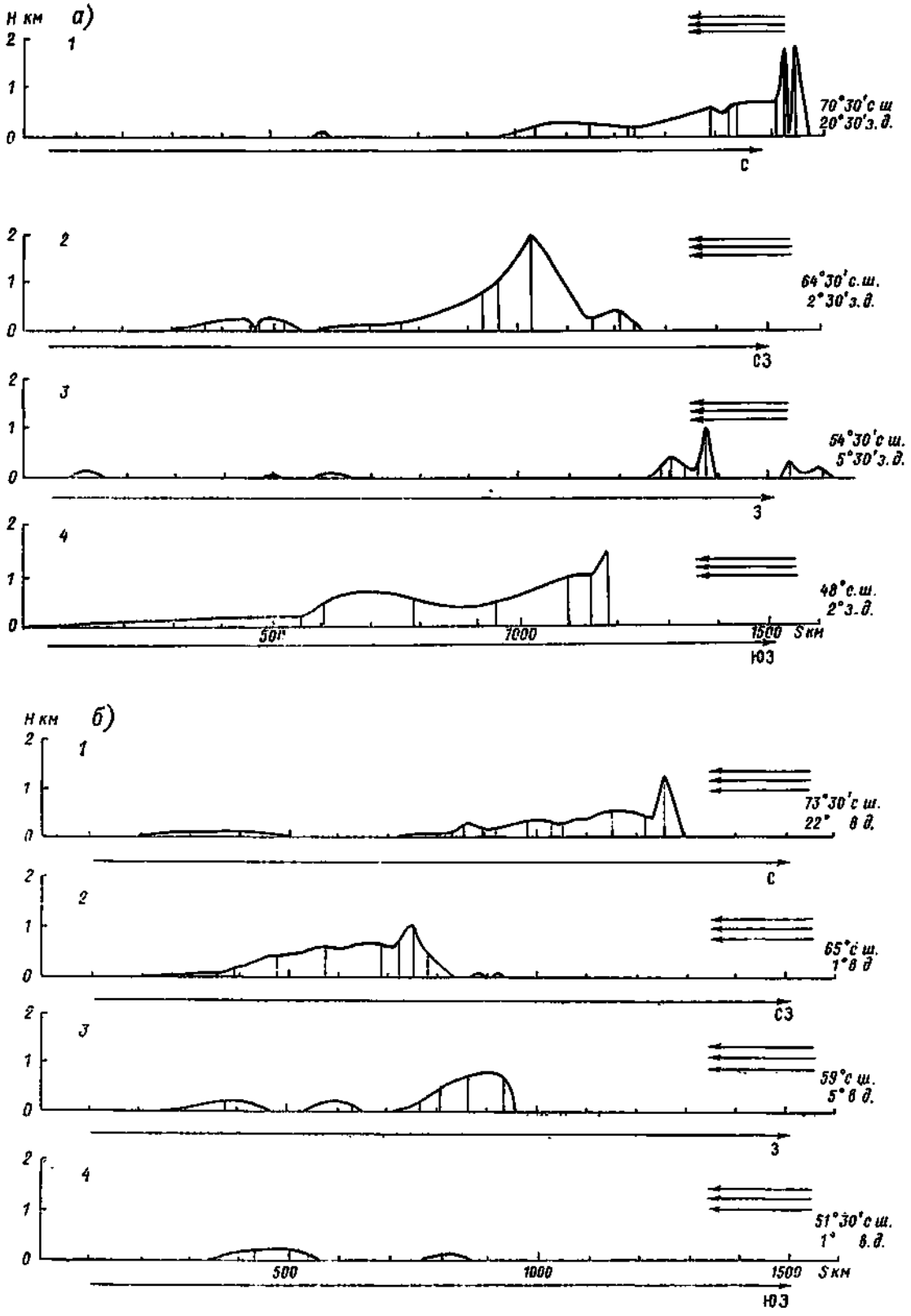


Рис. 2.53. Гипсометрические профили на север (*1*), северо-запад (*2*), запад (*3*) и юго-запад (*4*) от ст. Ристна (*а*) и от ст. Балтийск (*б*).

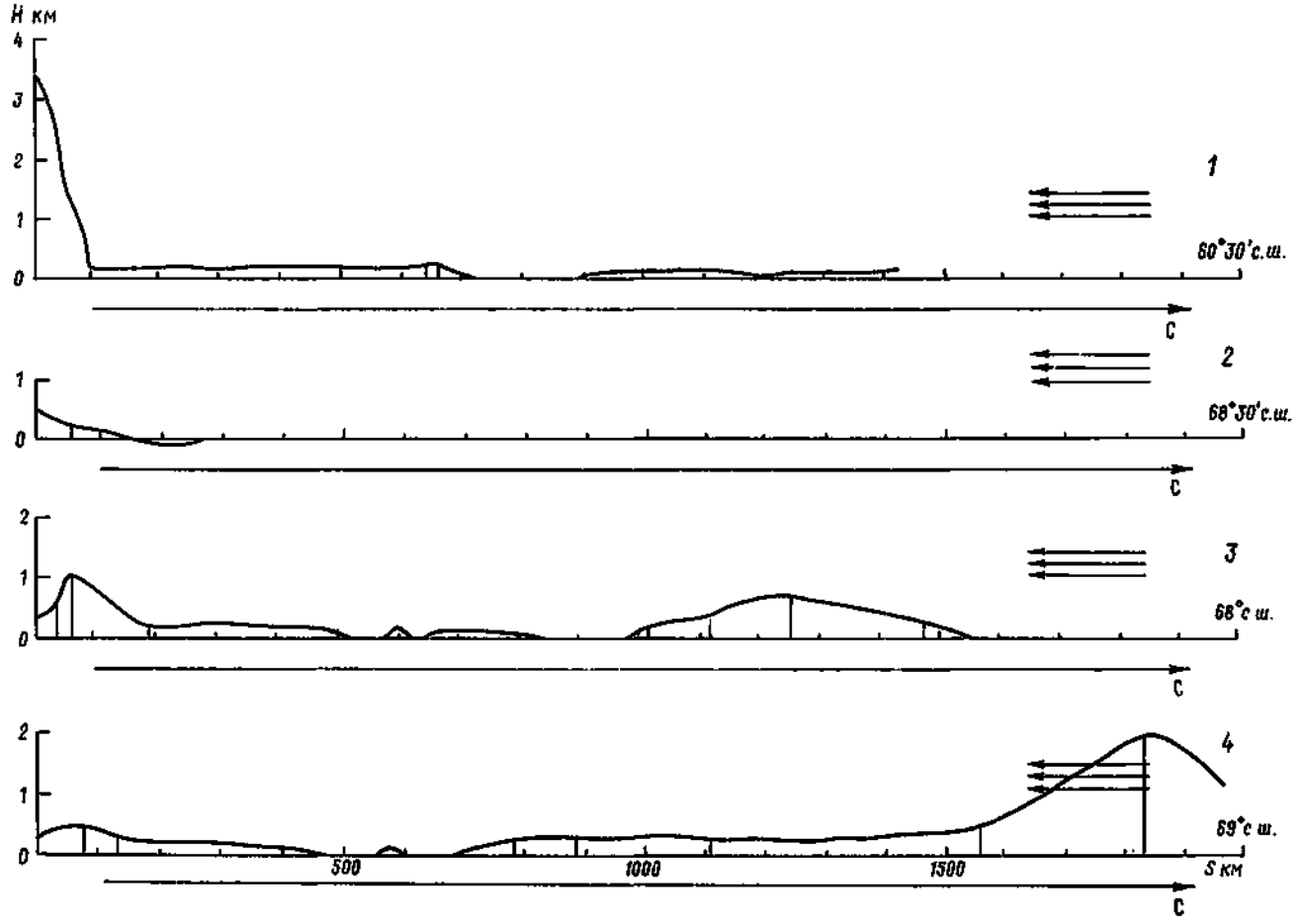


Рис. 2.54. Гипсометрические профили по меридианам 0° (*1*), 5° (*2*), 10° (*3*) и 15° в. д. (*4*) с юга на север.

ширный прогиб окаймляется горами и возвышенностями. В частности, на севере расположен мощный массив Скандинавских гор, гористая часть п-ова Сконе, Смоландская возвышенность, общая протяженность которых по линии запад-восток до западной береговой линии Балтийского моря составляет около 1000 км (высота 200—1900 м); на юге располагаются среднегорья высотой 200—1800 м западной части о-ва Великобритания, южной части Германии и Польши общей протяженностью с запада на восток примерно 1600 км.

Все это образует низкую окаймленную с севера и юга горами и возвышенностями, своеобразную долину, открытую циклонам, приходящим в южную часть Балтийского моря преимущественно с запада, юго-запада и частично с северо-запада. Можно предположить, что в данном случае особенности рельефа в сочетании с фронтальной зоной способствуют активизации и усилению западного переноса, характерного для умеренных широт Северного полушария.

2.10.2. Туманы

Из всего многообразия характеристик туманов в настоящей работе представлены основные — число дней с туманами, число случаев с туманами различных градаций видимости и их повторяемость по годам и месяцам, а также комплексная характеристика внутригодовой и сезонной изменчивости числа случаев и повторяемости туманов при различных направлениях ветра.

Анализ выполнен по данным наблюдений 13 прибрежных станций, из которых на шести станциях восточного побережья Балтийского моря ряд наблюдений с 1946, 1948 по 1985 г. и на семи станциях западного и южного побережий — с 1964 по 1978, 1979 гг. Основное внимание сосредоточено на тех случаях, когда горизонтальная дальность видимости оказывалась 1000 м и менее. При этом рассматриваются градации: менее 100, 101—200, 201—500, 501—1000 м. Оценка повторяемости туманов при различных направлениях ветра выполнена по восьми основным румбам.

Повторяемость дней с туманом. Данные о межгодовой и внутригодовой изменчивости количества дней с туманами, а также данные о числе дней с туманом для теплого и холодного (октябрь — март) периодов приведены в табл. 2.53.

Среднее число дней с туманами в прибрежной зоне Балтийского моря изменяется в широких пределах. Наименьшее число дней с туманом (12,4) в среднем за год отмечается в Стокгольме, а наибольшее (55,5) в Ниде, которая по всем показателям относится к наиболее туманному району Балтийского моря. Так, в 1977 г. в Ниде отмечалось 88 дней с туманом, в то время как наименьшее их количество составило 24, что близко или несколько выше максимального числа дней с туманами в Стокгольме и Копенгагене (20 и 39 соответственно).

Максимальное и минимальное количество дней с туманами наблюдается на различных станциях в различные годы: из 13 случаев максимумов 7 из

Таблица 2.53

Число дней с туманом

Станция	Период	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период	Теплый период	Год
Балтийск	1948—1985	Σ	104	155	172	148	109	67	34	27	49	97	115	134	442	764	1206
		Среднее	2,7	4,1	4,5	3,9	2,9	1,8	0,9	0,7	1,3	2,6	3,0	3,5	11,6	20,1	31,7
Клайпеда	1946—1985	Σ	135	160	236	210	226	146	98	77	109	137	142	174	898	982	1880
		Среднее	3,4	4,0	5,9	6,0	5,7	3,6	2,4	1,9	2,7	3,4	3,5	4,4	22,4	24,6	47,0
Нида	1947—1985	Σ	222	238	261	261	218	109	62	39	62	156	250	289	745	1427	2172
		Среднее	5,7	6,1	6,7	6,7	5,6	2,8	1,6	1,0	1,6	4,0	6,4	7,4	19,1	36,6	55,5
Лиепая	1946—1985	Σ	109	125	206	233	207	145	110	109	87	133	95	114	891	781	1672
		Среднее	2,7	3,1	5,1	5,8	5,2	3,6	2,8	2,7	2,2	3,3	2,4	2,9	22,3	19,5	41,6
Павилоста	1946—1985	Σ	105	117	175	183	155	118	111	112	85	107	95	106	769	689	1458
		Среднее	2,6	2,9	4,3	4,6	3,9	3,0	2,8	2,8	2,1	2,7	2,4	2,1	19,3	17,3	96,5
Ристна	1946—1985	Σ	125	181	283	312	268	186	119	76	91	107	95	116	952	902	1854
		Среднее	3,1	4,5	7,1	7,8	6,7	4,7	3,0	1,9	2,3	2,7	2,4	2,9	23,8	22,5	46,3
Стокгольм	1964—1979	Σ	22	15	34	17	8	2	4	11	24	31	23	17	66	132	198
		Среднее	1,4	0,9	2,1	1,1	0,5	0,1	0,3	0,7	1,5	1,9	1,4	1,1	4,1	8,3	12,4
Висбю	1964—1978	Σ	30	39	48	38	32	14	19	25	23	38	16	17	151	188	339
		Среднее	2,0	2,6	3,2	2,5	2,1	0,9	1,3	1,7	1,5	2,5	1,1	1,1	0,1	12,5	22,6
Турку	1961—1978	Σ	43	39	63	51	21	10	11	17	38	53	39	52	148	289	437
		Среднее	2,9	2,6	4,2	3,4	1,4	0,6	0,7	1,1	2,5	3,5	2,6	3,5	9,8	19,3	29,1
Кальмар	1964—1978	Σ	44	55	70	44	22	6	16	32	51	74	41	40	171	326	497
		Среднее	2,9	3,7	4,6	2,9	1,5	0,4	1,1	2,1	3,4	4,9	2,7	2,7	11,4	21,7	33,1
Копенгаген	1964—1978	Σ	74	65	43	29	15	5	2	17	19	54	22	39	87	297	384
		Среднее	4,9	4,3	2,9	1,9	1,0	0,3	0,1	1,1	1,3	3,6	1,5	2,6	5,8	19,8	25,6
Грейфсвальд	1964—1977	Σ	83	65	38	30	13	3	9	19	32	77	43	44	107	349	456
		Среднее	5,8	4,6	2,6	2,2	0,9	0,2	0,6	1,4	2,3	5,5	3,0	3,1	7,6	24,9	32,6
Устка	1964—1976	Σ	30	38	33	36	31	24	15	33	10	37	22	29	149	189	338
		Среднее	2,3	2,9	2,5	2,5	2,4	1,8	1,2	2,5	0,8	2,8	1,7	2,2	11,5	14,5	26,0

них отмечалось на семи различных станциях в 7 различных годах и только в 1969 и 1972 гг. одновременно на трех станциях. Из 14 случаев минимумов 8 также отмечалось на различных станциях в различные годы и только в 1975 г. одновременно на четырех станциях.

На карте распределения средней годовой повторяемости туманов (рис. 2.55) выделяется область наибольших значений (55 и более) в юго-восточной части моря у Куршской косы в районе ст. Нида. Вторая, несколько меньшая, область высокой повторяемости туманов (45 и более) выделяется в северо-восточной части моря в районе о-ва Хийумаа. Севернее и западнее острова отмечается резкое уменьшение числа дней с туманом, а в районе Стокгольма отмечается область низких значений (менее 15). К югу повторяемость туманов увеличивается и достигает максимума (34) на западном побережье в районе ст. Кальмар, а на юге моря в районе ст. Грейфсвальд (33). Подобное распределение, по-видимому, в бо́льшей степени обусловлено местными особенностями, определяющими условия образования туманов.

Распределение числа дней с туманами в теплый и холодный период года также отражает местные особенности (рис. 2.56). Чаще всего среднее число дней с туманами больше в холодный период (на 10 станциях), и только на трех станциях восточного побережья — Лиепая, Павилоста и Ристна, в теплый период года туманов больше, чем в холодный.

Число дней с туманом в холодный период изменяется от 23,8 (Ристна) до 4,1 (Стокгольм), т. е. разность составляет 19,7. При этом максимальная повторяемость дней с туманом изменяется в более широких пределах — от 48 в Ристне до 9 в Сток-

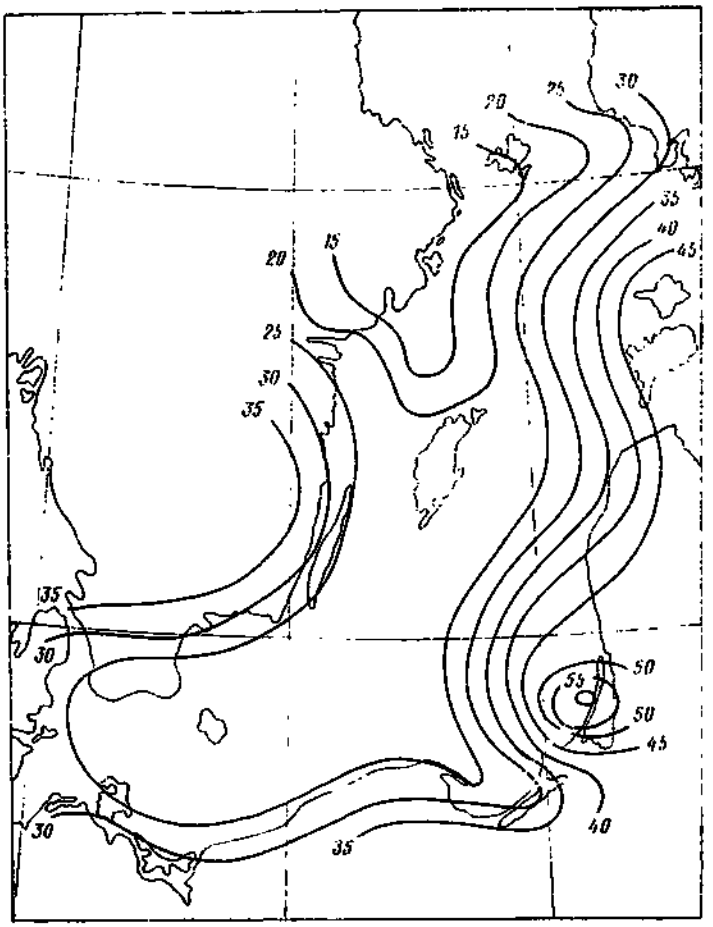


Рис. 2.55. Распределение средней годовой повторяемости (число случаев) туманов.

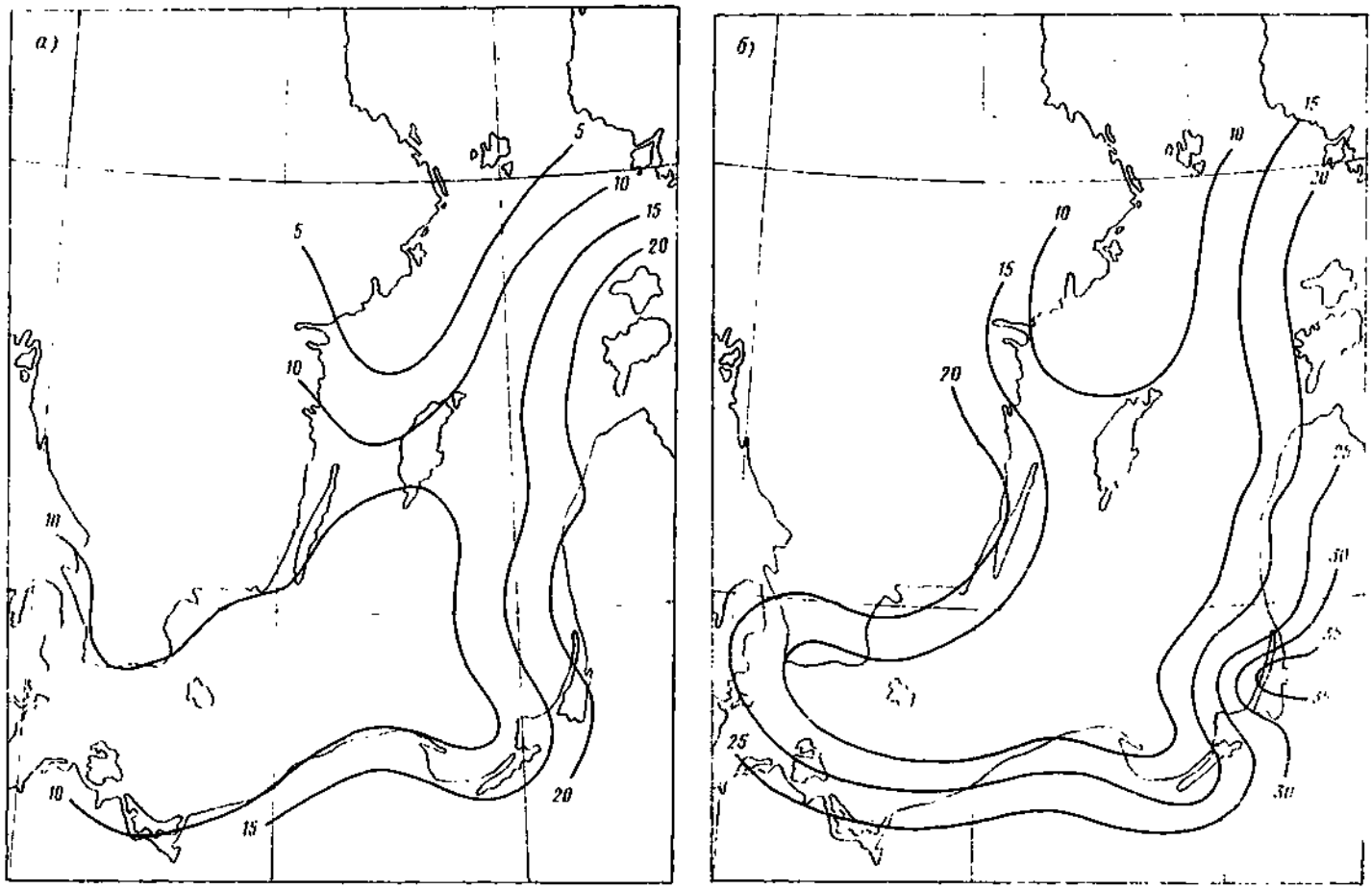


Рис. 2.56. Распределение числа дней с туманами в теплый (*а*) и холодный (*б*) периоды.

гольме (разность 39), тогда как минимальная повторяемость изменяется от 1 до 11, т. е. с разностью 10 (табл. 2.53).

В теплый период одинаковые максимальные и минимальные повторяемости дней с туманом на разных станциях наблюдаются в различные годы. Так, максимальные значения на 13 станциях наблюдались в 12 годах 19 раз, в том числе в 1967 г., 1969 и 1970 гг. на трех станциях одновременно.

Минимальные значения наблюдались в 9 годах 19 раз, в том числе в 1975 г. одновременно на пяти, в 1974 г. — на четырех и в 1973 г. — на трех станциях.

Как видно из рис. 2.56 *а*, наибольшая повторяемость (более 20) отмечается в восточной части моря в районе о-ва Хийумаа и Клайпеды. Область наименьшей повторяемости (менее 5) по-прежнему расположена на северо-западе моря в районе Стокгольма, а также на западе, в районе Копенгагена (6).

В теплый период среднее значение повторяемости дней с туманом изменяется от 36,6 в Ниде до 8,3 в Стокгольме, т. е. разность составляет 28,3. Максимальная повторяемость их заметно меньше, чем в холодный период, и изменяется от 67 до 18, т. е. разность составляет 49, а диапазон колебаний минимальной повторяемости от 17 в Ниде и Грейфсвальде до 2 в Балтийске (разность 15). Максимальная повторяемость отмечается в 9 годах 17 раз, в том числе в 1966 г. на пяти станциях и в 1977 г. на четырех станциях одновременно. Минимальная повторяемость отмечается 15 раз на всех 13 станциях одновременно в 1949, 1967 и 1974 гг.

В холодный период, как видно из рис. 2.56 *б*, область большой повторяемости дней с туманом (20 и более) несколько шире, чем в теплый. Центр смещен на юго-восток и расположен над Куршской косой в районе Ниды с максимальной повторяемостью 37. Область наименьшей повторяемости дней с туманами (9) по-прежнему оказывается в северо-западной части моря в районе Стокгольма.

Максимальная повторяемость дней с туманом отмечается в течение пяти месяцев — с декабря (Нида) по апрель (Клайпеда, Лиепая, Павилоста и Ристна), но чаще всего в апреле и марте (табл. 2.53).

В январе отмечается максимум повторяемости числа дней с туманом в Копенгагене и Грейфсвальде. Средние значения максимумов невелики — от 2,1 в Стокгольме до 7,8 в Ристне, для всех других станций от 3 до 6 в месяц.

Наименьшее число дней с туманом отмечается в основном летом в июне — августе, т. е. хорошо выражен летний минимум на 10 станциях побережья. На трех станциях — Лиепая, Павилоста и Устка, наименьшее число дней с туманами отмечается в сентябре, т. е. время наступления минимума туманов здесь несколько смещено к осени. Летнее максимальное число дней с туманами мало́ и изменяется в пределах от 0,1 в Стокгольме и Копенгагене до 2,2 в Павилосте и Ристне, а на других станциях побережья от 0,2 до 1,9.

На рис. 2.57 представлены межгодовая изменчивость числа случаев с туманом для четырех станций и тенденции его изменений. Как видно из рисунка, для большинства станций восточного побережья в последние годы, примерно до 1985 г., характерна долгопериодная тенденция спада. На станциях западного и южного побережья спад отмечается до 1976—1978 гг. Более подробные характеристики тенденций и их продолжительность для всех 13 станций побережья приведены в табл. 2.54.

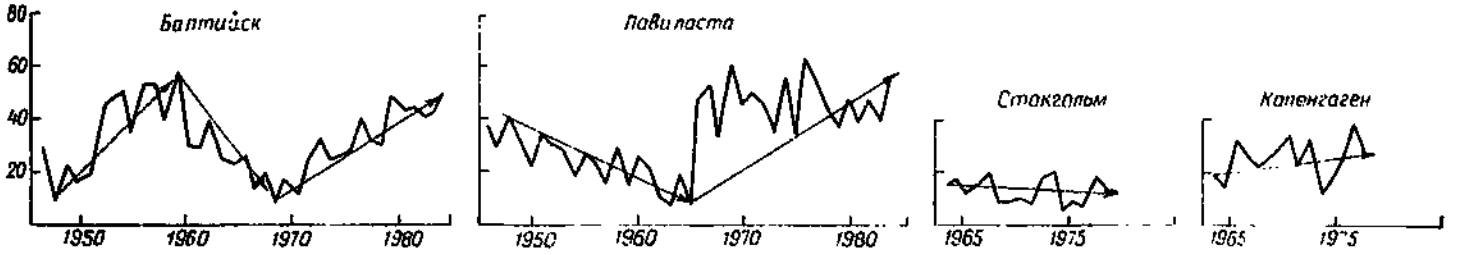


Рис. 2.57. Среднее годовое число дней с туманами и тенденции межгодовой изменчивости.

Повторяемость туманов при различных направлениях ветра. Повторяемость случаев с туманом за весь период наблюдений на каждой станции зависит от ее географического положения, характера окружающего рельефа и преобладающих ветров.

Анализ повторяемости туманов выполнялся раздельно для станций восточного побережья, где ряд наблюдений от 38 до 40 лет, и для станций западного и южного побережий с рядом наблюдений 14—16 лет (табл. 2.55).

На станциях восточного побережья по сумме числа случаев за весь период наблюдений заметно выделяется повторяемость туманов при южных и юго-западных ветрах — 2618 и 2061 случаев соответственно. Максимальная повторяемость отмечалась в Ристне в 1960 г., когда зафиксирован 51 случай с туманами при южных ветрах и в Ниде — 32 случая в 1957 г. при юго-западных ветрах. На всех других станциях этот показатель меньше. Высока повторяемость туманов и при ветрах западного (1980 случаев) и юго-западного (1901 случай) направлений. Однако максимальная повторяемость туманов в году при западных ветрах составляет 35 случаев в Ристне (1961 г.) и Ниде (1959 г.). При юго-восточных ветрах средняя повторяемость туманов на всех станциях несколько выравнивается. Наибольшая (32 случая) наблюдалась в Ниде в 1960 г.

При изменении направления ветра от южного к северо-западному число случаев с туманом продолжает последовательно уменьшаться и при северо-западных ветрах составляет 1126, что в 2,3 раза меньше, чем при южных. Наименьшая сумма случаев с туманом (690) при северо-восточных ветрах. Наименьшее число случаев с туманом на всех станциях отмечается также при северо-восточных ветрах и только в Балтийске при западных, а в Ристне при северо-западных.

Туманы, связанные со штилевой погодой, не часты и, по-видимому, преимущественно радиационные. Их суммы за весь период изменяются от 20 случаев в Лиепае в 1947 г. до 9 случаев в Ниде в 1947 г.

Для станций западного и южного побережья характерна несколько иная картина. Наибольшая повторяемость числа дней с туманами наблюдается также при южных и юго-западных ветрах, сумма числа случаев при этом составляет 771 и 525 случаев соответственно.

Большое число дней с туманами (444) сохраняется и при юго-восточных ветрах, однако их повторяемость несколько меньше, чем при западных. Кроме того, здесь отмечается и последовательное уменьшение суммы числа случаев с туманом при ветрах восточных направлений: 336 случаев при восточных, 247 при северо-восточных и 281

Таблица 2.54

Продолжительность тенденций изменений числа дней с туманом

Станция	Период спада	Число лет	Период роста	Число лет
Балтийск	—	—	1949—1959	11
	1960—1979	20	—	—
Нида	—	—	1949—1959	11
	1960—1978	19	—	—
	—	—	1979—1985	7
Клайпеда	1949—1973	25	—	—
	—	—	1974—1985	12
Лиепая	—	—	1947—1985	39
Павилоста	1948—1965	17	—	—
	—	—	1966—1985	21
Турку	—	—	1964—1972	9
	1973—1979	7	—	—
Стокгольм	1964—1979	15	—	—
Висбю	1960—1975	11	—	—
	—	—	1976—1979	4
Кальмар	1966—1979	14	—	—
Копенгаген	—	—	1965—1978	14
Грейфсвальд	1966—1978	13	—	—
Устка	—	—	1965—1969	4
	1970—1978	9	—	—

Таблица 2.55

Повторяемость туманов (число случаев) при различных направлениях ветра

Станция	Период	Характеристика	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Балтийск	1948—1985	Σ	106	118	135	148	155	230	90	196	64
		Среднее	2,8	3,1	3,5	3,9	4,1	6,0	2,4	5,1	1,7
Нида	1946—1985	Σ	195	155	184	426	420	421	532	420	36
		Среднее	4,9	3,9	4,6	10,6	10,5	10,5	13,3	10,5	0,9
Лиепая	1946—1985	Σ	161	123	128	305	571	483	372	147	163
		Среднее	4,0	3,1	3,2	7,6	14,3	12,1	9,3	3,7	4,1
Клайпеда	1946—1985	Σ	236	77	246	341	392	226	485	165	89
		Среднее	5,9	1,9	6,1	8,5	9,8	5,7	12,1	4,1	2,2
Павилоста	1946—1986	Σ	133	29	72	295	311	345	30	50	204
		Среднее	4,4	4,7	7,3	9,7	19,2	9,4	11,8	3,7	2,3
Турку	1964—1979	Σ	24	31	58	96	134	80	61	27	83
		Среднее	1,5	1,9	3,6	6,0	8,4	5,0	3,8	1,7	5,2
Стокгольм	1964—1979	Σ	26	14	11	20	26	22	27	13	84
		Среднее	1,6	0,9	0,7	1,2	1,6	1,4	1,7	0,8	5,2
Висбю	1964—1978	Σ	29	37	80	57	80	42	44	17	41
		Среднее	1,9	2,5	3,3	3,8	5,3	2,8	2,9	1,1	2,7
Кальмар	1964—1978	Σ	120	55	17	33	188	60	37	30	141
		Среднее	8,0	3,7	1,1	2,2	12,5	4,0	2,5	2,0	9,4
Копенгаген	1964—1978	Σ	23	26	47	93	85	118	111	11	12
		Среднее	1,5	1,7	3,1	6,2	5,6	7,9	7,4	0,7	0,8
Грейфсвальд	1964—1977	Σ	25	42	94	88	114	157	98	21	20
		Среднее	1,8	3,0	6,7	6,3	8,1	11,2	7,0	1,5	1,4
Устка	1964—1977	Σ	34	42	29	55	144	46	89	10	27
		Среднее	2,4	2,6	1,8	3,4	10,3	2,9	5,6	0,6	1,7

при северных ветрах. Наименьшее число случаев с туманом — 129 за исследуемый период, при северо-западных ветрах. Наконец, следует особо отметить, что на западном и южном побережье имеет место большее число случаев с туманом при штилях — их сумма составляет 498.

Разница в максимальных значениях повторяемости невелика. Больше других она при южных ветрах: 27 случаев в Кальмаре в 1977 г. и 5 случаев в Стокгольме в 1971 г. Еще меньше разность при северо-западных ветрах — от 6 случаев в Кальмаре в 1976 г. до 2 случаев в Копенгагене в 1969 и 1973 гг. и Грейфсвальде в 1973, 1974 и 1976 гг. В целом разность максимальной повторяемости случаев с туманом равна 18.

Наибольшее число случаев с туманом на станциях Турку, Висбю, Кальмар и Устка отмечается также при южных ветрах, на станциях Копенгаген и Грейфсвальд при юго-западных и на ст. Стокгольм при западных ветрах, что в значительной мере обусловлено как географическим положением станций, так и особенностями атмосферной циркуляции.

Наименьшая повторяемость туманов отмечается также при ветрах различных направлений. Меньше всего при северо-западных ветрах на станциях

Таблица 2.56

Повторяемость туманов (число случаев) по градациям видимости

Станция	Период	Характеристика	≤100 м	101—200 м	201—500 м	501—1000 м	Сумма
Балтийск	1948—1985	Σ	80	195	426	339	1040
		Среднее	2,0	5,1	10,8	8,7	27,4
Нида	1946—1985	Σ	267	434	1019	1161	2901
		Среднее	6,7	11,3	25,5	29,0	72,5
Клайпеда	1946—1985	Σ	357	361	618	844	2126
		Среднее	8,9	9,0	15,4	21,1	53,2
Лиепая	1946—1985	Σ	54	70	582	760	1466
		Среднее	1,3	1,8	14,5	19,0	36,6
Павилоста	1946—1985	Σ	40	206	550	852	1648
		Среднее	1,0	5,2	13,8	21,3	41,2
Ристна	1946—1985	Σ	5	316	1949	1021	3291
		Среднее	0,1	7,9	48,7	25,5	82,3
Турку	1964—1979	Σ	3	115	200	267	585
		Среднее	0,2	7,2	12,5	16,7	36,6
Стокгольм	1964—1979	Σ	4	23	52	133	212
		Среднее	0,2	1,4	3,2	8,3	13,2
Висбю	1964—1978	Σ	8	84	166	135	393
		Среднее	0,8	5,6	11,1	9,0	26,2
Кальмар	1964—1979	Σ	22	159	199	204	584
		Среднее	1,4	9,9	12,4	12,8	35,5
Копенгаген	1964—1978	Σ	23	174	115	130	442
		Среднее	1,5	11,6	7,7	8,7	29,5
Устка	1964—1976	Σ	0	47	89	480	616
		Среднее	0,0	3,6	6,8	36,9	47,4
Грейфсвальд	1964—1977	Σ	14	136	136	211	497
		Среднее	0,9	9,1	9,1	14,1	33,1

Висбю, Копенгаген, Грейфсвальд и Устка, так как при этих ветрах, очевидно, сказываются малые площади водного пространства, над которыми проходят северо-западные воздушные массы. На станциях Стокгольм и Кальмар меньше туманов при восточных ветрах, которые здесь редки и термически мало способствуют образованию туманов. На ст. Турку, к которой с севера примыкает обширная поверхность суши, меньше всего туманов при северных ветрах.

Повторяемость туманов по градациям видимости. Повторяемость дней с туманами по градациям видимости различна (табл. 2.56). Средняя повторяемость (число дней) возрастает последовательно: для видимости менее 100 м она составляет 1,9, от 101 до 200 м — 7,1, от 201 до 500 м — 14,7 и от 501 до 1000 м — 19 (это наибольшее число дней с туманом).

Пределы возможных колебаний повторяемости дней с туманами по градациям дальности видимости довольно широки. Так, повторяемость видимости менее 100 м может быть от 0,0 до 8,9 дней в году, видимости 101—200 м — от 1,4 до 11,6, 201 — 500 м — от 3,2 до 48,7 и видимости 501—1000 м — от 8,3 до 36,9.

Наибольшее число дней с туманом всех градаций видимости отмечается в районе прибрежной зоны от Ниды до Ристны (36,6—82,3), наименьшее — в районах Стокгольма (13,2), Висбю (26,2) Балтийска (27,4) и Копенгагена (29,5).

Чаще всего туманы с наименьшей видимостью (до 100 м) наблюдались в Ниде — 41 день в 1947 г. и в Клайпеде — 33 дня в 1948 г. На западном и южном побережье они наблюдаются часто, но число дней невелико: в Турку — по 1 в 1968, 1974, 1978 гг., в Кальмаре — по 3 в 1965 и 1966 гг. Дней с туманами и видимостью 101—200 м отмечалось больше всего в Ниде в 1963 г. и в Ристне в 1976 г. — 35 и 33 соответственно. Меньше всего в Устке — по 6 в 1964, 1966 и 1969 гг. Наибольшее число дней с туманом при видимости 201—500 м (128) отмечалось в 1961 г. на ст. Ристна, наименьшее их количество (12) — в Копенгагене и Устке в 1966 и 1969, 1971 гг. соответственно. Дни с туманом, когда видимость составляла 501—1000 м, чаще всего (97) отмечались в Ристне в 1977 г., а наименьшее их количество — 12, отмечалось трижды — в 1966, 1970 и 1971 гг., на ст. Висбю.

2.10.3. Экстремальные сезоны

В настоящем исследовании методы ПКСП и квантильный анализ были использованы с целью выделения экстремальных сезонов, характеризующихся аномально высокими или низкими средними сезонными температурами воздуха. В качестве критерия для выделения таких сезонов оказалось возможным использовать вероятностные характеристики средних сезонных температур воздуха $x_{0,25}$, Ме, $x_{0,75}$, а также максимальные и минимальные значения.

Как и при оценке внутригодовой изменчивости температуры воздуха по данным прибрежных станций было выделено два географических района: северо-восточный и юго-западный. В каждом районе для детальной оценки и в качестве примера выбраны контрольные станции: в северо-восточном — Балтийск, Ристна и Стокгольм, в юго-западном — Висбю, Копенгаген и Устка.

В качестве исходных данных использовалась средняя сезонная температура воздуха для каждой станции (табл. 2.57 и 2.58). В табл. 2.59 и на рис. 2.58 для этих же станций приведены вероятностные характеристики $x_{0,25}$, Ме, $x_{0,75}$, $x_{макс}$ и $x_{мин}$.

Таблица 2.57

Межгодовая изменчивость средних сезонных температур воздуха. Северо-восточный район

Год	Балтийск		Ристна		Стокгольм	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето
1947	—	—	—1,9	15,5	—	—
1948	—	—	—5,7	15,8	—	—
1949	0,0	17,0	—1,6	15,0	—	—
1950	2,4	16,1	11,7	14,4	—	—
1951	—1,6	17,1	—2,4	14,8	—	—
1952	0,1	17,8	—1,4	15,2	—	—
1953	0,2	16,3	—0,1	14,2	—	—
1954	—1,1	18,0	—1,6	16,2	—	—
1955	—3,5	17,0	—2,6	15,1	—	—
1956	—0,7	17,3	—2,3	15,2	—	—
1957	—2,8	16,0	—3,6	14,6	—	—
1958	1,0	16,5	0,5	15,0	—	—
1959	—0,3	16,0	—3,1	13,9	—	—
1960	—0,4	18,2	—1,3	16,3	—	—
1961	—0,7	16,8	—2,2	15,9	—	—
1962	0,1	16,6	0,5	15,6	—	—
1963	—0,8	14,8	—0,7	13,3	—	—
1964	—5,5	17,6	—4,0	15,6	—	—
1965	—1,2	17,3	—1,1	15,3	—1,5	16,2
1966	—0,5	15,5	—1,6	14,4	—3,1	15,0
1967	—2,2	17,6	—6,1	16,0	—5,7	17,3
1968	—1,0	17,3	—3,3	14,7	—2,8	17,2
1969	—2,1	17,6	—2,9	15,4	—3,4	17,1
1970	—5,6	16,9	—4,9	15,6	—3,2	18,1
1971	—3,5	16,8	—4,4	15,7	—5,7	17,2
1972	2,7	17,4	0,3	14,6	—0,2	16,3
1973	—1,5	17,8	—1,0	17,0	0,5	17,7
1974	0,6	17,9	—0,4	16,9	—0,4	17,8
1975	1,8	15,9	1,3	13,9	1,0	15,8
1976	2,7	17,8	2,0	16,0	0,9	17,9
1977	—1,7	16,0	—2,6	13,6	—2,8	16,8
1978	—1,6	16,1	—2,4	13,6	—1,9	15,3
1979	—3,9	16,0	—4,6	14,1	—	—
1980	—4,4	16,7	—3,6	15,2	—	—
1981	—2,8	16,6	—2,4	15,8	—	—
1982	—2,3	16,4	—1,6	14,7	—	—
1983	—1,2	16,7	—0,8	14,6	—	—
1984	0,7	16,9	0,3	15,0	—	—
1985	—0,9	15,8	—0,7	15,1	—	—
1986	—6,8	16,1	—6,0	14,7	—	—
Среднее	—2,2	16,7	—2,0	15,1	—2,1	16,8
Минимальное	—7,0	14,4	—6,1	1,2	—5,7	15,0
Максимальное	2,4	18,1	2,0	17,0	1,0	18,1

По кривым реализаций и значениям вероятностных характеристик было выделено пять температурных сезонов:

1) $x_{0,25} \leqslant t \leqslant x_{0,75}$ — умеренные зима и лето;
2) $x_{0,75} \leqslant t \leqslant x_{макс}$ — теплое лето, мягкая зима;
3) $x_{0,25} \geqslant t > x_{мин}$ — прохладное лето, суровая зима;
4) $t \geqslant x_{макс}$ — жаркое лето, очень теплая зима;
5) $t \leqslant x_{мин}$ — холодное лето, очень суровая зима.

При этом сезоны «очень суровая» и очень «мягкая» зима, а также «жаркое» и «холодное» лето классифицируются как экстремальные и относятся

Таблица 2.58

Межгодовая изменчивость средней сезонной температуры воздуха. Юго-западный район

Год	Копенгаген		Висбю		Устка	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето
1965	1,3	16,2	0,2	15,7	0,0	16,1
1966	1,1	14,6	—0,4	14,8	0,7	14,6
1967	—0,0	16,5	—2,3	16,8	—0,6	16,7
1968	16,4	16,4	—1,3	16,0	0,1	16,5
1969	0,2	16,1	—1,0	16,2	—1,0	16,5
1970	—1,2	16,7	—2,2	16,7	—3,3	15,5
1971	—0,5	16,3	—3,0	15,8	—1,8	15,6
1972	2,6	16,2	1,1	15,7	2,6	16,0
1973	1,7	16,0	0,4	16,8	—0,3	17,0
1974	1,9	16,6	0,8	17,2	1,6	16,6
1975	3,4	16,7	1,9	15,4	2,9	15,0
1976	3,1	16,6	2,4	16,8	3,1	16,4
1977	0,3	17,1	—1,0	15,3	—0,6	15,9
1978	1,2	15,9	—0,4	15,1	1,5	14,0
Среднее	1,2	16,3	—0,3	16,0	0,4	15,9
Минимальное	—1,2	14,6	—3,0	16,8	—3,3	14,0
Максимальное	3,4	17,1	2,4	17,2	3,1	17,0

к категории опасных и особо опасных явлений.

В результате анализа графиков, приведенных на рис. 2.58, для северо-восточного и юго-западного районов были выделены конкретные типы зимних и летних сезонов, наблюдавшиеся на станциях (табл. 2.60).

Для всех полученных типов зимних и летних сезонов определены возможные пределы средних многолетних температур воздуха (табл. 2.61).

Как видно из таблиц, экстремальные зимы в северо-восточном районе отмечались за период наблюдений не часто. Так, очень теплая зима здесь не наблюдалась, а очень суровая отмечалась в Балтийске в 1986 г., а также в Ристне в 1967 и 1986 гг. В Стокгольме, т. е. на западном побережье Балтийского моря, такие зимы за исследуемый период не наблюдались. Средние температуры воздуха в этих районах составляли — 6,0 °С и ниже. Характерно, что экстремальные зимние сезоны не выявлены также и в юго-западном районе, что прежде всего можно объяснить недостаточностью ряда наблюдений на этих станциях (1965—1978 гг.), а также особенностями атмосферной

З и м а

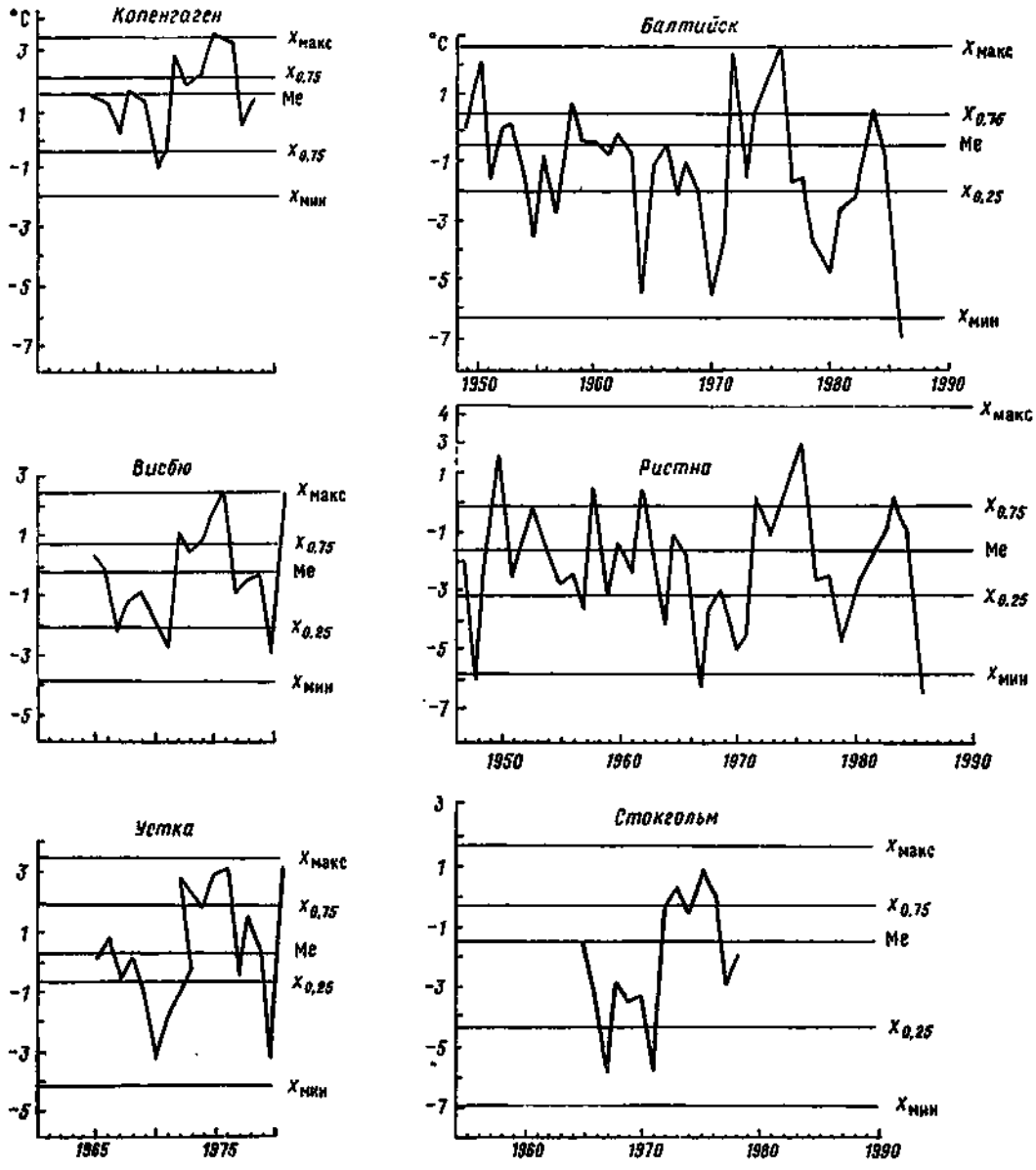


Таблица 2.59

Вероятностные характеристики сезонной изменчивости температуры воздуха (°С)

Станция	Зима				
	$x_{0,25}$	Me	$x_{0,75}$	$x_{мин}$	$x_{макс}$
Северо-восточный район					
Балтийск	—2,1	—0,6	0,5	—6,3	2,8
Ристна	—3,2	—1,7	—0,2	—5,8	1,2
Стокгольм	—4,5	—1,7	—0,4	—7,1	1,7
Юго-западный район					
Висбю	—2,0	—0,1	0,6	—3,8	2,5
Копенгаген	—0,6	1,4	1,9	—2,0	3,4
Устка	—0,7	0,4	2,0	—4,1	3,5
Северо-восточный район					
Балтийск	16,1	16,8	17,4	14,8	18,2
Ристна	14,2	15,0	15,7	8,7	17,0
Стокгольм	15,6	17,2	17,8	15,1	18,0
Юго-западный район					
Висбю	15,3	16,1	16,8	14,9	17,3
Копенгаген	16,0	16,5	16,6	14,7	17,1
Устка	15,1	16,0	16,6	14,0	17,1

циркуляции, определяющими температурный режим западного и южного побережья моря.

Экстремальные летние сезоны в северо-восточном районе также отмечались не часто: в Ристне в 1973 г., когда средние температуры лета были 17 °С и более. Только в Стокгольме в 1966 г. отмечалось холодное лето со средними сезонными температурами 14,4 °С и менее. В юго-западном районе также не зафиксировано жаркое лето, однако на каждой станции отмечено холодное лето со средними сезонными температурами 14,0 °С и менее. Эти сезоны наблюдались на станциях Висбю и Копенгаген в 1966 г., а на ст. Устка в 1978 г. Повторяемость типов сезонов, характеристики температур воздуха для станций северо-восточного и юго-западного районов приведены в табл. 2.60 и 2.61.

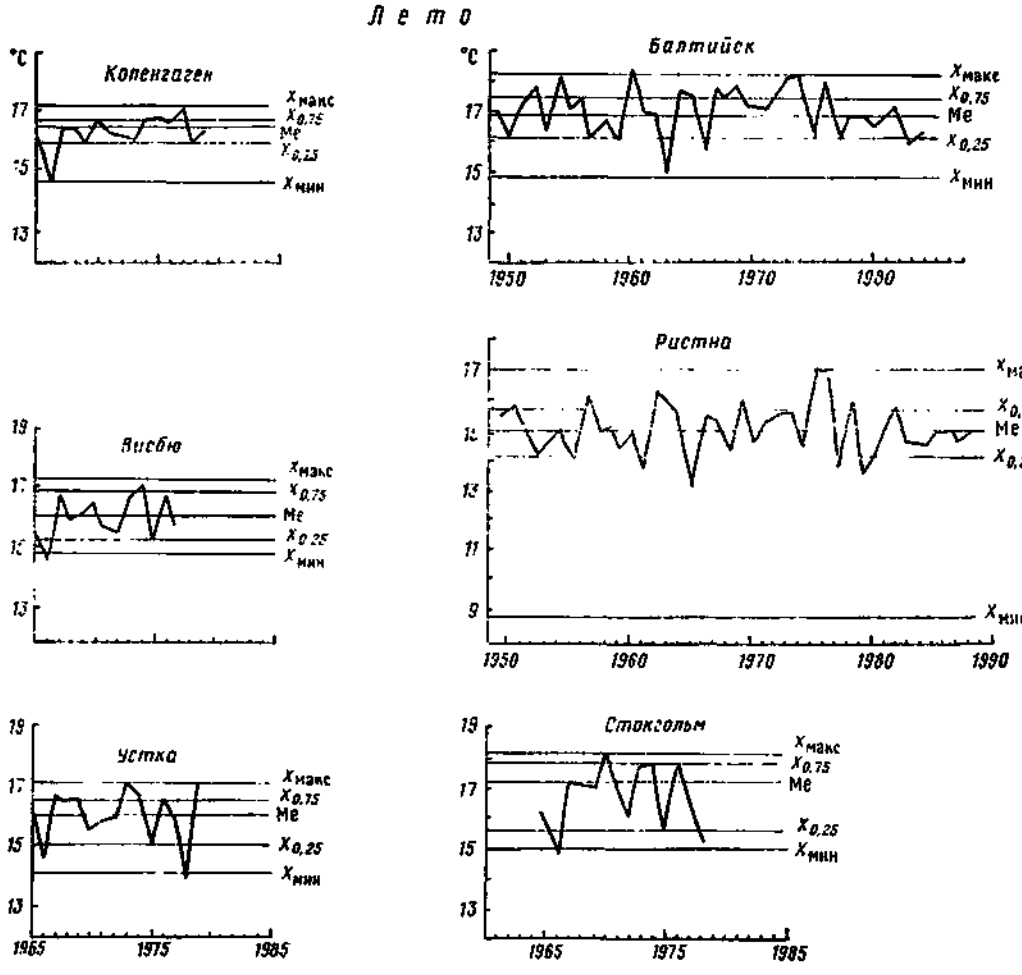


Рис. 2.58. Средняя годовая температура воздуха и ее вероятностные оценки по данным станций северо-восточного и юго-западного районов зимой и летом.

Таблица 2.60

Распределение типов зимних и летних сезонов (годы) в различных районах моря

Тип сезона	Балтийск	Ристна	Стокгольм	Висбю	Копенгаген	Устка
	Северо-восточный район			Юго-западный район		
Зима						
умеренная	1949, 1951—1954, 1959—1963, 1965, 1966, 1968, 1969, 1973, 1977, 1978, 1983, 1985	1947, 1949, 1951, 1952, 1954—1956, 1959—1961, 1963, 1965, 1966, 1969, 1973, 1974, 1977, 1978, 1981—1983, 1985	1965, 1966, 1968—1970, 1977 1978	1965, 1966, 1968, 1969, 1973, 1977, 1978	1965—1971, 1973, 1977, 1978	1965—1968, 1973, 1974, 1977, 1978
мягкая	1950, 1956, 1958, 1972, 1974—1976, 1984	1950, 1953, 1962, 1972, 1975, 1976, 1984	1972, 1973, 1975, 1976	1972, 1974—1976	1972, 1974—1976	1972, 1975, 1976
суровая	1955, 1957, 1964, 1967, 1970, 1971, 1979—1982	1948, 1957, 1964, 1968, 1970, 1971, 1979	1967, 1971	1967, 1970, 1971	—	1969—1971
очень теплая	—	—	—	—	—	—
очень суровая	1986	1967, 1986	—	—	—	—
Лето						
умеренное	1949, 1951, 1953, 1955, 1958, 1961—1963, 1966, 1968, 1970, 1971, 1977—1979, 1980—1983, 1986	1949, 1950, 1951—1953, 1955—1958, 1962, 1964—1966, 1968—1970, 1972, 1979, 1980—1985	1965, 1967—1969, 1971—1973, 1975, 1977	1965, 1968, 1969, 1971, 1972, 1975	1965, 1967, 1968, 1971, 1972	1965, 1968—1972, 1976, 1977
теплое	1952, 1954, 1960, 1964, 1967, 1969, 1973, 1974, 1976, 1984	1948, 1954, 1960, 1966, 1967, 1971, 1974, 1976, 1980	1970, 1974, 1976	1967, 1973, 1974, 1976	1970, 1974—1977	1967, 1973, 1974
прохладное	1950, 1957, 1959, 1966, 1975	1959, 1963, 1977, 1978	1978	1978	1969, 1973, 1978	1966, 1975
жаркое	—	1973	—	—	—	
холодное	—	—	1966	1966	1966	1978

Таблица 2.61

Пределы возможной средней многолетней температуры воздуха (°С) по сезонам

Тип сезона	Балтийск		Ристна		Стокгольм		Висбю		Копенгаген		Устка	
	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до
Зима												
умеренная	−1,7	0,2	−0,4	−2,6	−1,9	−3,4	0,2	−1,3	−1,2	1,7	−0,6	1,6
мягкая	0,6	2,7	−0,1	2,0	−0,2	1,0	0,8	2,4	1,9	3,4	2,6	3,1
суровая	−2,2	−5,6	−3,3	−5,7	−5,7	<−5,7	−2,2	−3,0	—	—	−1,0	−3,3
очень теплая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
очень суровая	−6,8	<−6,8	−6,0	<−6,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Лето												
умеренное	15,8	17,3	14,2	15,6	15,8	17,7	15,4	16,2	16,2	16,5	15,5	16,5
теплое	17,6	18,2	15,7	16,9	17,8	18,1	16,8	17,2	16,6	17,1	16,6	17,0
прохладное	13,9	14,6	13,9	13,3	15,3	—	15,1	—	15,9	16,1	14,6	15,0
жаркое	—	—	17,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
холодное	—	—	—	—	14,4	<14,4	14,8	<14,8	14,6	<14,6	14,0	<14,0

Приложение 1

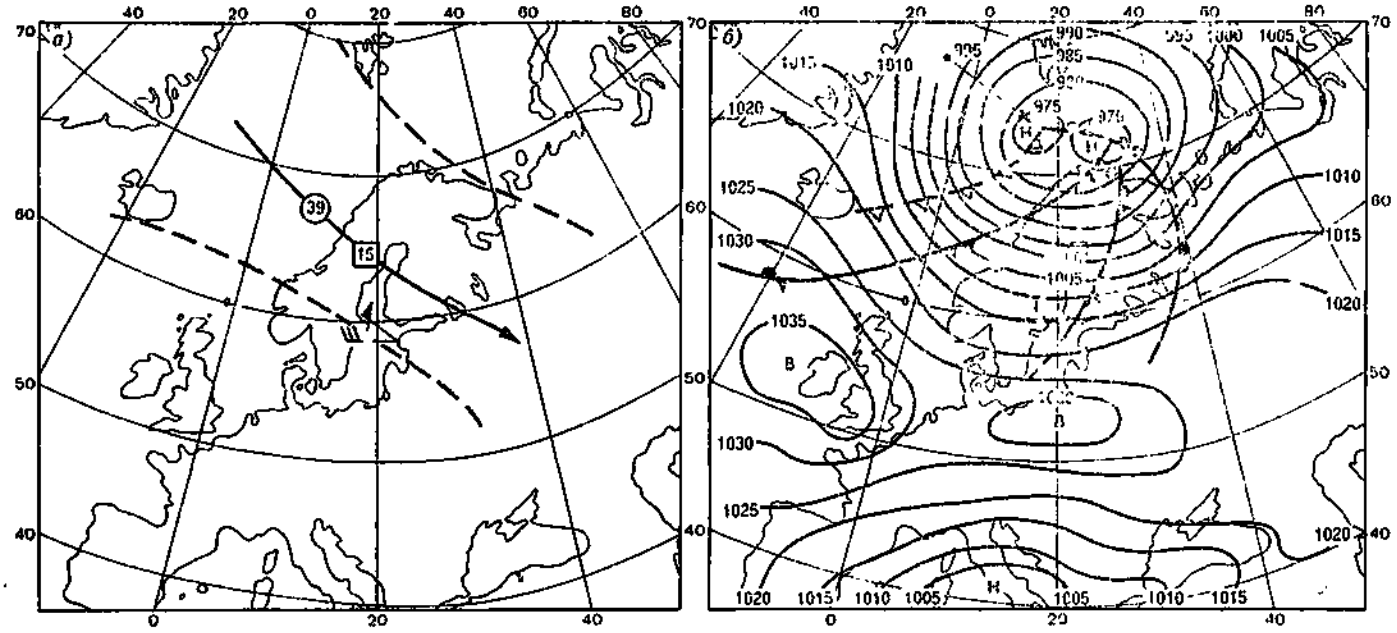


Рис. 1. Основные характеристики северо-западных циклонов. Северная часть моря.

Здесь и на рис. 3—7, 9—15: *а* — осевая траектория и зона вторжения; *б* — типовая синоптическая карта.

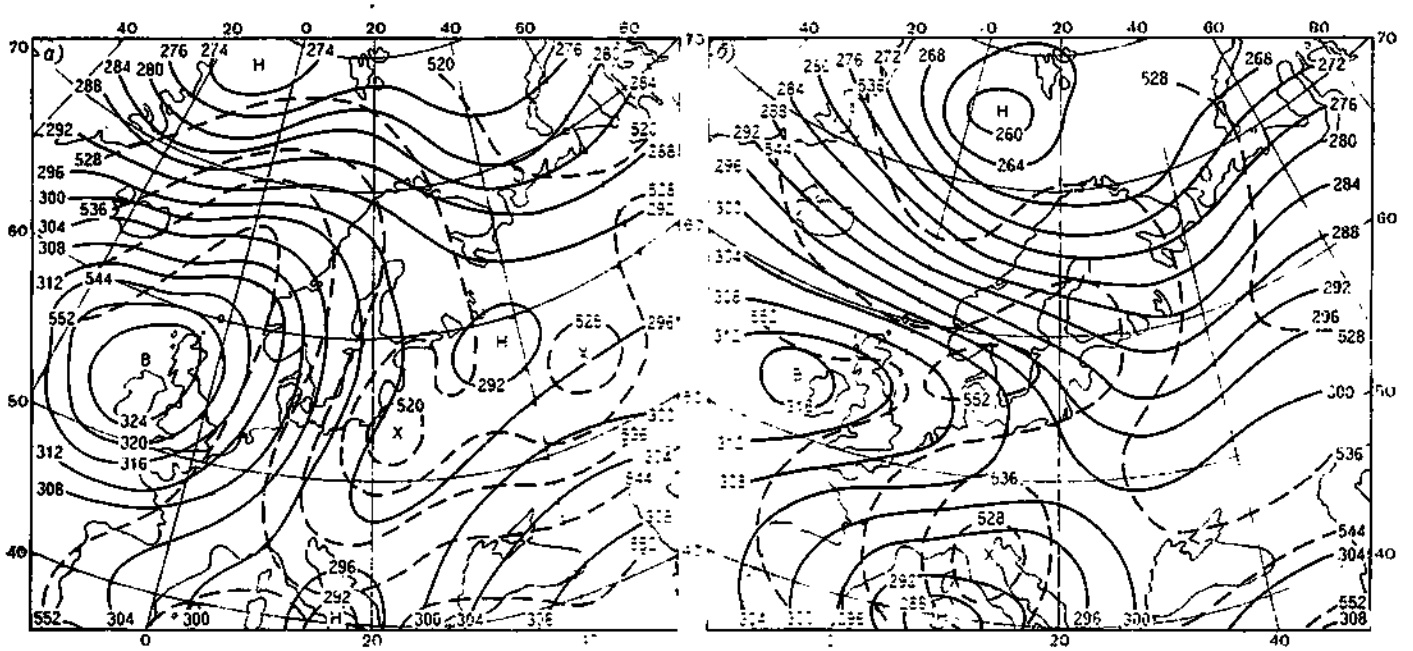


Рис. 2. Типовая термобарическая карта за сутки до начала северо-западного шторма (*а*) и в день шторма (*б*). Северная часть моря.

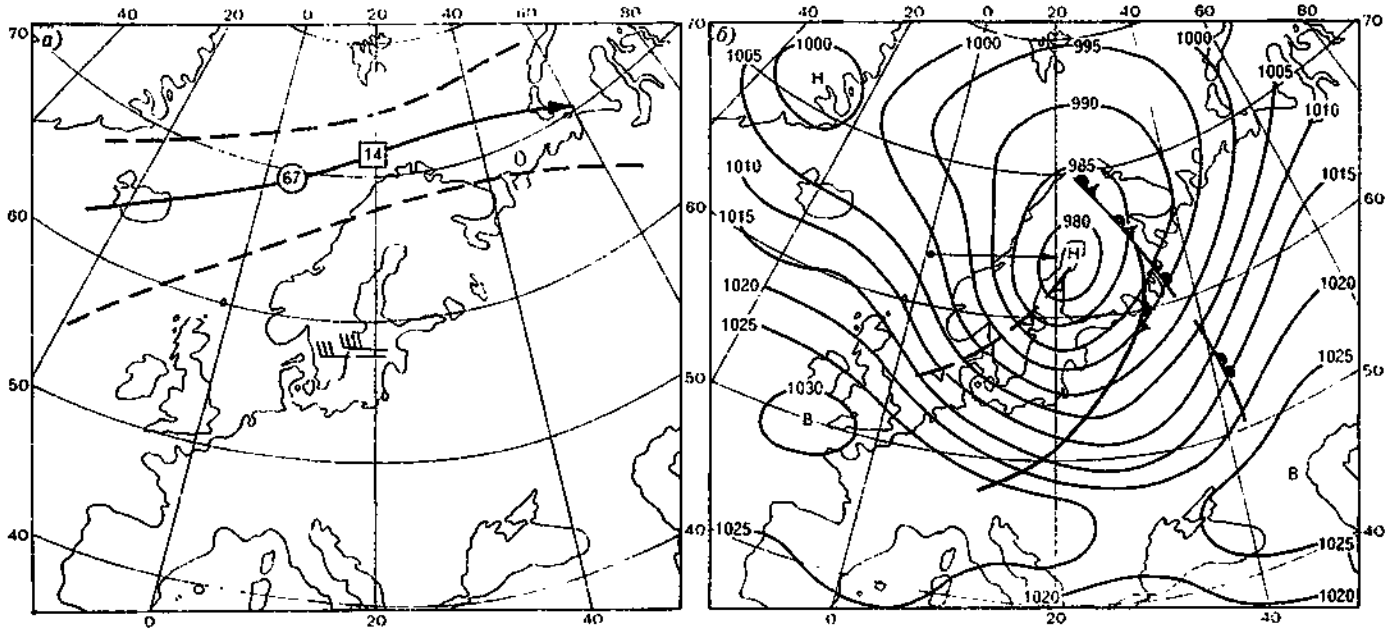


Рис. 3. Основные характеристики западных циклонов. Северная часть моря.

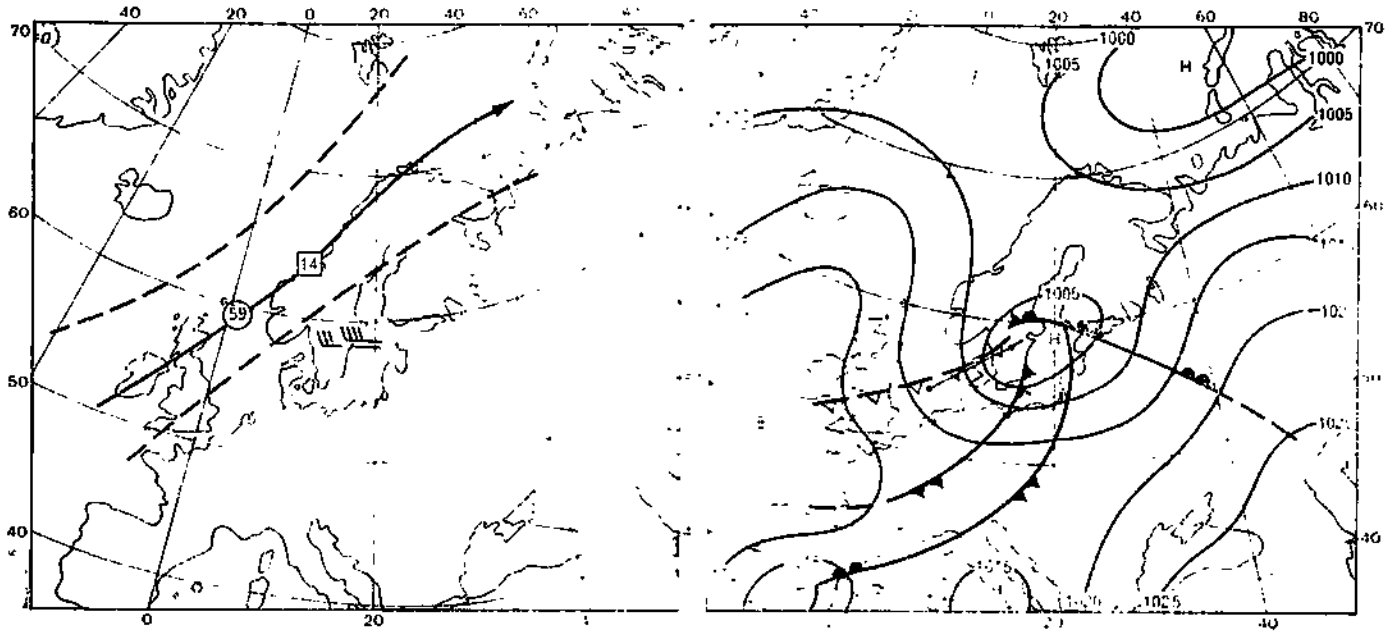


Рис. 4. Основные характеристики юго-западных циклонов. Северная часть моря.

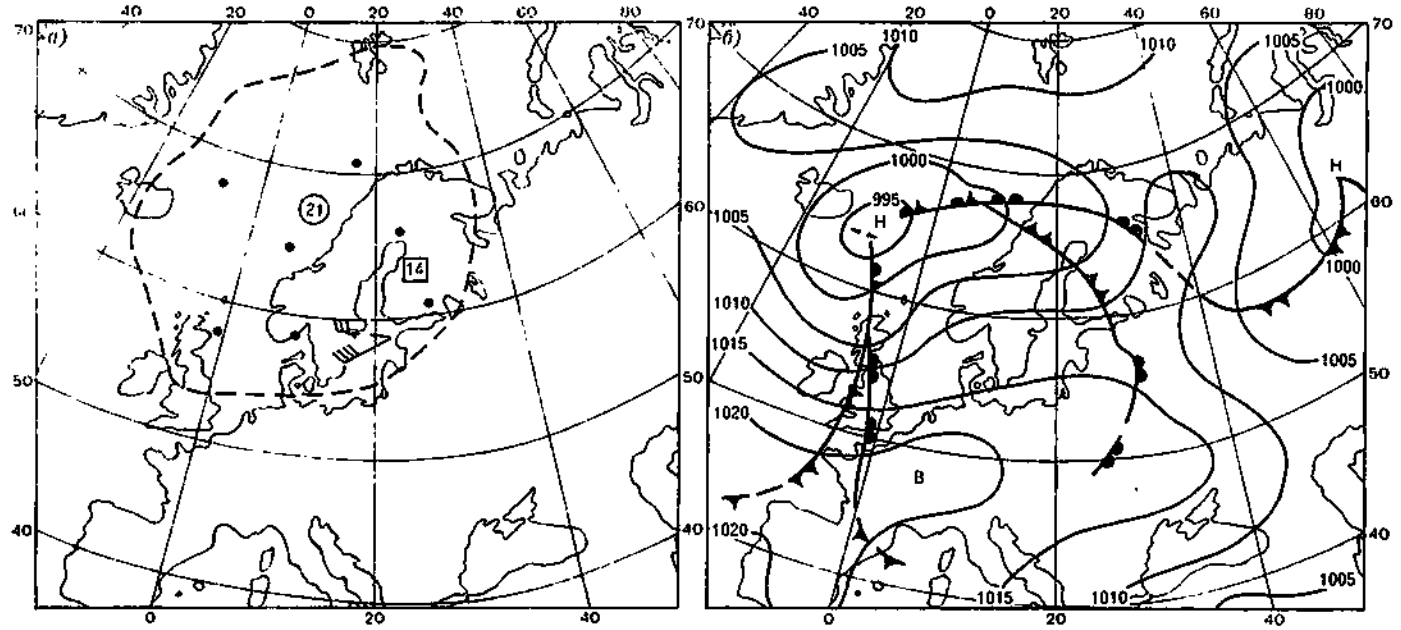


Рис. 5. Основные характеристики стационарных циклонов. Северная часть моря.

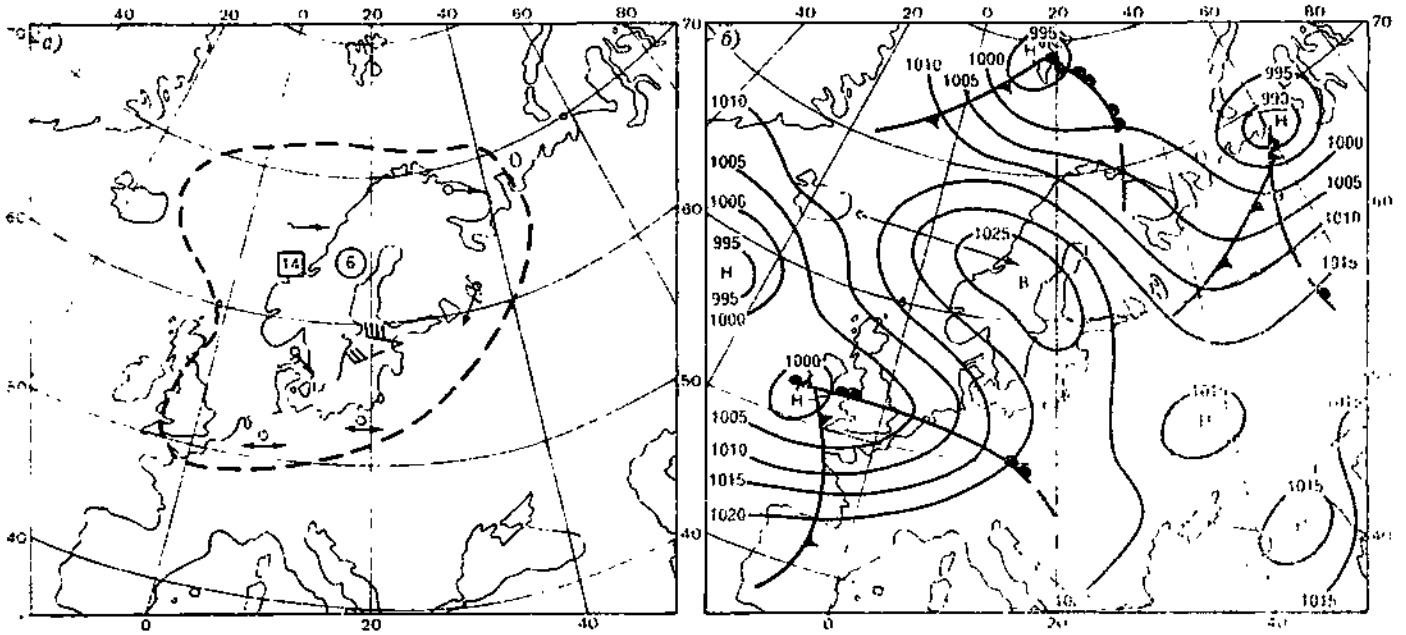


Рис. 6. Основные характеристики антициклонов, обусловливающих сильные ветры. Северная часть моря.

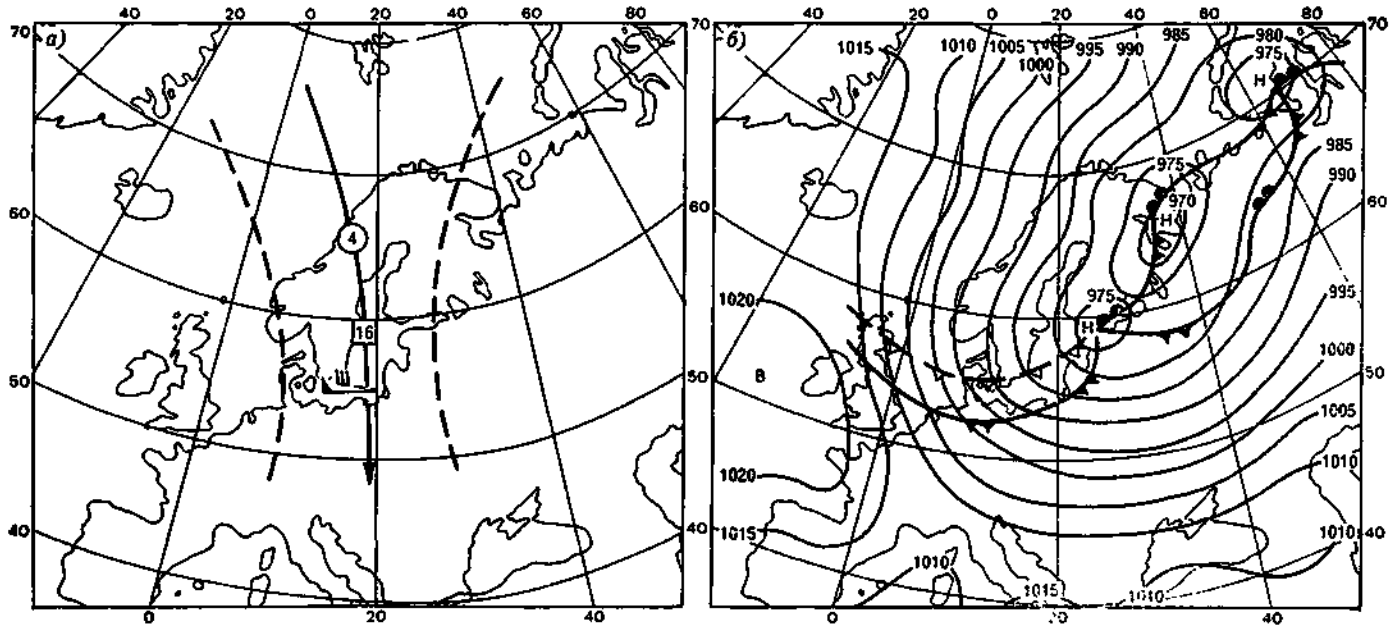


Рис. 7. Основные характеристики северных циклонов. Южная часть моря.

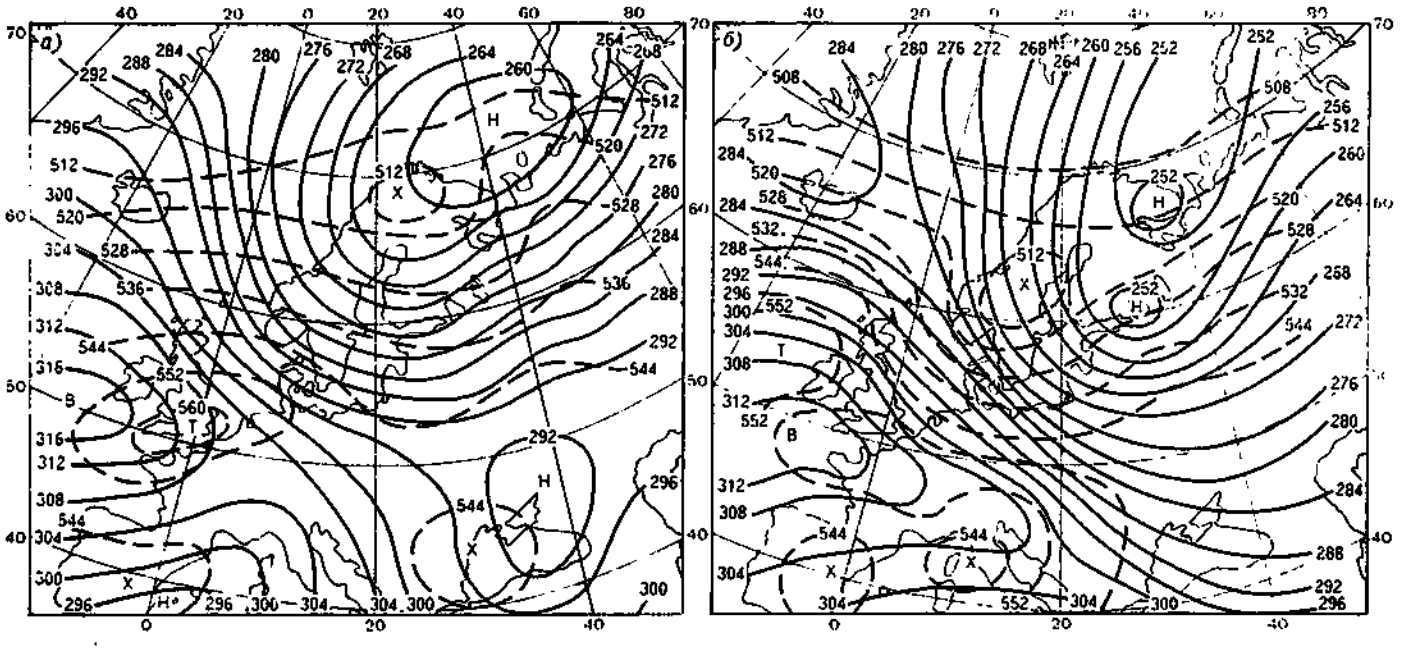


Рис. 8. Типовая термобарическая карта за сутки до начала северного шторма (*а*) и в день шторма (*б*). Южная часть моря.

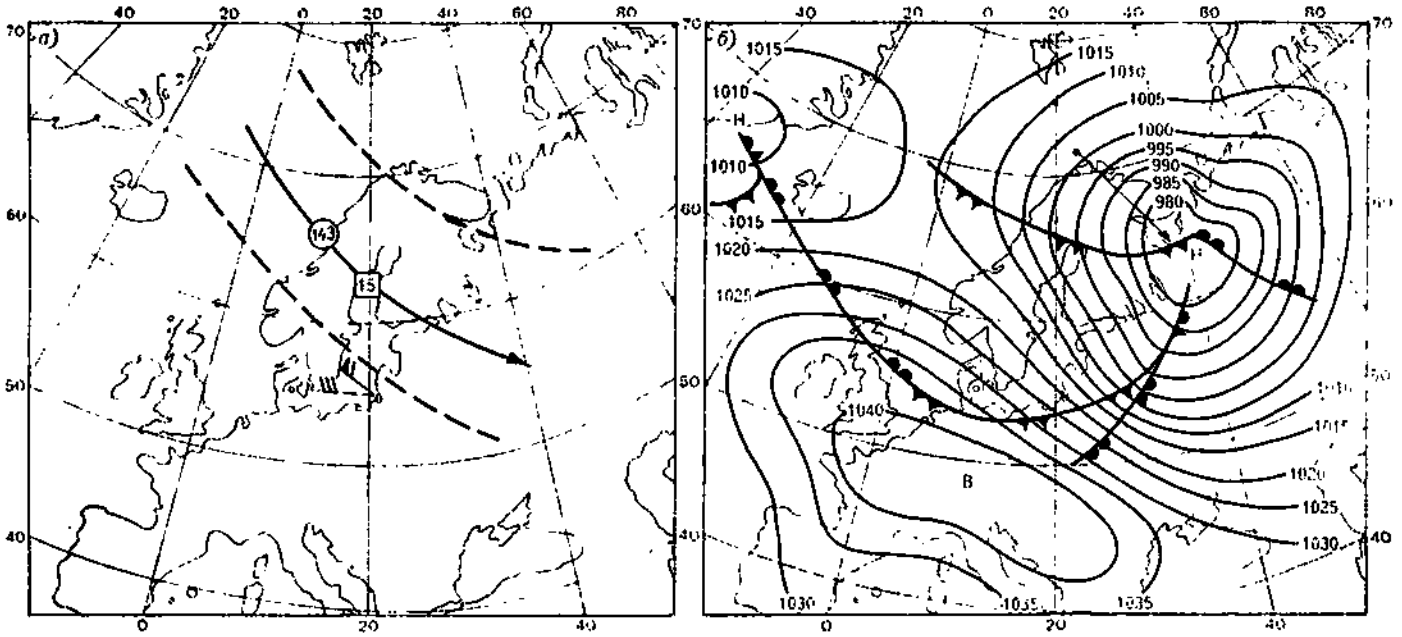


Рис. 9. Основные характеристики северо-западных циклонов. Южная часть моря.

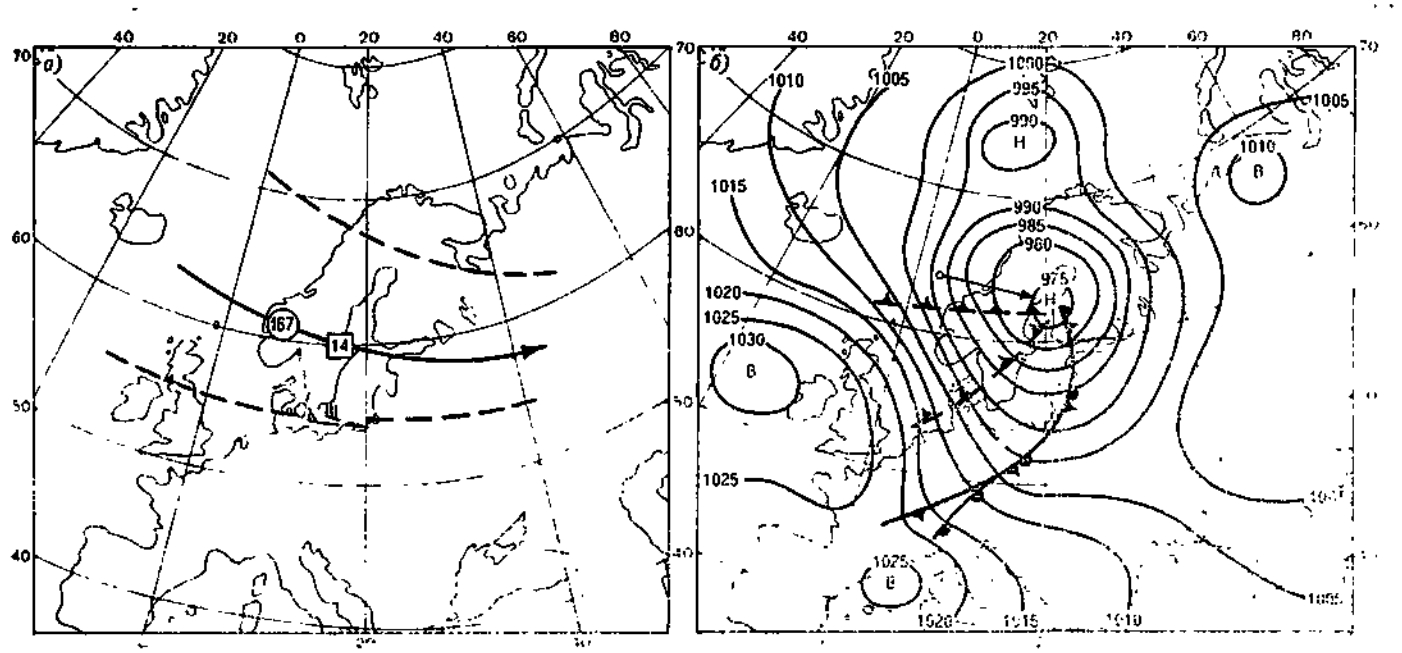


Рис. 10. Основные характеристики западных циклонов. Южная часть моря.

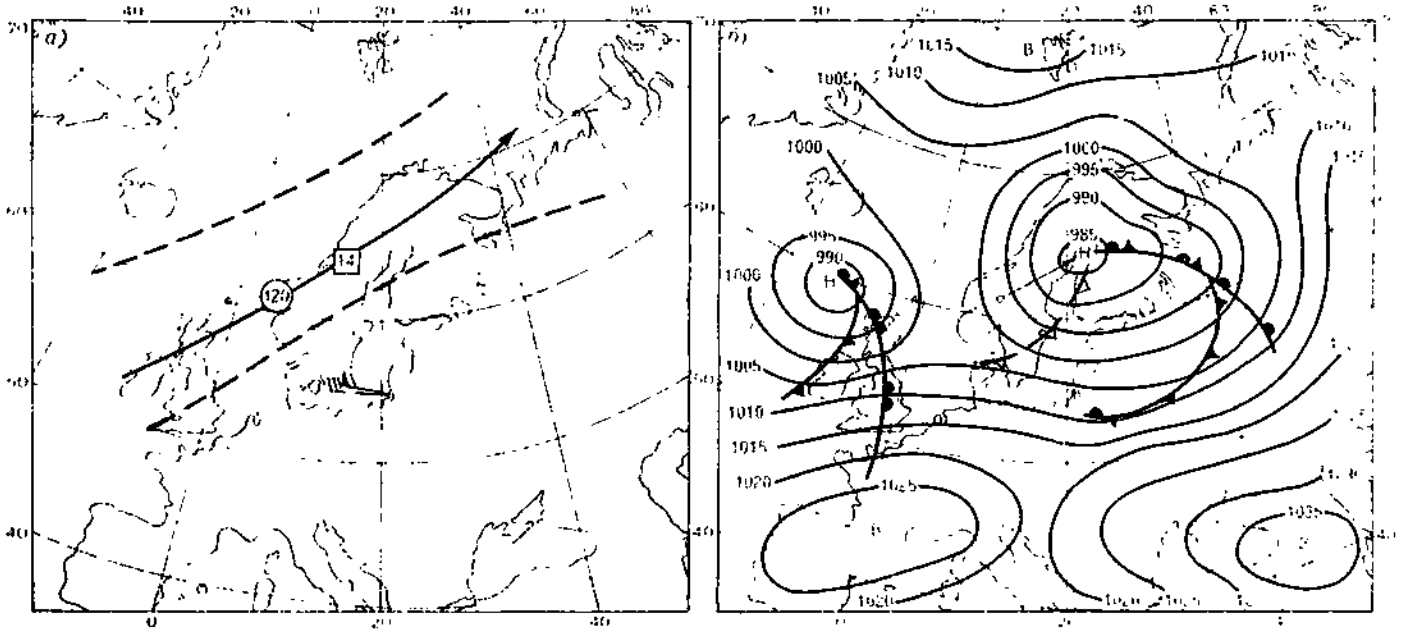


Рис. 11. Основные характеристики юго-западных циклонов. Южная часть моря.

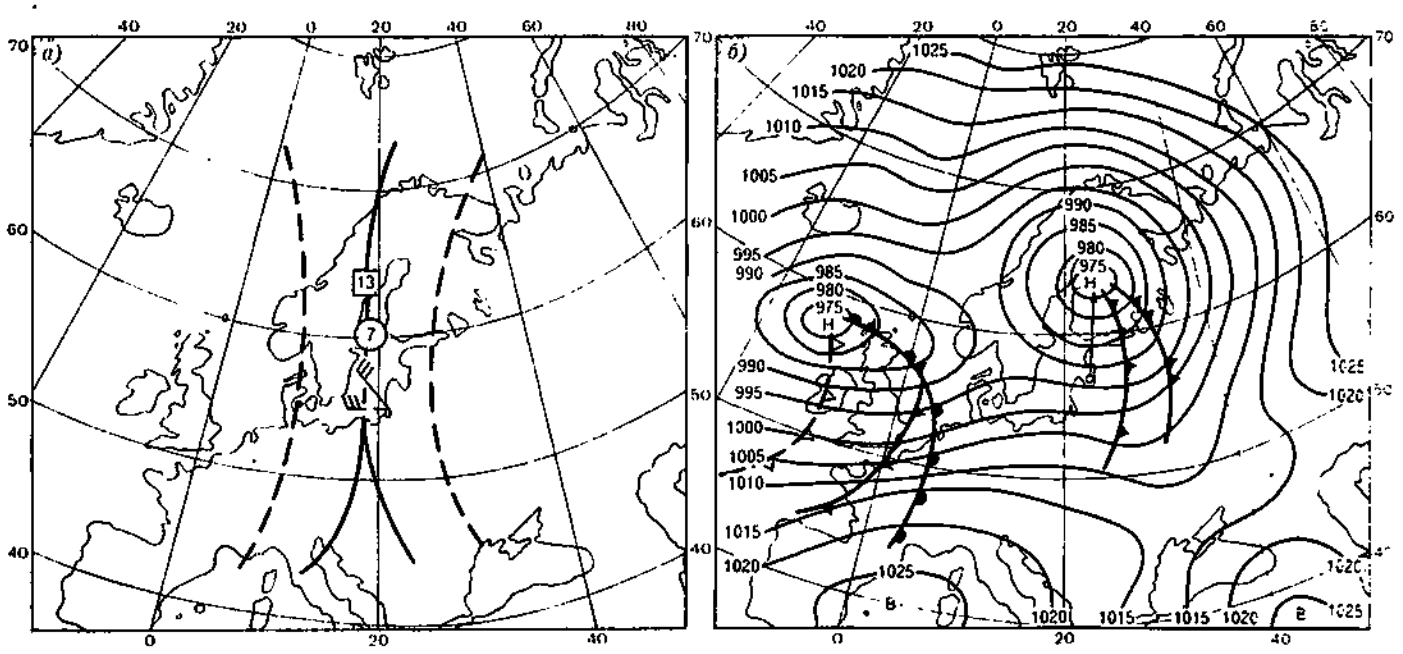


Рис. 12. Основные характеристики южных циклонов. Южная часть моря.

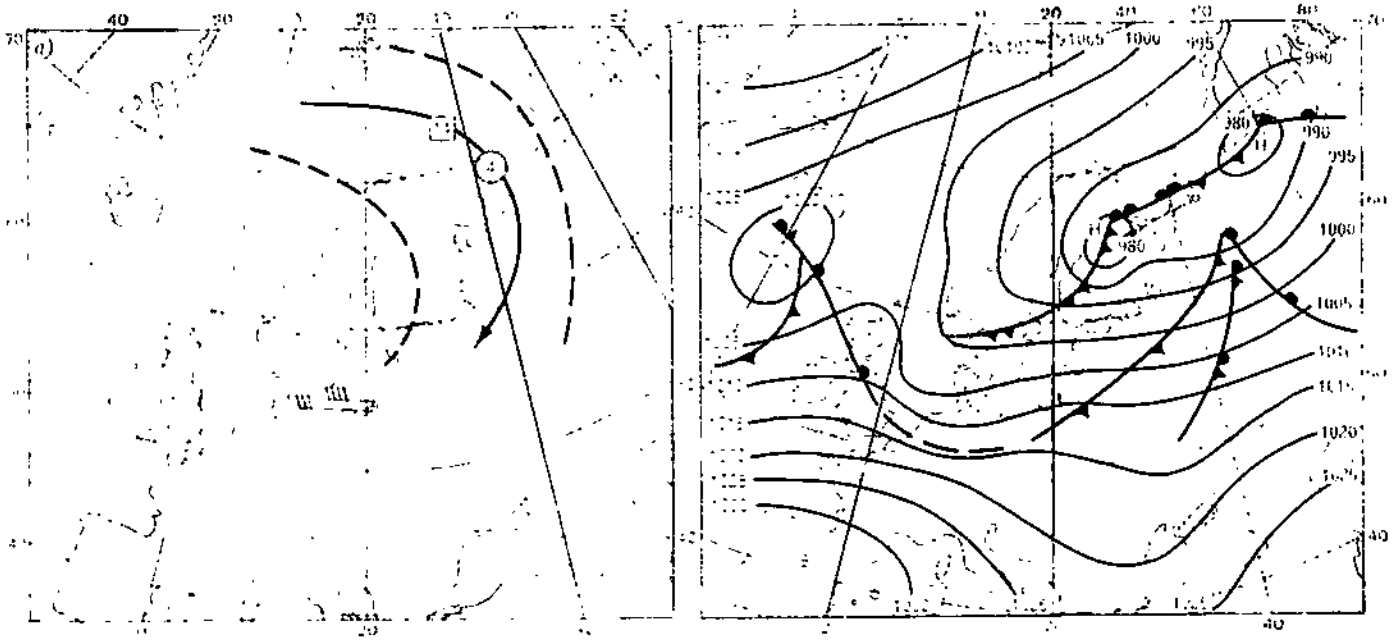


Рис. 13. Основные характеристики северо-восточных циклонов. Южная часть моря.

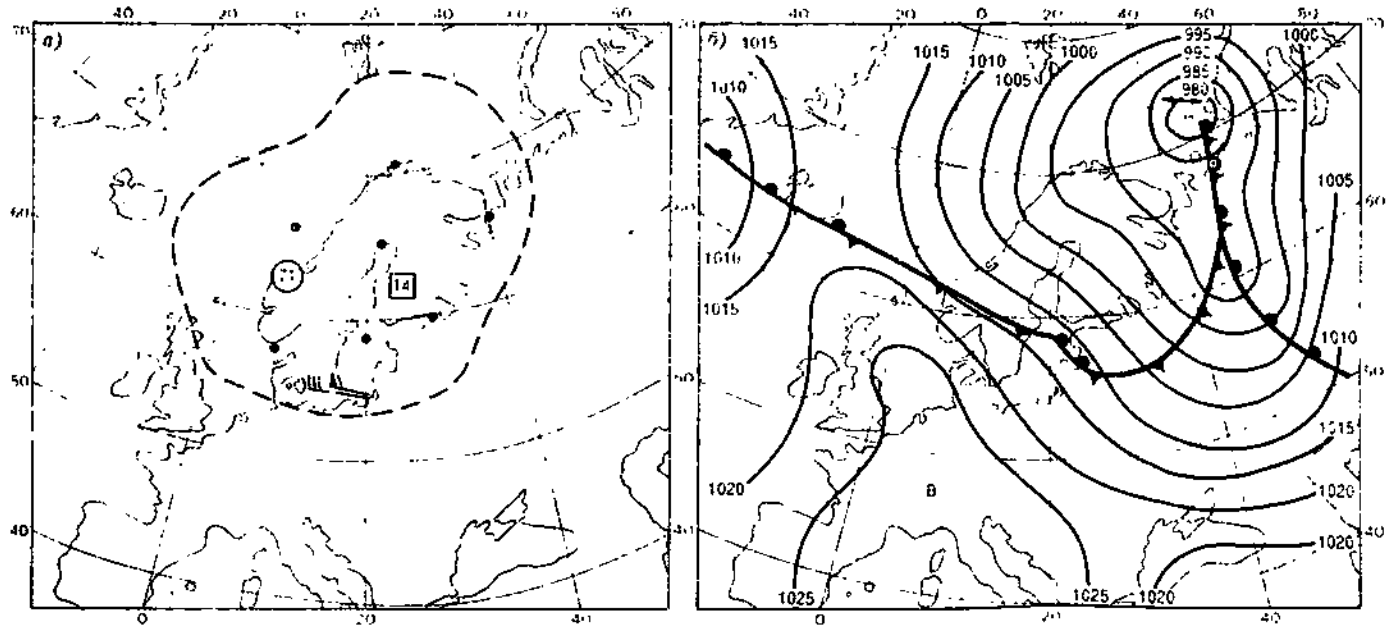


Рис. 14. Основные характеристики стационарных циклонов. Южная часть моря.

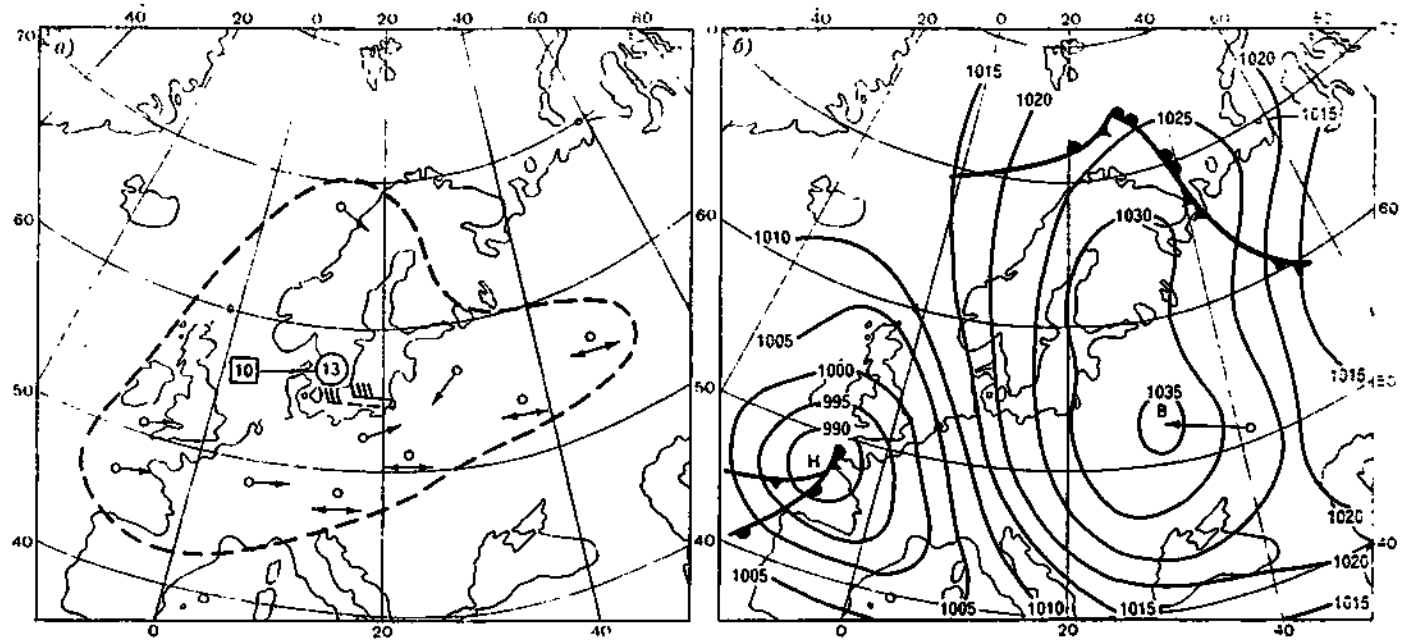


Рис. 15. Основные характеристики антициклонов, обусловливающих сильные ветры. Южная часть моря.

Приложение 2

Таблица 1

Статистические характеристики сезонной изменчивости штормов различных направлений. Северная часть моря

Характеристика	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Группа II (северо-запад)					
Число штормов	3	3	19	14	39
Общая продолжительность штормов, ч	16	19	146	76	257
Средняя продолжительность одного шторма, ч	5,3	6,3	7,7	5,4	6,2
Средняя скорость ветра, м/с	13,3	16,0	14,8	13,7	14,5
Преобладающее направление ветра	З	ЮЗ	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	13,0	16,3	15,2	15,0	14,9
Максимальная скорость ветра, м/с	16,0	20,0	24,0	17,0	24,0
Направление при максимальной скорости ветра	СЗ	З	СЗ	З	СЗ
Группа III (запад)					
Число штормов	3	1	43	20	67
Общая продолжительность, ч	22	6	328	156	512
Средняя продолжительность одного шторма, ч	7,3	6	7,6	7,8	7,2
Средняя скорость ветра, м/с	14,0	12,0	14,6	13,9	13,6
Преобладающее направление ветра	З	ЮЗ	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	14,0	12,0	14,5	13,9	13,6
Максимальная скорость ветра, м/с	17,0	12,0	20,0	18,0	20,0
Направление при максимальной скорости ветра	Ю	ЮЗ	З	З	З
Группа IV (юго-запад)					
Число штормов	2	7	31	19	59
Общая продолжительность, ч	24	38	231	205	480
Средняя продолжительность одного шторма, ч	12	5,4	6,9	10,8	8,1
Средняя скорость ветра, м/с	13,0	14,0	14,2	13,5	13,8
Преобладающее направление ветра	ЮЗ	З	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	13,0	13,9	14,5	13,8	13,8
Максимальная скорость ветра, м/с	14,0	17,0	19,0	20,0	20,0
Направление при максимальной скорости ветра	ЮЗ	З	З	З	З
Группа IX (стационарный циклон)					
Число штормов	2	2	11	6	21
Общая продолжительность, ч	12	15	79	55	161
Средняя продолжительность одного шторма, ч	6	7,5	7,2	9,2	7,7
Средняя скорость ветра, м/с	13,5	14	13,6	13	13,5
Преобладающее направление ветра	ЮЗ	ЮЗ	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	13,0	14,0	13,5	14,8	13,8
Максимальная скорость ветра, м/с	16,0	16,0	16,0	18,0	18,0
Направление при максимальной скорости ветра	ЮЗ	ЮЗ	З	ЮЗ	ЮЗ
Антициклон					
Число штормов	—	1	3	2	6
Общая продолжительность, ч	—	6	30	15	51
Средняя продолжительность одного шторма, ч	—	3	5,7	7,5	5,4
Средняя скорость ветра, м/с	—	13,0	12,7	16,0	13,9
Преобладающее направление ветра	—	ЮЗ	ЮЗ	З	ЮЗ
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	—	13,0	12,7	14,5	13,4
Максимальная скорость ветра, м/с	—	14,0	14,0	15,0	14,5
Направление при максимальной скорости ветра	—	ЮЗ	З	З	З

Таблица 2

Статистические характеристики скорости ветра при вторжении циклонов различных групп.

Северная часть моря

Характеристика	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма
Группа II (северо-запад)									
Число случаев	—	—	—	—	1	24	91	4	120
Число случаев, %	—	—	—	—	0,8	20,0	75,9	3,3	—
Средняя скорость ветра, м/с	—	—	—	—	1,0	1,3	1,7	2,6	—
Максимальная скорость ветра, м/с	—	—	—	—	14,0	18,0	24,0	24,0	—
Группа III (запад)									
Число случаев	—	—	—	6	10	68	144	3	231
Число случаев, %	—	—	—	2,6	4,3	29,4	62,3	1,3	—
Средняя скорость ветра, м/с	—	—	—	1,0	1,5	1,3	1,4	1,3	—
Максимальная скорость ветра, м/с	—	—	—	14,0	18,0	20,0	20,0	16,0	—
Группа IV (юго-запад)									
Число случаев	—	1	—	1	4	66	140	5	217
Число случаев, %	—	0,5	—	0,5	1,8	30,4	64,5	2,3	—
Средняя скорость ветра, м/с	—	2,0	—	2,0	1,0	1,2	1,5	1,2	—
Максимальная скорость ветра, м/с	—	15,0	—	16,0	14,0	20,0	20,0	16,0	—
Группа IX (стационарный циклон)									
Число случаев	—	—	—	3	6	23	41	—	73
Число случаев, %	—	—	—	4,1	8,2	31,5	56,2	—	—
Средняя скорость ветра, м/с	—	—	—	1,0	1,0	1,5	1,3	—	—
Максимальная скорость ветра, м/с	—	—	—	12,0	14,0	16,0	16,0	—	—
Антициклон									
Число случаев	—	—	—	—	—	11	13	—	24
Число случаев, %	—	—	—	—	—	45,8	54,2	—	—
Средняя скорость ветра, м/с	—	—	—	—	—	1,0	1,5	—	—
Максимальная скорость ветра, м/с	—	—	—	—	—	14,0	15,0	—	—

Таблица 3

Статистические характеристики сезонной изменчивости штормов различных направлений. Южная часть моря

Характеристика	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Группа I (север)					
Число штормов	3	—	1	—	4
Общая продолжительность, ч	14	—	12	—	26
Средняя продолжительность одного шторма, ч	5	—	12	—	8,5
Средняя скорость ветра, м/с	17,0	—	14,0	—	15,5
Преобладающее направление ветра	З	—	З	—	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	17,0	—	13,0	—	15,0
Максимальная скорость ветра, м/с	24,0	—	15,0	—	24,0
Направление при максимальной скорости ветра	З	—	З	—	З

Характеристика	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Группа II (северо-запад)					
Число штормов	11	17	51	64	143
Общая продолжительность, ч	86	148	476	477	1187
Средняя продолжительность одного шторма, ч	7,8	8,6	9,3	7,4	8,3
Средняя скорость ветра, м/с	16,0	14,0	15,0	14,0	14,8
Преобладающее направление ветра	З	З	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	16,0	14,0	15,0	15,0	15,0
Максимальная скорость ветра, м/с	24,0	20,0	28,0	25,0	28,0
Направление при максимальной скорости ветра	З	З	СЗ	З	СЗ

Характеристика	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Группа III (запад)					
Число штормов	16	8	96	47	167
Общая продолжительность, ч	108	43	884	400	1435
Средняя продолжительность одного шторма, ч	7,0	5,0	9,0	9,0	7,5
Средняя скорость ветра, м/с	14,0	13,0	14,0	14,0	13,8
Преобладающее направление ветра	З	З	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0
Максимальная скорость ветра, м/с	18,0	15,0	25,0	25,0	25,0
Направление при максимальной скорости ветра	З	З	З	З	З
Группа IV (юго-запад)					
Число штормов	10	13	67	30	120
Общая продолжительность, ч	80	75	554	195	904
Средняя продолжительность одного шторма, ч	8	6	8	6	7
Средняя скорость ветра, м/с	14,0	14,0	15,0	14,0	14,3
Преобладающее направление ветра	З	З	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	14,0	14,0	15,0	15,0	14,5
Максимальная скорость ветра, м/с	17,0	16,0	28,0	27,0	27,0
Направление при максимальной скорости ветра	З	СЗ	З	З	З
Группа V (юг)					
Число штормов	1	1	—	5	7
Общая продолжительность, ч	12	1	—	28	31
Средняя продолжительность одного шторма, ч	12	1	—	6	6,3
Средняя скорость ветра, м/с	12,0	15,0	—	13,0	13,3
Преобладающее направление ветра	С	СЗ	—	СЗ	СЗ
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	12,0	15,0	—	12,0	13,0
Максимальная скорость ветра, м/с	12,0	15,0	—	15,0	15,0
Направление при максимальной скорости ветра	С	СЗ	—	З	З

Характеристика	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
Группа VIII (северо-восток)					
Число штормов	—	—	1	1	2
Общая продолжительность, ч	—	—	6	1	7
Средняя продолжительность одного шторма, ч	—	—	6	1	3,5
Средняя скорость ветра, м/с	—	—	13	15	14
Преобладающее направление ветра	—	—	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	—	—	14,0	15,0	14,5
Максимальная скорость ветра, м/с	—	—	15,0	15,0	15,0
Направление при максимальной скорости ветра	—	—	З	З	З
Группа IX (стационарный циклон)					
Число штормов	12	15	27	17	71
Общая продолжительность, ч	62	86	210	108	466
Средняя продолжительность одного шторма, ч	5	6	8	6	6,5
Средняя скорость ветра, м/с	13,0	13,0	14,0	15,0	13,8
Преобладающее направление ветра	З	З	З	З	З
Средняя скорость преобладающего ветра, м/с	15,0	13,0	14,0	15,0	14,3
Максимальная скорость ветра, м/с	20,0	17,0	27,0	20,0	27,0
Направление при максимальной скорости ветра	З	С	З	З	З
Антициклон					
Число штормов	1	2	—	7	10
Общая продолжительность, ч	7	14	—	49	70
Средняя продолжительность одного шторма, ч	7	7	—	7	7
Средняя сила шторма, м/с	12,0	12,0	—	15,0	13,0
Преобладающее направление ветра	З	ЮЗ	—	З	З
Средняя скорость ветра, м/с	12,0	12,0	—	15,0	14,0
Максимальная скорость ветра, м/с	12,0	12,0	—	18,0	18,0
Направление при максимальной скорости ветра	З	ЮЗ	—	З	З

Таблица 4

Статистические характеристики скорости ветра при вторжении циклонов различных групп.

Южная часть моря

Характеристика	С	СВ	З	ЮЗ	Ю	ЮВ	В	СВ	Сумма
Группа I (север)									
Число случаев	—	—	7	1	1	—	—	—	9
Число случаев, %	—	—	77,8	11,1	11,1	—	—	—	—
Средняя скорость ветра, м/с	—	—	16,0	15,0	15,0	—	—	—	—
Максимальная скорость ветра, м/с	—	—	24,0	15,0	15,0	—	—	—	—
Группа II (северо-запад)									
Число случаев	43	59	262	32	17	1	1	1	416
Число случаев, %	10,3	14,2	63,0	7,7	4,1	0,2	0,2	0,2	—
Средняя скорость ветра, м/с	14,0	15,0	15,0	14,0	13,0	18,0	15,0	15,0	—
Максимальная скорость ветра, м/с	20,0	28,0	25,0	20,0	15,0	18,0	15,0	15,0	—
Группа III (запад)									
Число случаев	40	50	308	84	18	1	—	3	504
Число случаев, %	7,9	9,9	61,1	16,7	3,6	0,2	—	0,6	—
Средняя скорость ветра, м/с	14,0	15,0	14,0	14,0	15,0	14,0	—	12,0	—
Максимальная скорость ветра, м/с	20,0	20,0	25,0	25,0	18,0	14,0	—	12,0	—
Группа IV (юго-запад)									
Число случаев	30	41	197	47	7	1	1	—	324
Число случаев, %	9,2	12,6	60,8	14,5	2,2	0,3	0,3	—	—
Средняя скорость ветра, м/с	14,0	15,0	14,0	14,0	17,0	12,0	15,0	—	—
Максимальная скорость ветра, м/с	18,0	20,0	28,0	27,0	15,0	12,0	15,0	—	—
Группа V (юг)									
Число случаев	8	4	2	3	—	—	—	—	17
Число случаев, %	47,0	23,5	11,8	17,6	—	—	—	—	—
Средняя скорость ветра, м/с	13,0	13,0	14,0	13,0	—	—	—	—	—
Максимальная скорость ветра, м/с	14,0	15,0	15,0	13,0	—	—	—	—	—
Группа VIII (северо-восток)									
Число случаев	—	1	3	—	—	—	—	—	4
Число случаев, %	—	25	75	—	—	—	—	—	—
Средняя скорость ветра, м/с	—	12,0	14,0	—	—	—	—	—	—
Максимальная скорость ветра, м/с	—	12,0	15,0	—	—	—	—	—	—
Группа IX (стационарный циклон)									
Число случаев	15	29	128	20	8	—	—	—	200
Число случаев, %	7,5	14,5	64,0	10,0	4,0	—	—	—	—
Средняя скорость ветра, м/с	15,0	13,0	15,0	15,0	12,0	—	—	—	—
Максимальная скорость ветра, м/с	16,0	18,0	27,0	25,0	15,0	—	—	—	—
Антициклон									
Число случаев	8	—	12	4	—	—	—	1	25
Число случаев, %	32	—	48	16	—	—	—	4	—
Средняя скорость ветра, м/с	13,0	—	15,0	14,0	—	—	—	12,0	—
Максимальная скорость ветра, м/с	16,0	—	18,0	18,0	—	—	—	12,0	—

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алисов Б. П. Курс климатологии. Ч. 1. Ч. 2. Методы климатологической обработки наблюдений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1952.— С. 487.

2. Арсеньева Н. Я. и др. Расчет атмосферных осадков и испарения на акватории Балтийского моря за 1951—1970 гг.//Тр. ГОИН.— 1978.— Вып. 147.— С. 82—102.

3. Арсеньева Н. Я., Завилович А. В., Шевелева Г. И. Атмосферные осадки в прибрежной зоне Балтийского моря//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1981.— Вып. 12.— С. 25—28.

4. Восток В. К., Таранд А. Х. Возможности изучения колебаний климата и их причин исторического периода в бассейне Балтики//Физические основы изменений современного климата; Всесоюзный симпозиум. Сб. 1.— М., 1980.— С. 62—65.

5. Атлас волнения и ветра Балтийского моря.— Таллинн.— 1965.— 104 с.

6. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Северное и Балтийское моря.— Л., 1980.— 168 с.

7. Бабич С. В. и др. Вероятностный анализ и моделирование синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости ветра и волнения//Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 43—78.

8. Балашова Е. В. Многолетние характеристики приземного ветра над Южной Атлантикой.— Обнинск, 1980.— 80 с.

9. Белышев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 264 с.

10. Боков В. Н., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Анализ векторных процессов//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л., 1989.— С. 77—86.

11. Боков В. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Методы анализа пространственной и временной изменчивости скоростей ветра//Метеорология и гидрология.— 1987.— № 3.— С. 106—109.

12. Борисенко М. М., Кравченко Н. К. Некоторые результаты исследований режима сильных ветров на Балтике и на северо-западе ЕТ СССР//Тр. Зап.-Сиб. НИГМИ.— 1979.— № 45.— С. 41—51.

13. Борисов А. А. Климатические особенности Калининградской области//Изв. ВГО.— 1972.— № 2.— С. 84—91.

14. Брагинская Л. Л. Некоторые характеристики пространственной структуры туманов в районе Прибалтики// Тр. ГГО.— 1977.— № 397.— С. 78—83.

15. Буз А. И. Условия образования шквалов на юге Прибалтики//Тр. ГМЦ.— 1973.— Вып. 105.— С. 46—54.

16. Валуева З. К. и др. Изученность режима погод и биоклимата Прибалтики//Материалы метеорологических исследований.— М., 1981.— № 4.— С. 23—34.

17. Взаимодействие моря и атмосферы в прибрежной зоне. Результаты международного эксперимента «ЕКАМ-73» в прибрежной зоне Балтийского моря.— Гдыня: Ин-т мор. рыболовства, 1975.— С. 368.

18. Гавриш Л. Н. Трансформационные изменения температуры и влажности воздуха при адвективном тумане на латвийском побережье Балтийского моря//Тр. ГМЦ.— 1981.— № 232.— С. 109—113.

19. Грунский Б. В., Краев В. Н. Статистические характеристики условий образования и рассеяния туманов в Ленинградской области.— Л., 1983.— С. 48—54.

20. Гуляев Ю. Н. Метеорологические особенности образования туманов над Финским заливом//Гидрография и гидрология.— 1974.— Вып. 3.— С. 90—95.

21. Дальштрем Б. Элемент водного баланса Балтийского моря — атмосферные осадки//Тр. 12-й конф. балт. океанографов и 7-го совещ. экспертов по водному балансу Балтийского моря.— Л., 1981.— С. 187—197.

22. Дорфман Ц. Я., Укмергешкис А. Д. Ветровой режим по территории Литовской ССР и Калининградской области РСФСР.— Вильнюс: Госполитнаучиздат, 1964.— С. 12—64.

23. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— С. 318.

24. Дроздов О. А. Методы климатической обработки метеорологических наблюдений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— С. 492.

25. Дроздов О. А., Васильев В. А., Кобышева Н. В. Климатология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 568.

26. Зверев Н. И. Связь ледовитости Баренцева моря и Балтийского моря с дефицитом (избытком) осадков на юге Европейской территории СССР//Тр. ГМЦ.— 1977.— Вып. 172.— С. 34—37.

27. Зубова М. М. Зависимость скорости ветра от градиента атмосферного давления для Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1962.— Вып. 70.— С. 25—31.

28. Игнатавичене И. О. О некоторых особенностях колебаний циркуляции атмосферы и климата Прибалтики// Статьи по гидрометеорологии.— Вильнюс, 1971.— С. 61—72.

29. Каганский А. С., Карнюшин О. Г. Многолетние характеристики приземного ветра над Северной Атлантикой.— Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1977.— 196 с.

30. Каушила К. Опыт районирования Южной Прибалтики по местным факторам климатообразования//Статьи по гидрометеорологии.— Вильнюс, 1970.— С. 52—62.

31. Клеванцов Ю. П., Микалаюнас М. М., Рожков В. А. Сезонная межгодовая изменчивость скорости ветра//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат.— 1989.— С. 86—109.

32. Клиге Р. К. О влиянии глобальных гидрометеорологических изменений на уровенный и термический режим Мирового океана и Балтийского моря//Тр. 12-й конф. балт. океанографов и 7-го совещ. экспертов по водному балансу Балтийского моря.— Л., 1981.— С. 27—41.

33. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатическая обработка метеорологической информации.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 295 с.

34. Ковиза А. Н. Типизация синоптических процессов при туманах и низкой облачности на Балтийском море// ЦИП.— 1963.— Вып. 22.— С. 21—41.

35. Корнюшин О. Г. Опасные гидрометеорологические явления в Северном и Балтийском морях//Тр. ВНИИГМИ-МЦД, 1980.— Вып. 64.— С. 8—13.

36. Костюков Н. Л. Пространственно-временная изменчивость и устойчивость декадных температур воздуха над акваторией Рижского залива в зимние месяцы//Сборник работ Рижской ГМО.— 1977.— № 16.— С. 45—47.

37. Лазаренко Н. Н. и др. Изменение среднего уровня и объема вод Балтийского моря и новая оценка атмосферных осадков и испарения с его поверхности за исторический период//Тр. 12-й конф. балт. океанографов и 7-го совещ. экспертов по водному балансу Балтийского моря.— Л., 1981.— С. 90—102.

38. Лисицкая А. А. Сильные ветры в Рижском заливе и некоторые указания к их прогнозу//Сборник работ по региональной синоптике.— Л., 1962.— № 6.— С. 38—46.

39. Лопатухин Л. И., Шатов Б. Н. Распределение скоростей ветра и элементов волн на Балтийском море//Изв. ВГО.— Т. 120. Вып. 4.— 1988.— С. 353—359.

40. Методологические материалы по статистической обработке и вероятностному анализу данных временных рядов гидрометеорологических и гидрохимических наблюдений. Проект «Моря СССР».— М., 1985.— 214 с.

41. Методологическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 61 с.

42. Микалаюнас М. М. Пространственно-временная структура опасных ветров над акваторией перехода от портов южной Балтики до Атлантического океана: Информ. письмо Литовского УГКС.— Вильнюс, 1987.— 124 с.

43. Морочковский В. А., Рожков В. А., Смирнова А. И. Анализ межгодовой изменчивости и трендов гидрометеорологических процессов//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 149—167.

44. Померанец К. С. Тепловой баланс Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 82.— С. 87—109.

45. Привальский В. Е. Вынужденные колебания Южной Балтики и их связь с изменением давления и ветра// Изв. АН СССР. ФАО. 1968.— Т. 4.— № 10.

46. Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 256 с.

47. Пясковский Р. В., Померанец К. С. Наводнения. Математическая теория и предсказания.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 175 с.

48. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана.— Л., 1982.— 92 с.

49. Сергеева Л. Г. Типизация зим по степени климатической и ледовой суровости в Куршском и Калининградском заливах юго-восточной части Балтийского моря//Тр. ВНИИГМИ-МЦД.— 1983.— № 108.— С. 95—100.

50. Смирнова А. В. Исследование ветрового волнения на примере Финского залива и Ладожского озера.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 111 с.

51. Смирнова А. В., Яцкий Н. С. О репрезентативности наблюдений за ветром в восточной части Финского залива//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1981.— № 12.— С. 15—24.

52. Таранд А. Х. Климатические характеристики местных ветров Финского залива//Современные проблемы и методы исследования агро- и микроклиматов.— Таллинн, 1976.— С. 49—50.

53. Теминкова И. П. Опыт климатического районирования Рижского залива (применительно к климатотерапии)//Метеорология и гидрология.— 1972.— № 7.— С. 108—114.

54. Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения/Под ред. И. Н. Давидана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1988.— 263 с.

55. Тупикин С. Н. Типизация траекторий штормовых циклонов для южной части Балтийского моря//Режимообразующие факторы, гидрометеорологические и гидрохимические процессы в морях СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1988.— С. 260—269.

56. Тупикин С. Н. Типы и траектории штормовых циклонов южной Балтики//Современные проблемы изучения Мирового океана: Тез. докл. секц. 37-го Съезда Географического о-ва СССР.— Фрунзе, 1980.— С. 49—51.

57. Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ/Пер. с англ.— М.: Мир, 1981.— С. 698.

58. Фомина Л. М. Ветровой режим Рижского залива// Сборник работ Рижской ГМО.— 1977.— № 16.— С. 24—27.

59. Хандожко Л. А. Типовые траектории штормовых циклонов для северо-запада ЕТС//Тр. ЛГМИ.— 1964.— Вып. 22.— С. 54—61.

60. Хандожко Л. А., Тупикин С. Н. Расчет скорости ветра над южной частью Балтийского моря//Изв. ВГО.— 1985.— Т. 117.— Вып. 5.— С. 438—447.

61. Хупфер П. Балтика. Маленькое море — большие проблемы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 135 с.

62. Цверава В. Г. Штормы на Балтийском море и их связь с ЕСП//Тр. ГГО.— 1965.— Вып. 149.— С. 46—52.

63. Циргоффер А. Атлантический океан и его моря.— М.: Гидрометеоиздат, 1975.— 350 с.

64. Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 263 с.

65. Defant F. Klimat und Wetter der Ostsee//Kiel. Meeresforschungen.— 1972.— Vol. 28, N 1.— P. 1—30.

66. Defant F. Synoptik und Energetik der Hauberger Sturmflugwetterlage von Februars 1962//Energetische Analyse und Berechnung des Windfeldes//Offenbach-am-Main, 1972.

67. Dubicka M. Esguisse du dimat de la Pologne//Hommes et terres Nord.— 1982.— N 2.— S. 3—12.

68. Duensing S., Schmidt A. Extremal Windgeschwindigkeiten im Deutschen Küstenbereich//Ann. Meteorol. Neue Folge.— 1980.— N 5.— P. 129—131.

69. Holec M. Nicktore uwagi o termicznych cechach klimatu. Giesnin Baltyckich//Prz. mor.— 1982.— 36.— N 5.— S. 33—40.

70. Holec M. Zachmurzenie ugólne i Burze nad akwenami Cieśnin Baltyckich//Prz. mor.— 1982.— 36.— N 5.— P. 49—56.

71. Hupfer P. Über den mittleren Wärmeaushalt der ufernahe Zone der westlichen Ostsee//Leipzig.— 1974.— N 1.— P. 39—59.

72. Kaszmaruk B. Okreslenie stopnia prawdopodobienstwa wystopowania wiatrow silnych i sztormow wellug dni w strefie palskieso wybrzeza Baltiki//Zesz. nauk. A. R. Szezecinie.— 1973.— 3.— N 40.— S. 157—162.

73. Kissowska-Cezak V. Duze zmiany temperatury z dnia na dzien w Polsce//Prz. Geofiz.— 1982.— 27.— N 3—4.— S. 197—214.

74. Larsen Bjorn T. Referansear. Klimadata for syv steder: Norge — Norges byggforschkningsinst. Arbeidsrapp.— 1980.— N 28.— P. 3—6.

75. Laska M. Spectral analysis of the periodic water lewel changes in the Baltic//Intern. Hydrolog. Rev.— 1969.— N 46.

76. Launiainen I. Studies of energy exchange between the air and the sea surface on the coastal area of the Gulf of Finland//Fin. Mar. Res.— 1972.— N 246.— P. 3—110.

77. Launiainen I., Saarinen I. Examples of comparison characteristics on the Gulf of Finland//Geophysics.— 1982.— Vol. 19.— N 1.— P. 33—46.

78. Melicki J. Empiryczne swiazki miedzy parametrami pola baryczneco atmosfery a stanem napelniaina Baltyku//Wykorzystam. bad. meteorol. i oceanegr. z obszarow morzoraz streby brgez. wgosp. mor. Szezecin.— 1980.— P. 58—64.

79. Prawdzie K., Flak A. Czestotliwość kierunkow wiatru i cisz w pobzezegolnych miesiacach w latach 1951—1979 w obrebie toru wodnego Szezecin — Swinoujscie//Zesz. nauk. A. R. Szezeninie.— 1982.— N 12.— P. 145—158.

80. Roussel I. Le vent, critere climatigue fondamental des regions bordant la mer Baltigue//Ann. geogr.— 1977.— Vol. 86.— N 476.— P. 385—407.

81. Speth P., Skade H. An investigation of the atmospheric heat and moisture balance in the Baltic sea region. Pt. I. Part I//Meteorol. Res.— 1977.— 30.— N 5.— P. 71—91.

82. Trapp I., Korzeniewski I. Wplyw rzezby terenu na przestrzenny rozkland kierunku i predkosci wiatru w Gdyni// Zesz. nauk. V. G. Geogr.— 1979 (1980).— N 10.— P. 155—163.

ЧАСТЬ 3. РЕЖИМООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Одна из основных задач научно-монографического справочника по Балтийскому морю — выявление особенностей изменчивости гидрометеорологических процессов моря в различных временны́х диапазонах с учетом их взаимодействия с режимообразующими факторами.

Формирование современного состояния среды Балтийского моря и ее изменений обусловлено воздействием внешних факторов естественного и антропогенного происхождения. Комплексная характеристика современного состояния гидрометеорологического режима Балтийского моря и оценка его изменений под влиянием естественных факторов основывается на анализе информационной базы натурных данных вероятностными методами, учитывающими особенности исследуемых процессов и специфику данных. Этот анализ выполнялся для различных диапазонов временно́й изменчивости океанологических характеристик в сочетании с факторами, их определяющими. В настоящей части рассматривается влияние на изменение гидрометеорологического режима моря естественных факторов, основными из которых, по данным различных исследователей [4, 10, 47, 49], являются:

— водообмен и связанный с ним солеобмен через Датские проливы, влияющие в первую очередь на режим глубинных слоев моря;

— речной сток, непосредственно влияющий на соленость моря, главным образом его верхнего слоя, в прибрежных районах;

— атмосферная циркуляция, определяющая изменение гидрологических параметров и течений в море и одновременно влияющая на первые два фактора.

В пространственном плане особенности режима моря связаны с неравнозначным распределением влияния на гидрологический режим различных по активности процессов, в зависимости от удаленности района от источника воздействия (для водообмена — это зона проливов, а для речного стока — устье рек). Структура временно́й изменчивости отдельных процессов, протекающих в поверхностных и глубинных слоях, также связана с преимущественной ролью различных внешних факторов в их формировании.

В ранее вышедшей литературе по Балтийскому морю [9, 66, 90, 91] совместный комплексный анализ этих характеристик не проводился. Наиболее часто отдельные элементы рассматривались самостоятельно, как например, составляющие водного баланса моря [116], или исследовалось влияние отдельных факторов на изменчивость элементов режима моря для определенного временно́го диапазона.

Анализ разномасштабной изменчивости режимообразующих факторов и оценка их влияния на формирование гидрометеорологического режима в различных временны́х диапазонах выполнены впервые. С учетом этой основной задачи подбирались методы исследования особенностей изменчивости внешних факторов и элементов режима моря, а также форма представления результатов в научно-монографическом справочнике. Другие аспекты исследования особенностей выявленных внешних факторов излагаются в справочнике в сокращенном виде.

Изменчивость гидрометеорологических процессов и факторов, определяющих режим моря, проявляется в широком диапазоне частот, включающем внутрисуточные, синоптические, сезонные и межгодовые колебания. Однако, исходя из особенностей информационной базы данных, наиболее полно удалось проанализировать особенности внутригодовой и межгодовой изменчивости, при этом выявились различные сочетания основных факторов, влияющих на изменения гидрологического режима, в зависимости от исследуемого временно́го диапазона изменчивости.

В качестве основной гидрологической характеристики выбрана соленость воды, которая консервативна по отношению к химико-биологическим процессам, протекающим в водной среде, сравнительно мало подвержена влиянию антропогенных факторов и может служить индикатором естественных изменений в Балтийском море. Из диапазонов изменчивости солености в центральных и южных частях моря наибольший интерес представляют долгопериодные колебания. В связи с этим количественная оценка влияния таких внешних факторов, как суммарный речной сток, водообмен через проливы и атмосферная циркуляция, на формирование режима солености выполнялась для данного диапазона. В местах впадения рек, особенно в мелководных заливах, более существенно проявляется внутригодовая изменчивость, поэтому для стока отдельных рек оценивалась степень их влияния на формирование годового хода солености.

В этой части справочника также помещены результаты исследований влияния основных внешних факторов на изменчивость уровня и течений.

3.1. Речной сток

3.1.1. Общие сведения о речном стоке

Внутриматериковое положение Балтийского моря, его незначительный объем и мелководность проливов определяют важную роль речного стока в формировании режима моря. По данным различных авторов [82, 85, 92, 103—107, 118], в море поступает в среднем за год от 440 до 490 км³ пресной воды, что составляет 2,2 % его объема. Речной сток является главным компонентом как водного баланса Балтийского моря, поскольку доля речных вод составляет его третью часть [116], так и пресного баланса, поскольку разность в объеме вод, поступающих в море с осадками и испаряющихся с его акватории, составляет менее 10 % объема стока [44]. Кроме того, речной сток — один из основных режимообразующих факторов, который непосредственно воздействует на режим мелковод-

ных заливов и верхнего квазиоднородного слоя моря и опосредованно — на бароклинную циркуляцию и интенсивность водообмена с Северным морем.

Балтийское море напоминает огромный бесприливной эстуарий протяженностью более 1 500 км в меридиональном направлении и около 650 км в широтном. Площадь водосборного бассейна более чем в четыре раза превышает площадь моря (рис. 3.1) и составляет около 17 % площади евро-

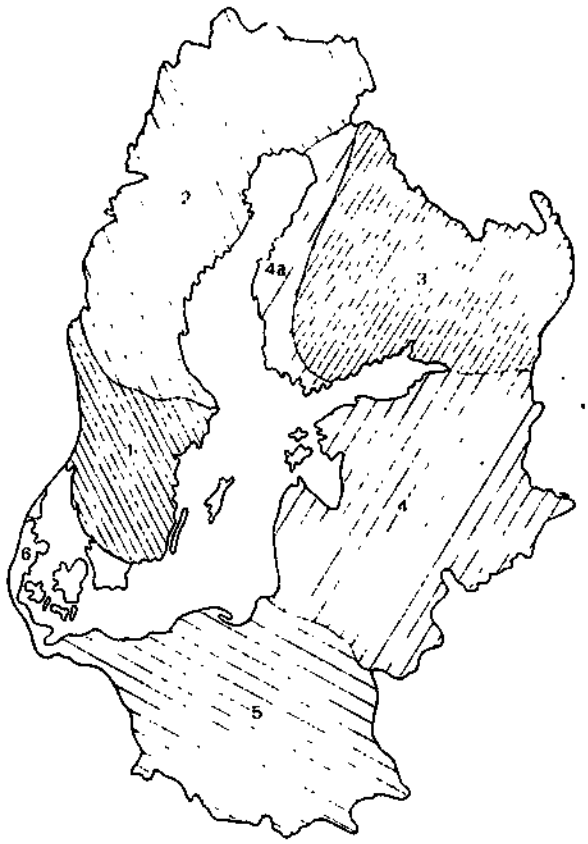


Рис. 3.1. Районы водосборного бассейна рек, впадающих в Балтийское море.

1 — Средняя Швеция, 2 — Северо-Запад, 3 — Северо-Восток, 4 — Прибалтика, 4а — финское побережье Ботнического залива, 5 — Центральная Европа, 6 — Дания и юг Швеции.

пейского материка [44]. Значительная протяженность водосбора с юга на север определяет большое разнообразие в физико-географических условиях (см. ч. 2).

В Балтийское море впадает более 240 рек. Различия в физико-географических условиях на водосборе приводят к неравномерному распределению систем речных бассейнов по его территории. Множество рек разной, но в общем небольшой водности стекают в Ботнический залив с гор Скандинавского п-ва и в Финский залив из лесных массивов по обе его стороны. В то же время только несколько крупных рек впадает в море с юга. Самая крупная река бассейна — Нева, ее средний годовой объем стока достигает 77 км³ (16 % общего), а площадь водосбора 281 000 км². Второй по величине является Висла, средний годовой объем стока которой составляет 32 км³ (7 % общего), а площадь водосбора 193 866 км². Достаточно крупной рекой является и Одер: средний годовой объем стока 17 км³, площадь водосбора 109 364 км². По классификации А. В. Огиевского[1] [39], Нева и Висла считаются большими реками и по площади водосбора, и по среднему расходу воды; Одер принадлежит к категории больших рек только по площади водосбора, а по расходу воды относится к средней реке. Остальные реки Балтики относятся или к средним по площади водосбора, или к малым, очень малым, совсем малым и совершенно незначительным как по площади водосбора, так и по среднему расходу воды. По данным [92], 17 крупнейших рек Балтики с общей площадью водосбора 1 091 223 км² (63 % общей площади) характеризуют 63 % суммарного стока в море.

Разнообразие в физико-географических условиях на водосборе Балтики приводит к различию в особенностях водного режима рек, необходимости их классификации (типизации) и последующего гидрологического районирования территории. Фундаментальная классификация рек мира и районирование земного шара по типам водного режима выполнены М. И. Львовичем[2] [28]. Согласно этой классификации, наиболее распространены по территории водосбора Балтики реки с одерианским, волжским и юконским типами водного режима.

Одерианский тип характеризуется преобладанием[3] дождевого питания и наблюдается на реках умеренно-теплых юго-западных областей водосбора, доля снегового питания, как правило, здесь незначительна. Лишь на некоторых реках снеговое питание становится заметным и оказывает некоторое влияние на распределение стока по сезонам.

Волжский тип характеризуется преобладанием снегового питания и весеннего стока. Он распространен на реках умеренно континентальных областей водосбора, где, по крайней мере в течение 2 мес, температура воздуха ниже 0 °С и зимние осадки аккумулируются в виде снега.

Юконский тип характеризуется преобладанием снегового питания и летнего стока. Он наблюдается на реках северных областей водосбора с умеренным климатом, где из-за позднего таяния снега половодье частично или полностью переходит на лето. Дождевое питание также имеет значительный вес в режиме рек этого типа, что обусловлено не столько обилием летних осадков, сколько малым испарением.

Реки указанных типов водного режима распределены по территории водосбора Балтики следующим образом. Реки Дании и юга Швеции имеют преимущественно[4] дождевое питание с некоторым преобладанием зимнего стока (одерианский тип, группа $R - x\ h - y$). Реки северных областей водосбора характеризуются преимущественно снеговым питанием, причем для горных областей Швеции преимущественное значение имеет летний сток

[1] Классификация рек А. В. Огиевского основана на учете основных гидрографических характеристик и особенностей режима.

[2] Классификация М. И. Львовича основана на анализе источников питания и внутригодового распределения стока.

[3] В соответствии с классификацией М. И. Львовича для рек смешанного питания, получающих воду от трех или четырех источников, термин «преобладание» употребляется в случае, когда сток от данного источника питания или в данный сезон составляет менее 50 % годового.

[4] Если сток от данного источника питания или в данный сезон составляет от 50 до 80 % годового, то этому источнику или сезону придается «преимущественное» значение.

(реки юконского типа, группа $S — x\ E — y$), на севере Финляндии и побережье Швеции преобладает летний сток (реки юконского типа, группа $S — x, e — y$), на финском побережье Ботнического залива преобладает весенний сток (реки волжского типа, группа $S — x\ p — y$). Для рек остальной части водосбора характерно смешанное питание с преобладанием дождевого и весеннего стока (одерианский тип, группа $r — x\ p — y$) на территории Центральной Европы и Средней Швеции и снегового и весеннего стока на реках Прибалтики и Северо-Запада ЕЧС (волжский тип, группа $s — x\ p — y$). Для озерных рек (особенно тех, что вытекают из больших озер) наблюдается несоответствие между типами водного режима, выделенными М. И. Львовичем, и действительными.

Водосбор Балтийского моря — международный. Он включает территории восьми стран, шесть из которых (Швеция, Финляндия, СССР, Польша, Германия, Дания) имеют выход к морю, и две (Норвегия и Чехословакия) не имеют его. Водосбор Балтики охватывает почти всю территорию Польши, Швеции и Финляндии, половину территории Дании, небольшую часть Германии и 10 % Европейской части СССР.

3.1.2. История исследований

Водосбор Балтики — один из наиболее изученных в гидрологическом отношении районов [33]. На большей части водосбора имеется достаточно густая сеть гидрометрических станций. В скандинавских странах, Польше, Восточной Германии, на большей части ЕЧС одна станция расположена в среднем на площади от 1000 до 2000 км². Менее изучен сток с северо-востока ЕЧС, где одна станция приходится на площадь 2000—5000 км³. Отдельные гидрометрические посты существуют на водосборе Балтики более 100 лет. Уникальными по длительности являются наблюдения за расходами таких рек, как Гета-Эльв у г. Венерсборг (с 1807 г.), Неман у г. Смалининкай (с 1812 г.), Вуокса у Иматры (с 1847 г.), Далельвен у г. Фегеби (с 1852 г.), Нева у д. Новосаратовки (с 1859 г.). Наблюдения на этих постах создали основу для изучения режима рек бассейна моря.

Систематические наблюдения на реках Балтики, начавшиеся со второй половины прошлого столетия, дали богатый фактический материал по расходам рек в различных пунктах. Статистическая обработка этого материала позволила получить режимные характеристики. Основные сведения о режиме рек территории СССР, расположенной в пределах водосбора Балтики, содержатся в материалах Государственного водного кадастра СССР [30, 40—43], монографиях [7, 8, 15, 24, 37, 46] и статьях [11—13]. Сведения о режиме зарубежных рек приведены в работах [65, 71, 89].

На основе обработки данных наблюдений составлены карты норм годового стока рек и проведено районирование водосбора Балтики как части Европы. В 40-е годы XX в. районирование Европы по особенностям речного стока было выполнено Б. Д. Зайковым [23] и М. И. Львовичем [28], в 70-е годы — Г. М. Черногаевой [51], в 80-е — В. А. Жуком, К. Ф. Ретеюмом и Л. П. Чуткиной [22]. Поскольку разными авторами в основу районирования положены различные признаки, границы районов не совпадают, однако результаты могут быть использованы для решения широкого класса задач.

Наибольший интерес для океанографов представляет районирование Микульского [92]. Необходимость этого районирования возникла при оценке составляющих водного баланса как моря в целом, так и его отдельных районов. На водосборе было выделено семь районов, питающих речными водами соответствующие районы моря: 1) Ботнический залив, 2) Ботническое море, 3) Финский залив, 4) Рижский залив, 5) собственно Балтийское море, 6) проливы Бельт и Зунд, 7) Каттегат.

Речной сток как элемент водного баланса Балтийского моря начали изучать еще в начале текущего столетия. Первый расчет суммарного стока в море провел Крюммель [85] в 1904 г. При площади водосбора 1 663 000 км² его оценка суммарного стока составила 490 км³/год. В 1911 г. Келлер приблизительно оценил суммарный сток от 400 до 500 км³/год. Подробные расчеты притока вод в Балтийское море выполнили Спетманн [107] в 1912 г. и Виттинг [118] в 1918 г., приток составил 465 и 467 км³/год соответственно. При этом Виттинг дал оценку суммарного стока в море, исключив Каттегат. В 30-е годы XX в. сток оценивался А. Рундо (463—476 км³/год при площади водосбора 1 589 963 — 1 676 323 км² [103], Д. Л. Соколовским (440 км³/год при площади водосбора 1 587 286 км²) [106] и Б. Д. Зайковым [104]. В 1952 г. Брогмус пересчитал оценку суммарного стока в море, она составила 479 км³/год [57]. Последняя оценка суммарного стока за период с 1921 по 1975 г. принадлежит Микульскому и при площади водосбора 1 721 233 составляет 470,6 км³/год [116]. Несмотря на использование разными авторами различных наборов данных, периодов наблюдений и методов расчета, можно отметить, что оценки суммарного стока в море близки между собой.

Трудности, связанные с расчетом суммарного стока, приводят к необходимости восстановления рядов по стоку репрезентативных рек. Это направление развивается в работах финских океанографов [88]. В качестве репрезентативной реки для восстановления рядов суммарного стока в Финский залив ими используется Вуокса, а в море в целом — дополнительно и Кеми́йоки. Соответствующие регрессионные зависимости приведены в работе [113].

Речной сток, как фактор, влияющий на гидрологический режим Балтийского моря, впервые был выделен И. И. Николаевым в 1956 г. [3]. Затем связь между изменениями речного стока и соленостью моря исследовали А. Е. Антонов [4], И. М. Соскин [47], Фонзелиус [67], Калейс [81], Лауняйнен [88]. Ими показано, что между колебаниями речного стока и соленостью моря существует связь: периоды с низкой соленостью совпадают с периодами высокого стока и наоборот. Поскольку упомянутые работы в основном содержат качественный анализ, Лауняйнен [113] отметил необходимость дальнейших исследований в данном направлении с целью получения количественных оценок влияния речного стока на гидрологический режим Балтийского моря.

3.1.3. Характеристика информационной базы

Международный характер водосбора Балтики обусловил и международный характер информационной базы данных о расходах рек. Результаты наблюдений зарубежных стран публикуются в национальных гидрологических ежегодниках Дании, Швеции, Норвегии [71], Финляндии [73], Польши [112], Чехословакии [72], Германии [58—62, 68]. Данные наблюдений за расходом рек СССР (средние суточные, декадные, месячные, годовые и экстремальные) до 1978 г. публиковались в «Гидрологических ежегодниках» в таблицах «Ежедневные расходы воды». С 1978 г. гидрометслужба СССР публикует данные в справочниках серий «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши (часть 1 «Реки и каналы») и «Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» (часть 1 «Реки и каналы»). Справочники указанных серий являются частями 2 и 3 раздела 1 «Поверхностные воды» материалов Государственного водного кадастра СССР [20, 34]. Проверенные материалы наблюдений по режиму рек в виде сводных таблиц с пояснительным текстом содержатся также в издании «Ресурсы поверхностных вод СССР часть 2 «Основные гидрологические характеристики» [40—43].

Данные о средних месячных и годовых расходах крупнейших рек бассейна Балтики (как советских, так и зарубежных) обобщены и опубликованы международной организацией ЮНЕСКО [65]. Они являются наиболее полными и достоверными.

В настоящем справочнике речной сток рассматривается как режимообразующий фактор. Исследование его влияния на режим моря и получение статистически обоснованных количественных оценок проводится по диапазонам. С этой целью предприняты следующие действия:

— исследована изменчивость стока рек бассейна в диапазонах годового хода, межгодовой и долгопериодной изменчивости;

— выделены на водосборе района с одинаковым характером годового хода, межгодовой и долгопериодной изменчивости речного стока (районирование по диапазонам);

— выбраны для выделенных районов репрезентативные реки (самые крупные по водоносности и площади водосбора) с наиболее длительными рядами наблюдений;

— заменены короткие ряды суммарного стока рядами стока репрезентативных рек.

Для анализа пространственно-временно́й изменчивости речного стока бассейна Балтики использованы временны́е ряды 12 рек (табл. 3.1). При отборе материала был заложен следующий принцип: временны́е ряды (по возможности наиболее длительные) крупнейших по водоносности и водосборной площади рек должны охватывать основные типы водного режима и зарегулированности, свойственные для бассейна Балтики, а следовательно, характеризовать основные особенности внутригодовой, межгодовой и долгопериодной изменчивости стока. С учетом того что Вуокса имеет обширную площадь водосбора (61 275 км²) в пределах бассейна и опосредованно (через систему Ладожское озеро — Нева) влияет на режим моря, данные о ее расходах дополнительно включены в анализ.

Речной сток — вероятностный полициклический процесс с основными энергонесущими зонами в диапазонах частот, соответствующих межгодовой (многолетней) изменчивости ($\omega < \omega_1$, $\omega_1 = 2/T_1$, $T_1 \leqslant 1$ год), годовому (внутригодовому) ходу ($\omega_1 < \omega < \omega_2$, $\omega_2 = 2/T_2$, $T_2 \leqslant 1$ мес) и синоптической (паводки) изменчивости ($\omega_2 < \omega < \omega_3$, $\omega_3 = 2/T_3$, $T_3 \leqslant 1$ сут). В данном справочнике речной сток рассматривается в двух первых диапазонах. Паводки рассматриваются лишь как элемент внутригодового хода.

По особенностям формирования годового хода и межгодовой изменчивости стока реки Балтики делятся на три типа (см. рис. 3.2).

Первый тип — реки, для временно́й изменчивости стока которых характерны ярко выраженный годовой ход сложной формы и межгодовая изменчивость типа белого шума [1], проявляющаяся преимущественно в виде модуляции годового хода (изменение от года к году амплитуды, формы, времени наступления половодий и паводков) при постоянном или практически постоянном уровне водности

[1] Применительно к межгодовой изменчивости речного стока модель белого шума означает отсутствие каких-либо преобладающих колебаний.

Таблица 3.1

Характеристика рек Балтийского бассейна

Район водосбора	Река — пункт наблюдения	Анализируемый период	Продолжительность ряда, число лет	Тип водного режима	Сток зарегулирован озерами
1. Средняя Швеция	Гета-Эльв — Венерсборг	1807—1984	78	—	Венерн
	Норстрем — Худевад	1889—1950	62	—	Меларен
	Моталастрем — Норсхольм	1873—1980	108	—	Веттерн
2. Северо-Запад	Далельвен — Фегеби	1852—1946	94	Юконский	—
3. Северо-Восток	Кимийоки — Перноо	1900—1988	89	—	Пяйянне
	Нева — Новосаратовка	1859—1989	131	—	Ладожское
	Вуокса — Иматра	1847—1988	142	—	Сайма
4. Прибалтика	Луга — Толмачево	1921—1986	66	Волжский	—
	Нарва — Васькнарва	1903—1986	84		Чудско-Псковское
	Даугава — Даугавпилс	1877—1987	111	Волжский	
	Неман — Смалининкай	1812—1986	175	Волжский	
5. Центральная Европа	Висла — Тезев	1900—1979	80	Одерианский	—
	Одер — Годзовице	1900—1979	80	Одерианский	—

Примечание. Районы на водосборе выделены по особенностям годового хода речного стока.

в бассейнах рек (изменение условий меженного стока). Включает естественно незарегулированные (неозерные) реки: Лугу, Даугаву, Неман, Далельвен, режим стока которых формируется под преобладающим воздействием климатических факторов.

Второй тип — реки, для временно́й изменчивости стока которых характерен хорошо выраженный годовой ход и межгодовая изменчивость типа красного шума[1], проявляющаяся как в виде модуляции годового хода, так и в виде долгопериодных колебаний водности в бассейнах рек. Включает озерные реки с хорошо выраженным годовым ходом стока: Нарву, Неву, Норстрем и неозерные реки: Вислу, Одер, режим стока которых видоизменен под воздействием местных азональных факторов.

Третий тип — реки, для временно́й изменчивости стока которых характерен слабо выраженный годовой ход, проявляющийся на фоне преобладающего долгопериодного колебания. Включает озерные реки: Вуоксу, Кимийоки, Моталастрем, Гета-Эльв, режим стока которых видоизменен под влиянием долгопериодных колебаний уровня наполнения озер (в общем случае физико-географических особенностей подстилающей поверхности).

Необходимо отметить, что второй тип рек является переходным от первого к третьему.

[1] Модель красного шума также означает отсутствие в межгодовой изменчивости каких-либо преобладающих колебаний, однако более долгопериодному колебанию соответствует бо́льшая энергия.

3.1.4. Годовой ход

Традиционно для характеристики годового хода стока рек используются годовые гидрографы (хронологические графики изменения расхода со временем), полученные с различной степенью обобщения по данным о срочных или средних (суточных, декадных, месячных) расходах. В настоящем справочнике использованы данные о средних месячных расходах и набор вероятностных характеристик, рассчитаных по ним в предположении о стационарности (корреляционная функция $K(\tau)$, спектральная плотность $S(\omega)$) и периодической коррелированности (математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$, корреляционная зависимость внутригодовой изменчивости $K(t, \tau)$ при $\tau = 1$ мес и межгодовой изменчивости $K(t, \tau)$ при $\tau = 1$ год) годового хода речного стока. Параметры $K(\tau)$ и $S(\omega)$ характеризуют корреляционно-спектральную структуру процесса, а $m(t)$ и $D(t)$ — средний многолетний повторяющийся «образ» годового хода и отклонение от него.

Отрезки реализаций средних месячных расходов рек трех типов приведены на рис. 3.2. Как видно из рисунка, в годовом ходе стока рек первого типа (режим стока формируется под преобладающим воздействием климатических факторов) четко выражены характерные фазы водного режима: весеннее половодье, летняя межень, осенний дождевой паводок и зимняя межень на реках волжского типа (Луга, Даугава, Неман), а также весенне-летнее половодье, повышенный сток летом, осенне-зимний дождевой паводок и зимне-весен-

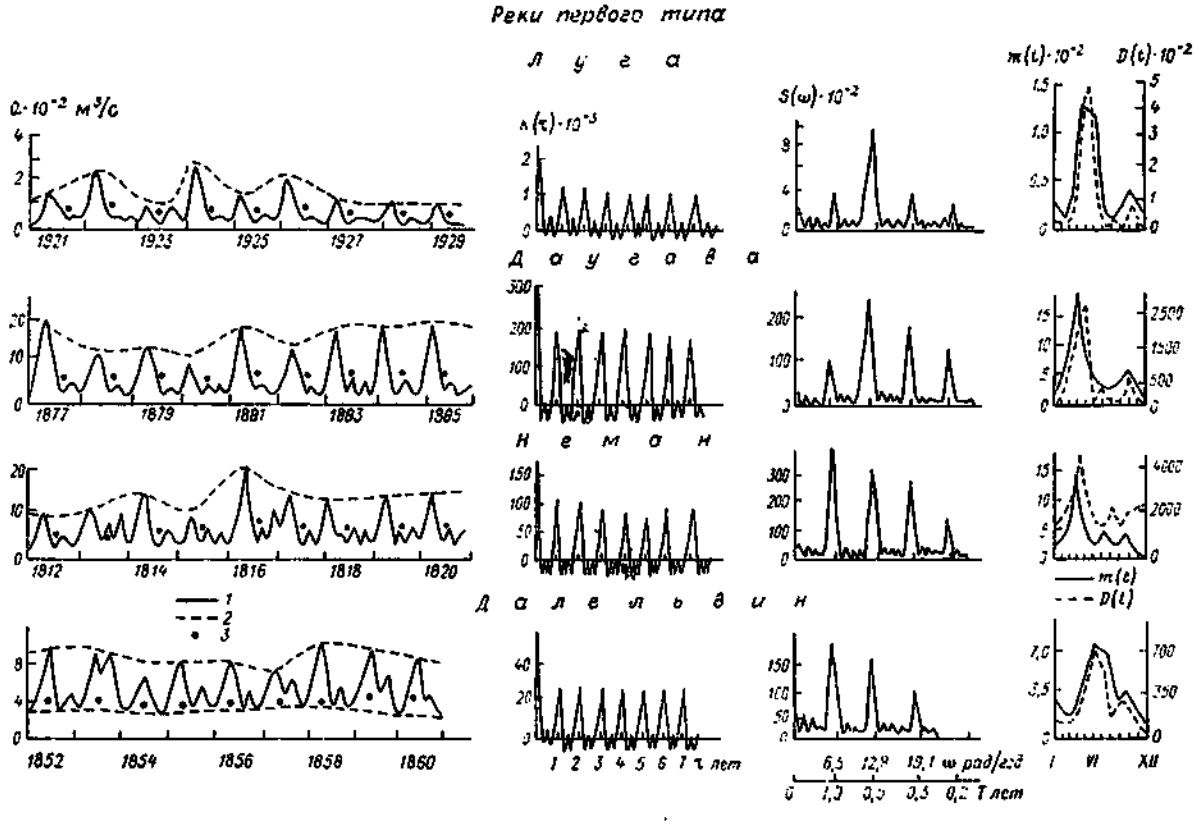
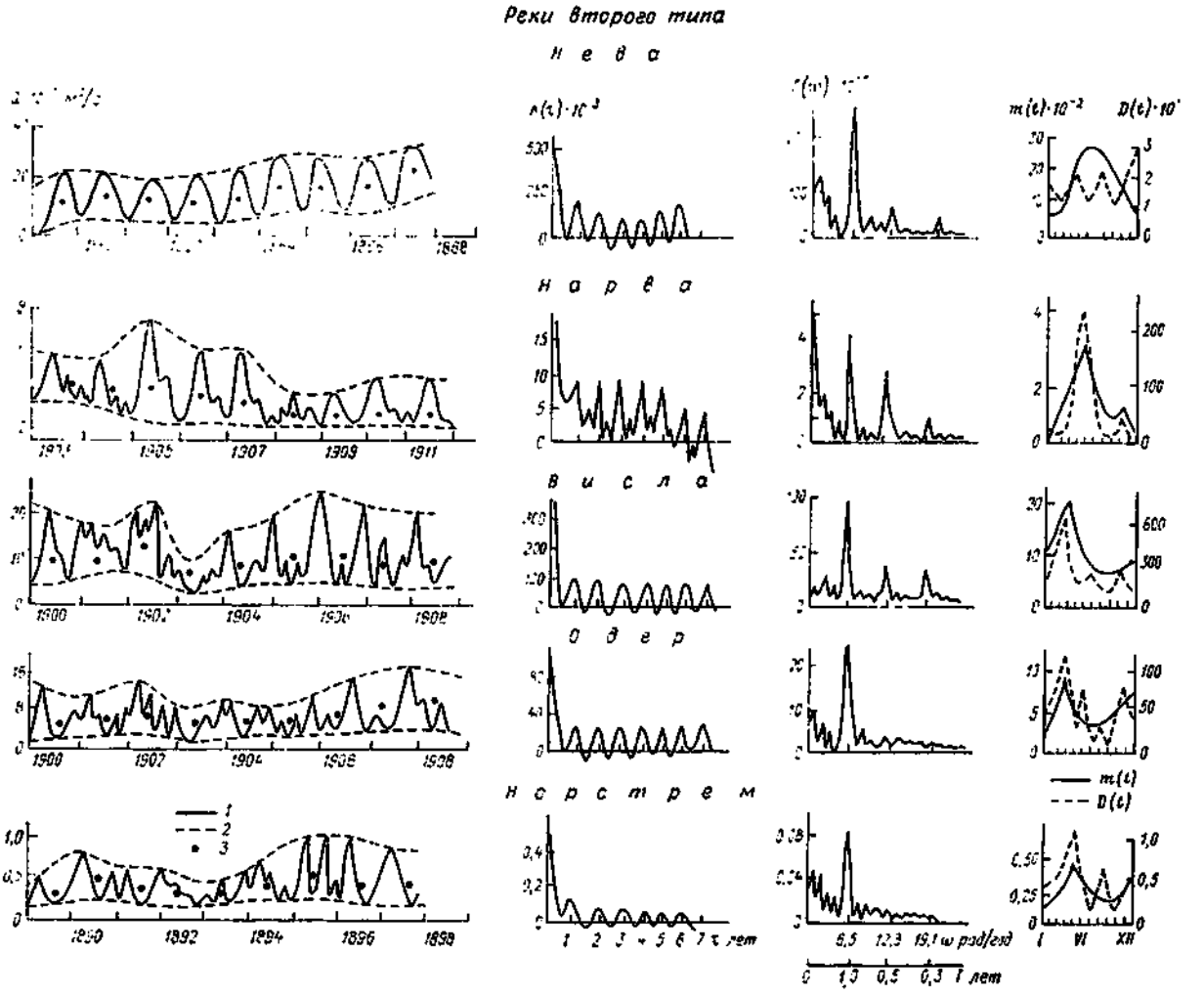
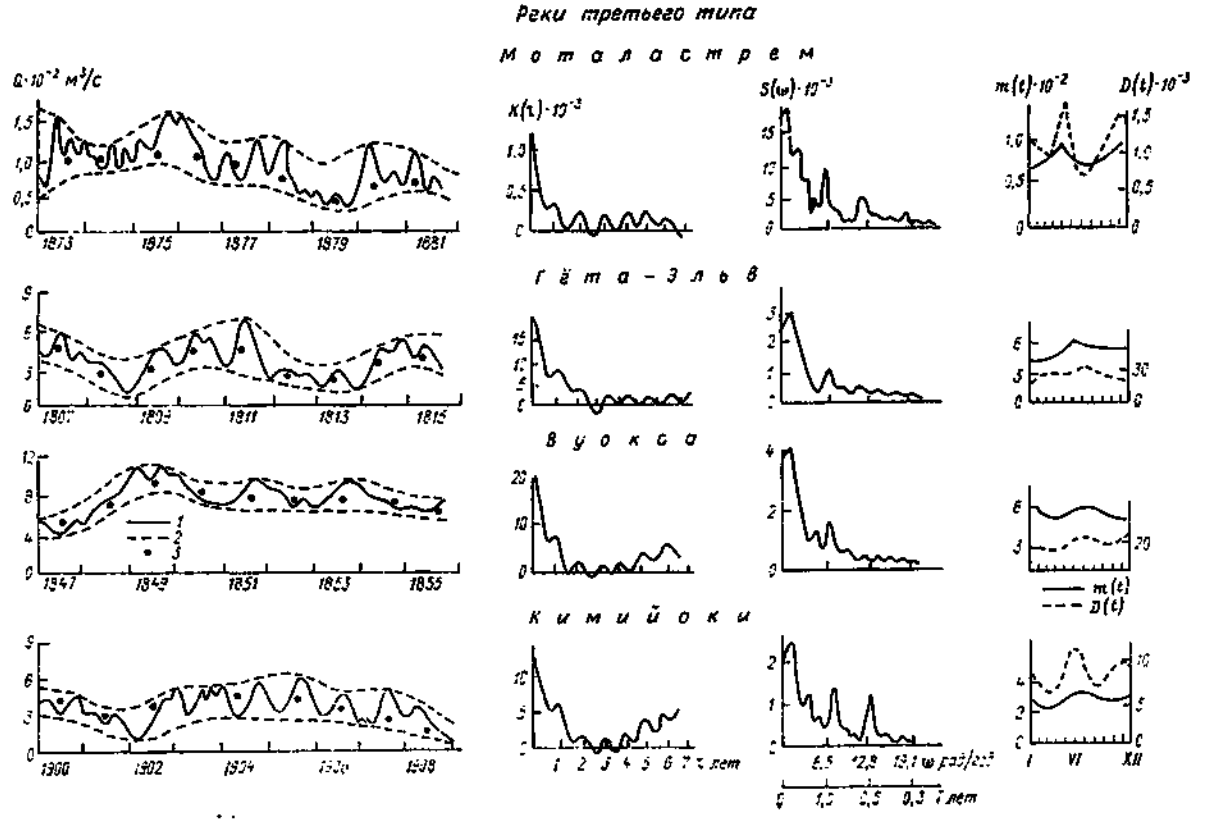


Рис. 3.2. Отрезки реализации средних месячных расходов $Q(t)$, их верхних и нижних огибающих (2) и соответствующие выбранным годам средние годовые расходы (3); оценки корреляционных функций $K(\tau)$ и спектральной плотности $S(\omega)$, рассчитанные по реализациям месячных расходов в предположении об их стационарности, и оценки математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$, рассчитанные в предположении о периодической коррелированности реализаций средних месячных расходов для трех типов рек.

Реки второго типа



Реки третьего типа



няя межень на реках юконского типа (Далельвен) и т. д. Половодья и паводки проявляются на фоне низкого и практически постоянного меженного стока. От года к году изменяется интенсивность половодий и паводков, уровень меженного стока остается практически постоянным.

Годовой ход стока рек второго типа (режим стока видоизменен под воздействием физико-географических особенностей подстилающей поверхности) заметно преобразован. Он характеризуется пониженным модулем максимального стока, повышенной меженью, невысоким и растянутым во времени половодьем, сглаженными паводками по сравнению с аналогичными характеристиками естественно незарегулированных рек, расположенных в данной климатической зоне. Так, на Нарве весений подъем уровня и увеличение расхода начинается только в начале апреля — позднее, чем на других реках данной климатической зоны. Половодье растянуто, пик приходится на середину мая. Спад половодья растянут до конца сентября — октября. В сентябре — ноябре расходы изменяются незначительно или иногда несколько увеличиваются к концу периода. В декабре расход резко уменьшается из-за зажоров. В течение зимы расходы устойчивы или медленно уменьшаются к ее концу. В стоке Невы под влиянием регулирования Ладожским озером некоторое увеличение расходов наблюдается летом, в то время как на притоках Невы, не берущих начало из озер, довольно ярко выражено весеннее половодье. Половодья и паводки рек этого типа проявляются на фоне медленных долгопериодных колебаний уровня наполнения озер (для озерных рек) или запасов грунтовых вод, связанных с действием азональных факторов: тектонических нарушений, карста, палеогидрографией. От года к году изменяется интенсивность половодий и паводков на фоне медленных долгопериодных колебаний меженного стока.

Годовой ход стока рек третьего типа (озерные реки, режим стока которых существенно изменен под влиянием озер) практически сглажен: половодье сравнительно невысокое и растянутое, межень высокая и трудно выделяемая, дождевые паводки либо сглажены совсем, либо проявляются нечетко. Слабо выраженный годовой ход стока этих рек проявляется на фоне преобладающего долгопериодного колебания уровня наполнения озер.

Особенности годового хода стока рек трех типов, отмеченные при анализе реализаций средних месячных расходов, проявляются и на графиках их вероятностных характеристик. Так, на графиках оценок корреляционных функций $K(\tau)$ рек первого типа (см. рис. 3.2) годовой ход стока представлен ярко выраженным незатухающим колебанием сложной формы (двух- или трехвершинным), на графиках оценок спектральной плотности $S(\omega)$ — набором из пяти максимумов на частотах, кратных годовому колебанию. Графики оценок математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$ имеют вид сложных периодических кривых с интенсивными максимумами в период половодий и низким уровнем в период межени.

На графиках оценок $K(\tau)$ рек второго типа (см. рис. 3.2) годовой ход стока представлен хорошо выраженным одновершинным колебанием (исключение составляет годовой ход Нарвы), на графиках оценок $S(\omega)$ — одним преобладающим максимумом на периоде один год и незначительными всплесками спектральной плотности на кратных году частотах. Кривые математического ожидания $m(t)$ имеют один сглаженный максимум в период половодья и один завышенный минимум в период межени. Максимумы стока, связанные с дождевыми паводками, проявляются только на кривых дисперсии $D(t)$.

На графиках оценок $K(\tau)$ рек третьего типа (см. рис. 3.2) годовой ход стока представлен слабым колебанием, по форме близким к синусоидальному, на графиках оценок $S(\omega)$ — незначительными всплесками спектральной плотности на годовом и кратном ему периодах. Кривые $m(t)$ и $D(t)$ имеют практически сглаженный ход с незначительным максимумом в период половодья и минимумом в период межени.

Графики оценок корреляционной функции внутригодовой изменчивости ($\tau = 1$ мес) для стока характерных рек трех типов приведены на рис. 3.3. Для рек первого типа (Даугава) оценки $K(t, \tau)$ существенно несимметричны и различны для всех месяцев года. Наиболее четко несимметричность связей выражена в периоды зимней межени и весеннего половодья. Так, в месяцы зимней межени (январь, февраль — на реках волжского типа водного режима) $K(t, \tau)$ «назад» затухает медленно (радиус корреляции достигает 10—12 мес), «вперед» — быстро (радиус корреляции составляет лишь 1—2 мес.) Это объясняется тем, что уровень зимней межени существенно зависит от объема стока за весь предшествующий период года (периоды весеннего половодья, летних и осенних паводков). В то же время уровень зимней межени практически не влияет на объем стока в последующий период года. В период весеннего половодья (апрель, май — на реках волжского типа водного режима) $K(t, \tau)$ «назад» затухает быстро (в течение 1—2 мес), «вперед» — медленно (радиус корреляции составляет 6—7 мес). Объем весеннего половодья на реках первого типа практически не зависит от уровня зимней межени, но определяет объемы стока в последующий период года.

Для озерных рек второго и третьего типов (соответственно Нева, Вуокса) корреляционные связи для всех месяцев года симметричны, однотипны и значимы. Высокая внутригодовая коррелированность стока на этих реках обусловлена регулирующим действием озер (наличием во временной изменчивости долгопериодного колебания).

Оценки корреляционной функции межгодовой изменчивости стока рек первого типа (Даугава) неодинаковы для разных месяцев года (рис. 3.4). Так, в месяцы весеннего половодья оценка $K(t, \tau)$ близка к затухающей косинусоиде со средним флюктуационным периодом около 2 лет и экспоненциальным затуханием связи в течение 5—7 лет. Летом оценка $K(t, \tau)$ близка к затухающей косинусоиде со средним флюктуационным периодом около 4 лет и затуханием связи в течение 10—12 лет, зимой — к экспоненте с радиусом корреляции 1—2 года. Оценка $K(t, \tau)$ стока рек второго типа (Нева) с ноября по март близка к затухающей косинусоиде со средним флюктуационным периодом около 5—6 лет, а с апреля по октябрь — к затухающей экспоненте с радиусом корреляции 6—8 лет. Для стока рек третьего типа (Вуокса)

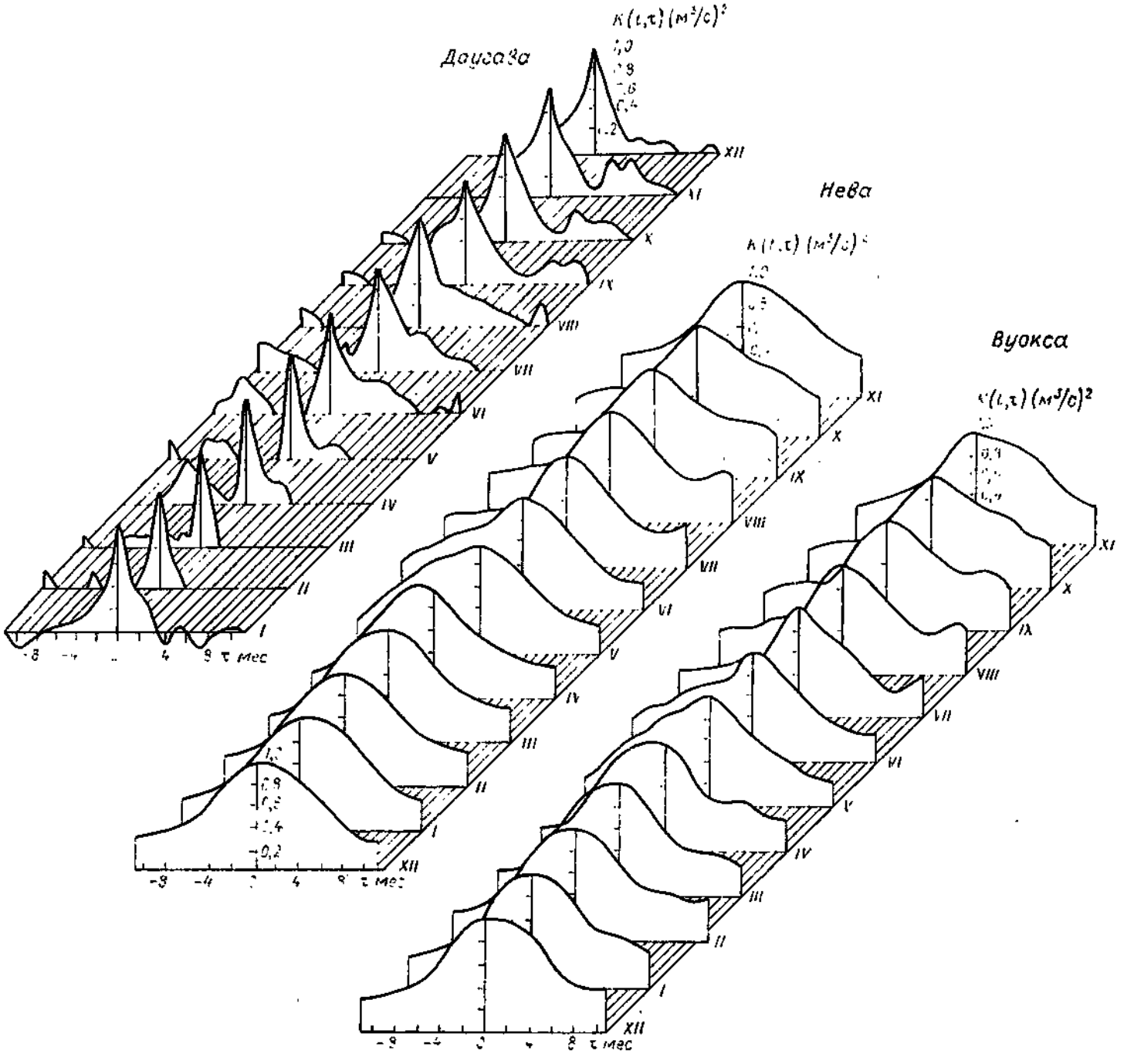


Рис. 3.3. Оценки корреляционных функций внутригодовой изменчивости стока для трех типов рек.
1-й тип — Даугава, 2-й тип — Нева, 3-й тип — Вуокса.

оценка $K(t, \tau)$ во все месяцы года также близка к затухающей косинусоиде со средним флюктуационным периодом около 5—6 лет.

На рис. 3.5 приведены эмпирические функции распределения стока для рек трех типов. Для стока рек первого типа (Даугава) функция $F(Q)$ спрямляется на сетке нормального закона в промежутке 3—97 %-ных квантилей только в месяцы максимального стока (весеннее половодье). В остальные месяцы года $F(Q)$ спрамляется только для больших значений расходов в промежутке 50—90 %-ных квантилей. Отклонение графиков от прямолинейных существенно в области больших и малых значений стока. Для стока рек второго и третьего типов (Нева, Гета-Эльв), зарегулированных озерами, функция $F(Q)$ достаточно хорошо спрямляется в пределах 5—95 %-ных квантилей во все месяцы года.

Анализ реализации средних месячных расходов и рассчитанных по ним вероятностных характеристик: корреляционной функции $K(\tau)$, спектральной плотности $S(\omega)$, математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$, — показывает, что в пределах водосбора Балтийского моря по особенностям годового хода стока рек можно выделить следующие районы: Средняя Швеция (1), Северо-Запад (2), Северо-Восток (3), Прибалтика (4), Центральная Европа (5). Привлечение дополнительных данных из работы [22] позволяет выделить в самостоятельные еще два района: Данию и юг Швеции (6)

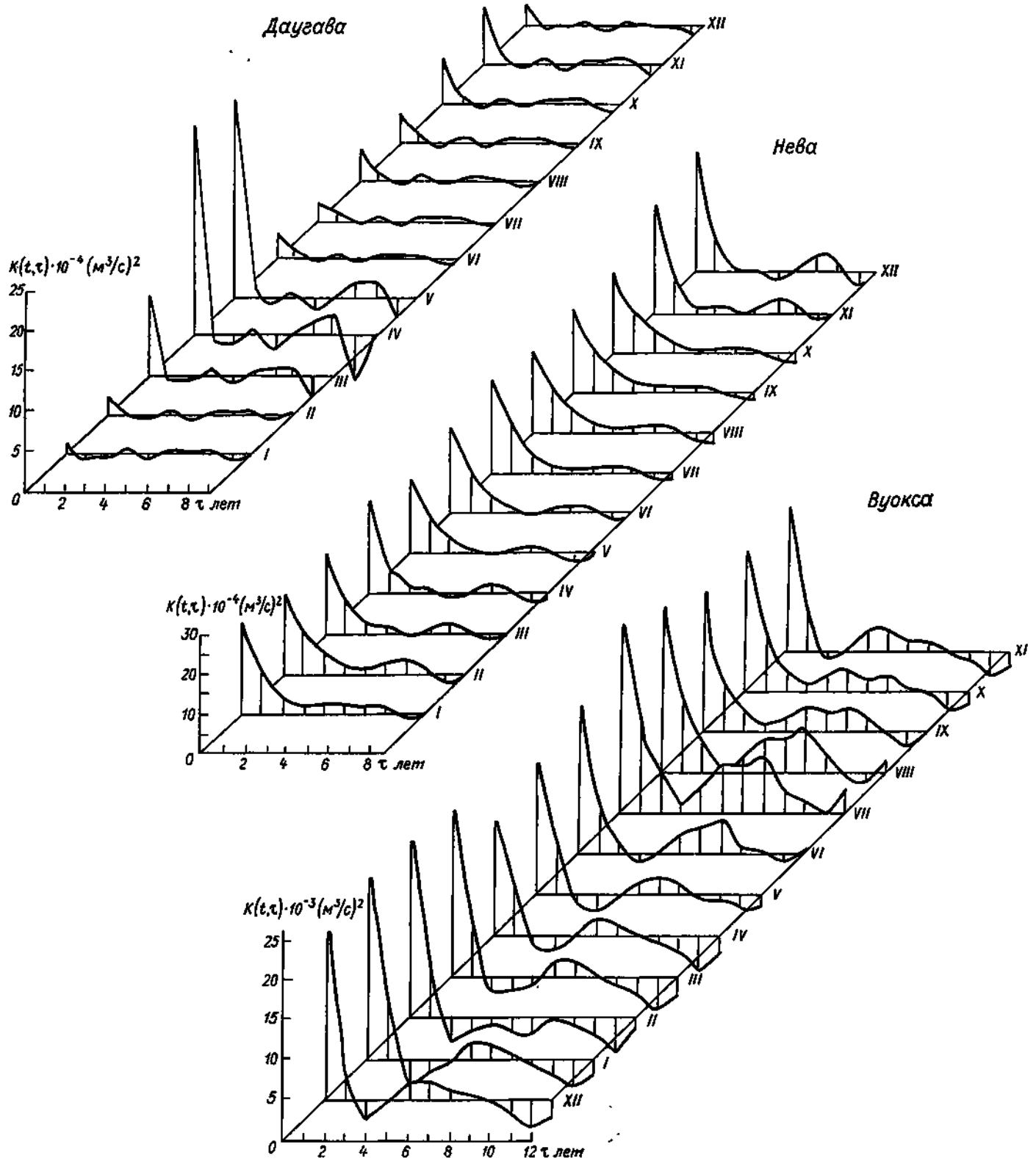


Рис. 3.4. Оценки корреляционных функций межгодовой изменчивости стока ($\tau = 1$ год) для трех типов рек
1-й тип — Даугава, 2-й тип — Нева, 3-й тип — Вуокса.

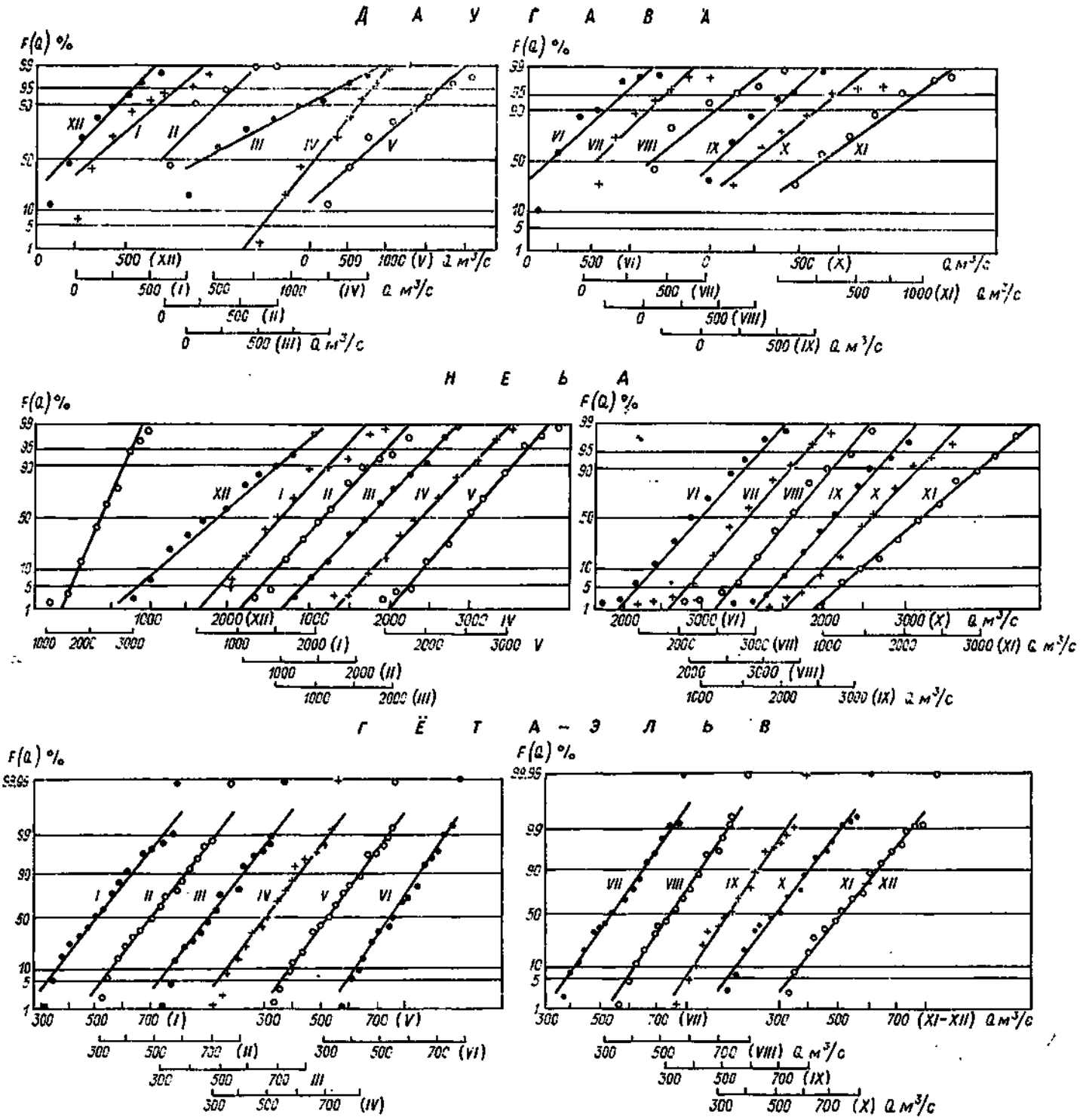


Рис. 3.5. Оценки функций распределения $F(Q)$, вычисленные по временным рядам средних месячных значений стока Q, для трех типов рек. Функциональная сетка нормального распределения.

1-й тип — Даугава, 2-й тип — Нева, 3-й тип — Гёта-Эльв.

Таблица 3.2

Статистические характеристики годового хода стока ($м^3/с$) рек Балтийского бассейна

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Луга (1921—1985 гг.)												
$m(t)$	21,6	17,5	22,9	140	107	32,8	21,4	20,2	25,3	34,2	42,8	32,5
$\sigma(t)$	12,7	7,77	14,2	60,9	70,0	18,6	12,2	12,4	20,9	27,4	27,9	18,3
$D(t)$	161	60,4	202	3710	4900	347	149	153	437	749	776	335
$Q_{макс}$	91,0	45,3	83,0	347	349	126	79,2	79,3	112	121	117	86,7
$Q_{мин}$	8,4	7,8	8,2	36,0	27,6	9,9	7,6	7,1	8,3	10,3	11,3	11,7
$Q_{0,25}$	14,2	13,1	14,6	103	57,5	22,1	14,5	13,3	13,9	16,8	20,2	17,0
$Q_{0,50}$	19,5	16,3	18,8	142	81,7	27,0	18,7	17,0	18,5	25,4	41,5	32,0
$Q_{0,75}$	25,9	19,9	27,3	170	129	37,2	22,7	22,0	27,9	41,3	64,1	45,8
Нева (1859—1988 гг.)												
$m(t)$	1670	1700	1820	2470	3010	3090	3030	2930	2830	2750	2560	2000
$\sigma(t)$	480	456	458	490	449	472	487	478	464	454	514	592
$D(t)\cdot10^{-3}$	230	208	210	240	201	223	237	228	216	206	264	351
$Q_{макс}$	3190	2900	2920	3700	4280	4450	4390	4180	3980	3880	3790	3460
$Q_{мин}$	747	760	890	1230	1790	1770	1540	1460	1520	1540	1330	909
$Q_{0,25}$	1370	1390	1490	2110	2710	2770	2740	2650	2540	2480	2280	1500
$Q_{0,50}$	1650	1680	1790	2480	2980	3030	3020	2920	2820	2740	2530	1960
$Q_{0,75}$	1920	1920	2070	2810	3290	3400	3330	3200	3110	3030	2900	2290
Вуокса (1847—1988 гг.)												
$m(t)$	595	583	567	549	565	597	619	625	617	603	598	598
$\sigma(t)$	150	149	144	139	129	140	153	141	135	137	141	146
$D(t)\cdot10^{-2}$	226	222	209	193	166	196	234	200	183	189	200	213
$Q_{макс}$	1100	1100	1100	1100	959	998	1130	1150	1120	1050	1050	1100
$Q_{мин}$	261	243	241	232	215	220	219	235	246	265	264	273
$Q_{0,25}$	491	477	465	443	474	503	528	536	529	504	500	498
$Q_{0,50}$	587	559	534	525	548	582	607	639	622	601	605	599
$Q_{0,75}$	689	680	651	630	639	692	712	706	697	685	688	688
Даугава (1877—1985 гг.)												
$m(t)$	186	182	381	1650	943	333	251	254	252	315	387	280
$\sigma(t)$	102	163	326	522	502	182	164	203	192	263	277	182
$D(t)\cdot10^{-3}$	10,4	26,6	106	273	252	33,3	27,1	41,4	36,8	69,0	76,7	33,0
$Q_{макс}$	560	1450	1440	3370	2560	1210	1080	1420	1230	1360	1480	880
$Q_{мин}$	49	41	43	721	336	117	93	75	66	72	84	50
$Q_{0,25}$	117	108	140	1250	565	213	150	129	121	136	166	143
$Q_{0,50}$	160	137	251	1585	805	276	201	192	185	209	293	244
$Q_{0,75}$	214	178	520	1970	1080	373	289	298	296	444	535	352
Норстрем (1889—1950 гг.)												
$m(t)$	27,6	32,1	34,1	44,9	39,9	23,7	19,2	19,4	17,3	16,8	21,1	24,9
$\sigma(t)$	22,3	22,1	22,4	28,8	28,0	17,1	13,0	15,6	12,5	12,2	16,6	23,4
$D(t)$	496	488	500	828	782	294	169	242	155	149	276	546
$Q_{макс}$	108	104	106	107	130	112	80,0	88,0	71,0	64,0	81,0	137
$Q_{мин}$	5,4	5,9	6,2	9,1	9,1	9,1	7,5	6,9	5,7	5,1	4,7	5,2
$Q_{0,25}$	14,3	16,3	17,6	19,2	16,2	14,6	13,5	12,5	11,4	10,7	11,7	12,3
$Q_{0,50}$	18,8	25,0	25,5	38,0	32,5	17,0	15,7	14,6	13,4	13,0	14,2	16,2
$Q_{0,75}$	32,0	44,0	42,0	65,0	54,0	27,0	19,3	18,6	17,0	17,2	22,2	32,0
Висла (1900—1979 гг.)												
$m(t)$	919	1030	1630	1930	1190	908	865	855	744	743	863	896
$\sigma(t)$	479	459	615	825	472	397	424	450	328	338	463	384
$D(t)\cdot10^{-3}$	230	211	379	681	223	158	180	203	108	115	214	148
$Q_{макс}$	3080	2380	3530	4400	3030	3000	2610	2600	2100	2010	2090	1820

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$Q_{мин}$	302	263	445	715	402	361	322	258	255	269	322	339
$Q_{0,25}$	606	657	1140	1280	814	624	538	529	473	501	528	588
$Q_{0,50}$	772	861	1610	1860	1080	806	756	716	674	648	717	780
$Q_{0,75}$	1050	1300	1910	2470	1360	988	1020	991	913	870	1020	1110
Далельвен (1852—1946 гг.)												
$m(t)$	196	171	162	244	690	628	386	344	363	355	332	249
$\sigma(t)$	74,4	58,4	56,5	99,6	262	253	148	157	169	165	142	93,9
$D(t)\cdot10^{-2}$	55,4	34,1	31,9	99,2	688	639	218	248	287	271	203	88,2
$Q_{макс}$	511	372	337	607	1540	1750	855	868	853	885	753	539
$Q_{мин}$	87	77	71	80	223	185	159	107	86	75	70	78
$Q_{0,25}$	152	133	119	178	493	436	280	221	228	214	220	187
$Q_{0,50}$	180	160	150	227	610	591	344	296	321	316	315	232
$Q_{0,75}$	223	194	196	296	833	761	473	434	454	439	426	290
Неман (1812—1986 гг.)												
$m(t)$	439	451	751	1330	627	401	365	380	366	402	481	485
$\sigma(t)$	224	238	403	590	235	118	112	159	132	166	224	194
$D(t)\cdot10^{-3}$	50,1	56,5	163	348	35,1	13,9	12,6	25,3	17,3	27,4	50,4	37,8
$Q_{макс}$	1800	1750	1820	3430	1600	1090	776	1110	975	1280	1690	1120
$Q_{мин}$	181	185	205	433	297	219	199	174	191	199	214	174
$Q_{0,25}$	297	289	401	895	469	318	288	286	269	285	322	335
$Q_{0,50}$	368	372	651	1190	581	374	330	332	344	346	410	433
$Q_{0,75}$	478	530	993	1720	703	449	414	420	421	463	576	588
Моталастрем (1873—1971 гг.)												
$m(t)$	80,9	82,4	83,8	101	105	88,5	73,0	70,0	70,0	68,5	74,6	80,6
$\sigma(t)$	32,1	30,0	29,7	34,4	39,7	35,0	27,7	25,5	25,5	24,0	28,8	35,3
$D(t)$	1030	901	880	1180	1570	1220	765	649	649	576	828	1250
$Q_{макс}$	201	163	179	201	231	219	181	160	138	142	152	195
$Q_{мин}$	25	26	29	33	29	22	19	18	24	26	26	26
$Q_{0,25}$	56	57	65	77	76	60	52	52	52	52	53	54
$Q_{0,50}$	77	81	79	101	103	90	74	67	65	63	70	71
$Q_{0,75}$	102	102	98	126	128	109	87	81	85	78	94	104
Кимийоки (1900—1988 гг.)												
$m(t)$	296	287	272	295	350	374	348	309	283	274	283	294
$\sigma(t)$	117	107	94,3	86,0	91,5	114	118	104	98,9	106	118	123
$D(t)\cdot10^{-2}$	137	115	88,9	73,9	89,3	131	139	109	97,9	112	140	150
$Q_{макс}$	569	540	480	452	518	597	638	587	485	521	540	567
$Q_{мин}$	71	72	72	88	98	110	117	103	93	85	76	72
$Q_{0,25}$	202	198	193	228	306	309	273	235	202	189	178	189
$Q_{0,50}$	271	261	252	288	357	381	346	309	272	244	248	263
$Q_{0,75}$	362	332	316	343	423	457	436	391	354	362	346	339
Гёта-Эльв (1907—1975 гг.)												
$m(t)$	534	528	522	522	538	554	536	535	526	522	530	534
$\sigma(t)$	126	127	125	117	119	132	141	122	117	118	122	130
$D(t)\cdot10^{-2}$	158	161	155	137	141	174	198	148	137	139	149	169
Одер (1900—1979 гг.)												
$m(t)$	587	636	770	790	598	478	412	391	381	388	458	534
$\sigma(t)$	279	276	301	329	203	239	196	177	198	163	234	234
$D(t)\cdot10^{-2}$	780	759	908	1080	412	573	384	314	393	264	546	549
$Q_{макс}$	1490	1280	1950	2140	1170	1330	1310	967	1360	958	1790	1230
$Q_{мин}$	191	183	299	339	218	166	172	135	152	177	200	206
$Q_{0,25}$	368	417	590	540	450	303	270	260	246	274	307	383
$Q_{0,50}$	504	565	689	739	546	413	371	364	347	347	387	496
$Q_{0,75}$	742	826	914	921	697	548	490	431	456	431	531	596

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
					Нарва (1903—1985 гг.)							
$m(t)$	228	245	285	390	485	422	345	300	277	279	286	248
$\sigma(t)$	87,7	86,3	90,4	117	161	137	111	87,0	81,9	93,0	110	109
$D(t)\cdot 10^{-2}$	76,9	74,5	81,7	137	259	189	123	75,6	67,1	86,5	120	119
$Q_{макс}$	485	514	514	806	1230	951	766	644	613	696	699	608
$Q_{мин}$	82	86	106	171	205	197	170	154	135	132	128	66
$Q_{0,25}$	155	176	211	318	388	335	279	250	224	235	214	162
$Q_{0,50}$	231	231	287	400	477	413	344	295	278	278	277	230
$Q_{0,75}$	304	314	359	462	567	492	404	357	339	339	354	351

Примечание. Здесь $m(t)$ — математическое ожидание, $\sigma(t)$ — среднее квадратическое отклонение, $D(t)$ — дисперсия, $Q_{макс}$, $Q_{мин}$ — соответственно максимальный и минимальный сток, $Q_{0,25}$, $Q_{0,50}$, $Q_{0,75}$ — квантили.

и финское побережье Ботнического залива (4а) (см. рис. 3.1). Основные сведения о годовом ходе стока рек этих районов приведены в табл. 3.2.

Проанализируем табл. 3.2 и рис. 3.2.

Реки Средней Швеции зарегулированы крупными озерами, связанными в единую систему. Годовой ход стока рек этого района практически сглажен: половодье сравнительно невысокое и растянутое, межень высокая и трудно выделяемая, дождевые паводки проявляются нечетко. Несущественный максимум расхода наблюдается весной или в начале лета (май, июнь) и составляет 8—10 % годового. Слабо выраженная годовая ритмика стока рек этого района проявляется на фоне долгопериодного колебания уровня наполнения озер. На графиках оценок $K(\tau)$ годовой ход стока, по форме близкий к синусоидальному, проявляется на фоне преобладающего колебания, на графиках оценок $S(\omega)$ — в виде незначительных всплесков на периодах, кратных годовому. Энергия годового хода существенно меньше энергии межгодовой изменчивости, представленной на спектре системой понижающихся максимумов в диапазоне частот $\omega = 0 \ldots 6{,}73$ рад/год. Кривые оценок $m(t)$ и $D(t)$ имеют практически сглаженный ход.

Для рек Северо-Запада характерен ярко выраженный годовой ход стока. Основной максимум расходов (20 % годового), связанный с летним половодьем, приходится на июнь. Повышенный сток (8—9 % годового), обусловленный летними и осенними дождями наблюдается соответственно в июле — августе и сентябре — октябре, пониженный сток — в декабре — марте. Минимальные расходы (4 % годового), связанные с зимне-весенней меженью, отмечаются в феврале — марте. На графиках оценок $K(\tau)$ годовой ход стока рек этого района представлен ярко выраженным незатухающим двухвершинным колебанием, на графиках оценок $S(\omega)$ — набором интенсивных максимумов на частотах, кратных годовой. Энергия годового колебания существенно превышает энергию межгодовой изменчивости, представленной на спектре системой равновеликих максимумов в диапазоне частот $\omega = 0 \ldots 6{,}73$ рад/год. Графики оценок $m(t)$ и $D(t)$ когерентны, имеют вид сложных кривых с четко выраженными фазами водного режима.

Годовой ход стока озерных рек Северо-Востока имеет исключительно сглаженный вид. Медленный подъем уровня начинается в марте (Нева), апреле (Кимийоки) или мае (Вуокса). В течение всего летнего периода по Неве проходит огромный по количеству воды и небольшой по амплитуде колебания уровня паводок, представляющий собой слив из Ладожского озера. На остальных реках наблюдается несущественный максимум расхода летом, после которого следует медленный спад в осенние и зимние месяцы. Минимальный сток отмечается в феврале (Нева), марте (Кимийоки) и апреле (Вуокса). Расход в летние месяцы составляет 8—10 % годового, в зимне-весенние — 6—8 %. На графиках оценок $K(\tau)$ годовая ритмика, по форме близкая к синусоидальной, проявляется на фоне преобладающего долгопериодного колебания уровня наполнения озер. На графиках оценок $S(\omega)$ годовое колебание представлено интенсивным максимумом на периоде один год (Нева) и незначительными всплесками на кратных ему частотах (Кимийоки, Вуокса). Кривые оценок $m(t)$ и $D(t)$ сглажены.

Для годового хода стока рек Прибалтики характерны два ярко выраженных максимума расходов, основной из которых связан с весенним половодьем, а вторичный — с осенним дождевым паводком, и два минимума, обусловленные зимней и летней меженью. В отдельные годы в стоке рек этого района наблюдается третий максимум расхода в августе, связанный с летним дождевым паводком, вследствие чего летняя межень распадается на два периода: летний (июль) и осенний (сентябрь).

В стоке Луги, Нарвы, Даугавы зимняя межень является более глубокой и представляет период минимального стока. В стоке Немана более глубокой является летняя межень. Минимальный сток соответственно наблюдается в июле. Кривые оценок дисперсии $D(t)$ повторяют все особенности кривых $m(t)$: имеют два максимума и два минимума (в стоке Немана — три). На кривой $D(t)$ Даугавы при постоянном математическом ожидании в июле — сентябре появляется третий максимум расхода, обусловленный нарушением в отдельные годы летней межени дождевыми паводками. На графиках оценок $K(\tau)$ годовой ход стока рек этого района представлен ярко выраженным незатухающим колебанием сложной формы (двух- или трехвершинным), на графиках оценок $S(\omega)$ — набором интенсивных максимумов на частотах,

кратных годовой. Энергия годового колебания существенно превышает энергию межгодовой изменчивости, представленной на спектре системой равновеликих максимумов.

На реках Центральной Европы усиливается роль дождевых паводков, проходящих обычно в виде серий близко расположенных друг к другу волн. В особо дождливые годы паводки могут следовать один за другим круглый год и по интенсивности достигать весеннего половодья. На кривых $m(t)$ наблюдается максимум расхода, обусловленный весенним половодьем, и минимум, связанный с осенней меженью. Сопоставление кривых $m(t)$ рек этого района с реализациями средних месячных расходов показывает, что интенсивное половодье и четко выраженная межень наблюдаются только в отдельные беспаводочные годы. Кривые $D(t)$ имеют три-четыре максимума, соответствующие летним, осенним и зимним паводкам. Основной максимум расхода (20—25 % годового) приходится на апрель, минимум (12 % годового) — на сентябрь — октябрь. Неравномерность стока, таким образом, существенна, но выражена слабее, чем на реках Прибалтики. На графиках оценок $K(\tau)$, $S(\omega)$ неустойчивость паводочного режима рек района проявляется в увеличении уровня шума. На графиках $S(\omega)$ годовое колебание представлено интенсивным максимумом на периоде один год, энергия которого существенно превышает энергию межгодовой изменчивости.

Для рек финского побережья Ботнического залива характерен ярко выраженный годовой ход стока. Максимум расхода (30 % годового), обусловленный весенним половодьем, наблюдается в мае; повышенный сток (16 % годового), связанный с частичным переходом весеннего половодья на лето, — в июне. В летние и осенние месяцы сток составляет 8—9 % годового, а в зимние — 2—4 %. Минимум стока, обусловленный весенней меженью, приходится на март. Неравномерность стока, таким образом, так же, как и на реках Прибалтики, существенна.

Для рек Дании и юга Швеции характерен совершенно иной вид годового хода речного стока. С декабря по апрель наблюдается повышенный сток (12—13 % годового) с минимумом в январе — феврале, с мая по ноябрь — пониженный сток (3 % годового) с минимумом в июле — сентябре. Повышенный сток формируется зимними осадками, выпадающими в этом районе преимущественно в виде дождей вследствие преобладания зимой положительных температур воздуха. Пониженный сток рек связан с прохождением летне-осенней межени.

Распространение половодья по территории водосбора происходит в направлении с юго-запада на северо-восток. Максимальный сток половодья на реках Дании и юга Швеции наблюдается в январе — феврале, в Центральной Европе и Средней Швеции — в марте — апреле, в Прибалтике — в апреле — мае, на финском побережье Ботнического залива — в мае, на шведском побережье Ботнического залива — в июне, на Северо-Востоке (водосбора) — в июне — августе. Минимальный сток на реках Дании и юга Швеции отмечается в период летней межени (июль—август), в Центральной Европе и Средней Швеции — осенью (сентябрь — октябрь), в Прибалтике — зимой (декабрь — февраль), на Северо-Западе и остальной части водосбора — в конце зимы, весной (март, апрель).

Максимальное количество пресной воды поступает в море в период половодья; максимум смещается с юго-запада на северо-восток, вслед за распространением половодья по территории водосбора. Максимальный приток воды в Датские проливы наблюдается в январе — феврале, в юго-западную и центральную часть Балтики — в марте — апреле, в юго-восточную часть моря и Рижский залив — в апреле — мае, в Ботнический залив, Ботническое море и Финский залив — в июне — августе.

Неравномерность распределения стока рек внутри года на территории водосбора возрастает в том же направлении, с юго-запада на северо-восток, достигая максимума в юго-восточной части моря, Рижском и Ботническом заливах.

3.1.5. Межгодовая изменчивость

Межгодовая (в гидрологической литературе общепризнан термин «многолетняя») изменчивость стока традиционно анализируется по рядам средних годовых и экстремальных расходов и характеризуется наличием многоводных и маловодных лет. Средние годовые расходы используются для характеристики «нормы» и изменчивости годового стока. Принято считать, что для получения достаточно надежной нормы стока необходимо выбирать такой период наблюдения, в который входило бы одинаковое число многоводных и маловодных лет. Экстремальные расходы используются для характеристики максимального стока весеннего половодья и дождевых паводков и минимального стока.

В настоящем справочнике для характеристики межгодовой изменчивости речного стока использованы данные о средних месячных и ежегодных последовательностях расходов для каждого месяца года.

Межгодовая (многолетняя) изменчивость стока рек Балтики проявляется либо в виде модуляции годового хода (изменение от года к году амплитуды, формы, времени наступления половодья и паводка), либо в виде долгопериодных колебаний водности в бассейнах рек (изменение условий меженного стока). Для некоторых рек бассейна характерно также сочетание обоих видов изменчивости.

Вид изменчивости тесно связан с типом водного режима и характером зарегулированности реки. Для рек первого типа (преобладание климатических факторов в формировании режима) межгодовая изменчивость проявляется преимущественно в виде модуляции годового колебания стока при незначительном изменении водности в бассейнах рек. Для рек второго типа модуляция годового колебания стока проявляется на фоне колебаний водности в бассейнах. Последние обусловлены либо колебаниями уровня озер (для озерных рек), либо изменениями водности, связанными с действием азональных факторов. Для рек третьего типа (реки, вытекающие из больших озер) межгодовая изменчивость проявляется главным образом в виде долгопериодных колебаний водности, обус-

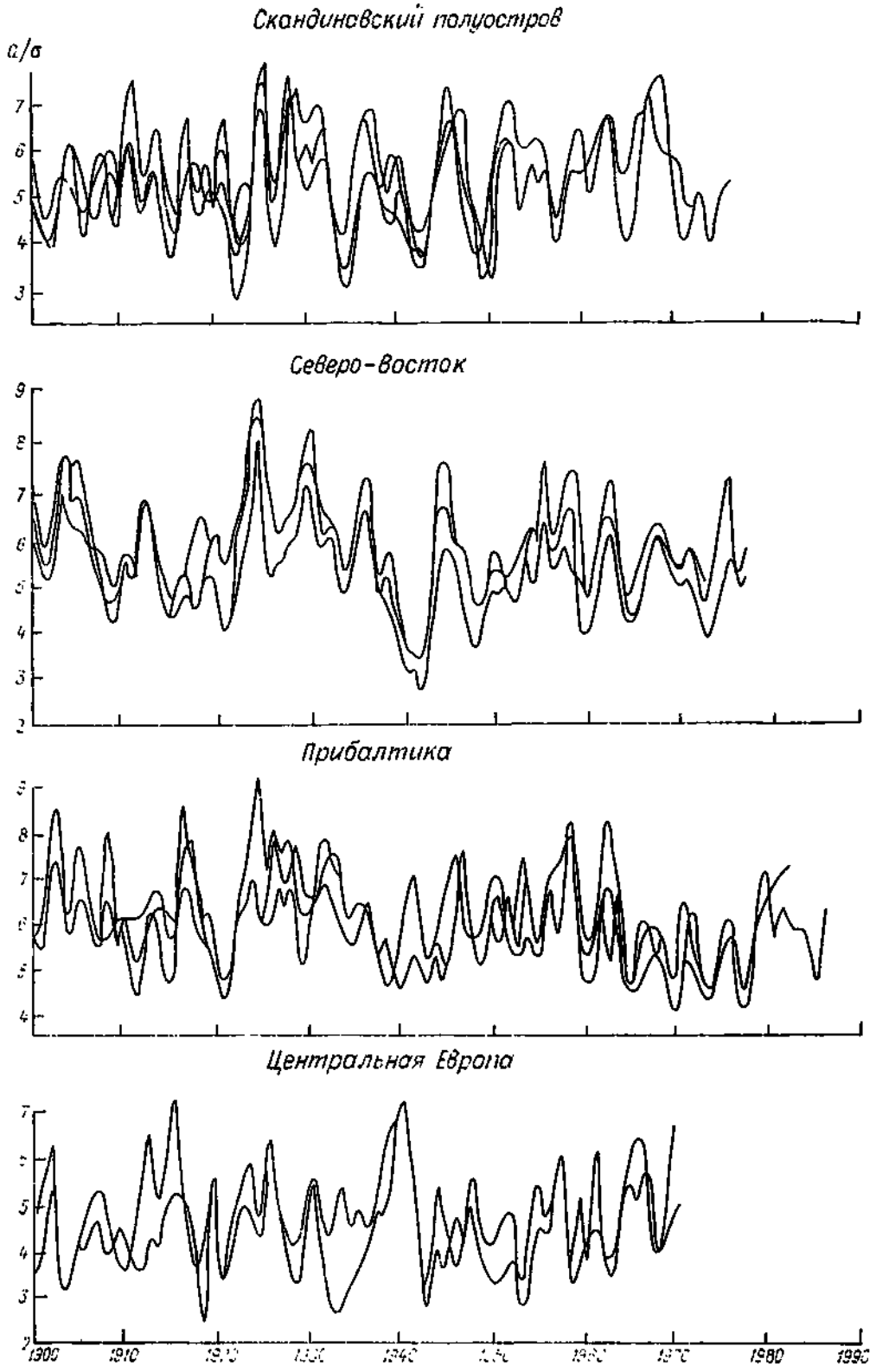


Рис. 3.6. Временные ряды средних годовых расходов крупнейших рек Балтийского бассейна, нормированные на средние квадратические отклонения и совмещенные для характерных районов водосбора.

ловленных колебаниями уровня (наполнения) озер при незначительной модуляции годового хода (см. рис. 3.2).

Анализ временных рядов средних годовых расходов рек, нормированных на средние квадратические отклонения[1] показал, что по особенностям межгодовой изменчивости водности рек Балтики можно выделить четыре района: *I*) Скандинавский п-ов, *II*) Северо-Восток (водосбора), *III*) Прибалтика, *IV*) Центральная Европа (рис. 3.6). Для рек, входящих в один район, средние годовые расходы имеют высокий уровень коррелированности — совпадают не только периоды однонаправленных изменений общей водности, но и многоводные и маловодные группы лет. Репрезентативными для выделенных районов реками, обладающими всеми характерными особенностями межгодовой изменчивости, выбраны самые крупные по водоносности и площади водосбора реки с длительными рядами наблюдений: Гета-Эльв (район *I*), Нева (*II*), Неман (*III*), Одер (*IV*). Основные сведения о межгодовой изменчивости стока всех анализируемых рек приведены в табл. 3.3.

Сопоставление суммарного стока в Балтийское море, рассчитанного Микульским [92], со средними годовыми расходами репрезентативных рек (рис. 3.7) показывает, что наибольшая коррелированность наблюдается между суммарным стоком и стоком рек Северо-Востока (Нева, Вуокса, Кимийоки). Учитывая, что ряд суммарного стока в море имеет ограниченную продолжительность (1921—1975 гг.), для его характеристики можно использовать данные о среднем годовом стоке Невы или Вуоксы.

Вид реализаций средних годовых расходов показывает, что для общей водности рек типичны многоводные и маловодные группы лет. Для их характеристики нами использован квантильный анализ данных о средних годовых расходах рек Гета-Эльв, Нева, Неман, Одер соответственно репрезентативных для четырех районов водосбора.

Многоводными или маловодными годами считаются те годы, в которые значения стока выходят за квантили $Q_{0,25}$ и $Q_{0,75}$. Соответственно годы, когда значения расходов выходят за верхнюю ($Q_в$) и нижнюю ($Q_н$) границы, определяемые по

[1] Нормировка средних годовых расходов рек на средние квадратические отклонения выполнена для сопоставления особенностей межгодовой изменчивости рек различной водности.

Таблица 3.3

Статистические характеристики межгодовой изменчивости стока рек Балтийского бассейна

Район водосбора	Река	Период наблюдений	Длина ряда, число лет	Среднее ($Q \pm \sigma$)		Дисперсия	
				м³/с	км³/год	(м³/с)²	(км³/год)²
I. Скандинавский п-ов	Гета-Эльв	1807—1984	178	533±95,2	16,8±3,0	9 060	9,0
	Далельвен	1852—1946	94	343±84,7	10,8±2,7	7 175	7,13
	Норстрем	1889—1950	62	26,6±10,5	0,84±0,33	111	0,11
	Моталастрем	1873—1971	99	81,4±22,0	2,57±0,69	486	0,48
II. Северо-Восток	Нева	1859—1988	130	2490±437	78,6±13,8	191 238	190
	Вуокса	1847—1988	142	592±115	18,7+3,6	13 198	13
	Кимийоки	1900—1988	89	303±81,5	9,55±2,55	6 641	6
III. Прибалтика	Луга	1921—1986	66	44,3±12,0	1,40±0,38	145	0,14
	Нарва	1903—1985	83	320±89,0	10,1±2,8	7 915	8
	Даугава	1877—1985	109	457±119	14,4±3,75	14 198	14
	Неман	1812—1986	175	540±93,9	17,0±3,0	8 825	9
IV. Центральная Европа	Висла	1900—1979	80	1050±219	33,1±6,9	47 935	47
	Одер	1900—1979	80	536±133	16,9±4,2	17 672	17

Район водосбора	Река	Средний годовой расход				Средний многолетний модуль стока, (л·с)/км²
		наибольший		наименьший		
		м³/с (год)	км³/год	м³/с (год)	км³/год	
I. Скандинавский п-ов	Гета-Эльв	748 (1873)	23,6	325 (1942)	10,2	10,7
	Далельвен	560 (1860)	17,7	192 (1880)	6,1	11,8
	Норстрем	55,0 (1924)	1,7	7 (1948)	0,2	1,2
	Моталастрем	132 (1924)	4,2	33 (1949)	1,0	5,2
II. Северо-Восток	Нева	3670 (1924)	115,7	1290 (1942)	40,7	8,9
	Вуокса	954 (1924)	30,1	246 (1942)	7,8	9,6
	Кимийоки	500 (1924)	15,8	106 (1941)	3,3	8,1
III. Прибалтика	Луга	74 (1928)	2,3	15 (1973)	0,5	6,8
	Нарва	605 (1924)	19,1	161 (1973)	5,1	5,6
	Даугава	754 (1902)	23,8	266 (1897)	8,4	5,5
	Неман	799 (1916)	25,2	350 (1842)	11,0	6,6
IV. Центральная Европа	Висла	1546 (1915)	48,8	599 (1942)	18,9	5,3
	Одер	894 (1940)	28,2	287 (1933)	9,1	4,8

Примечание. Районы на водосборе выделены по особенностям межгодовой изменчивости речного стока.

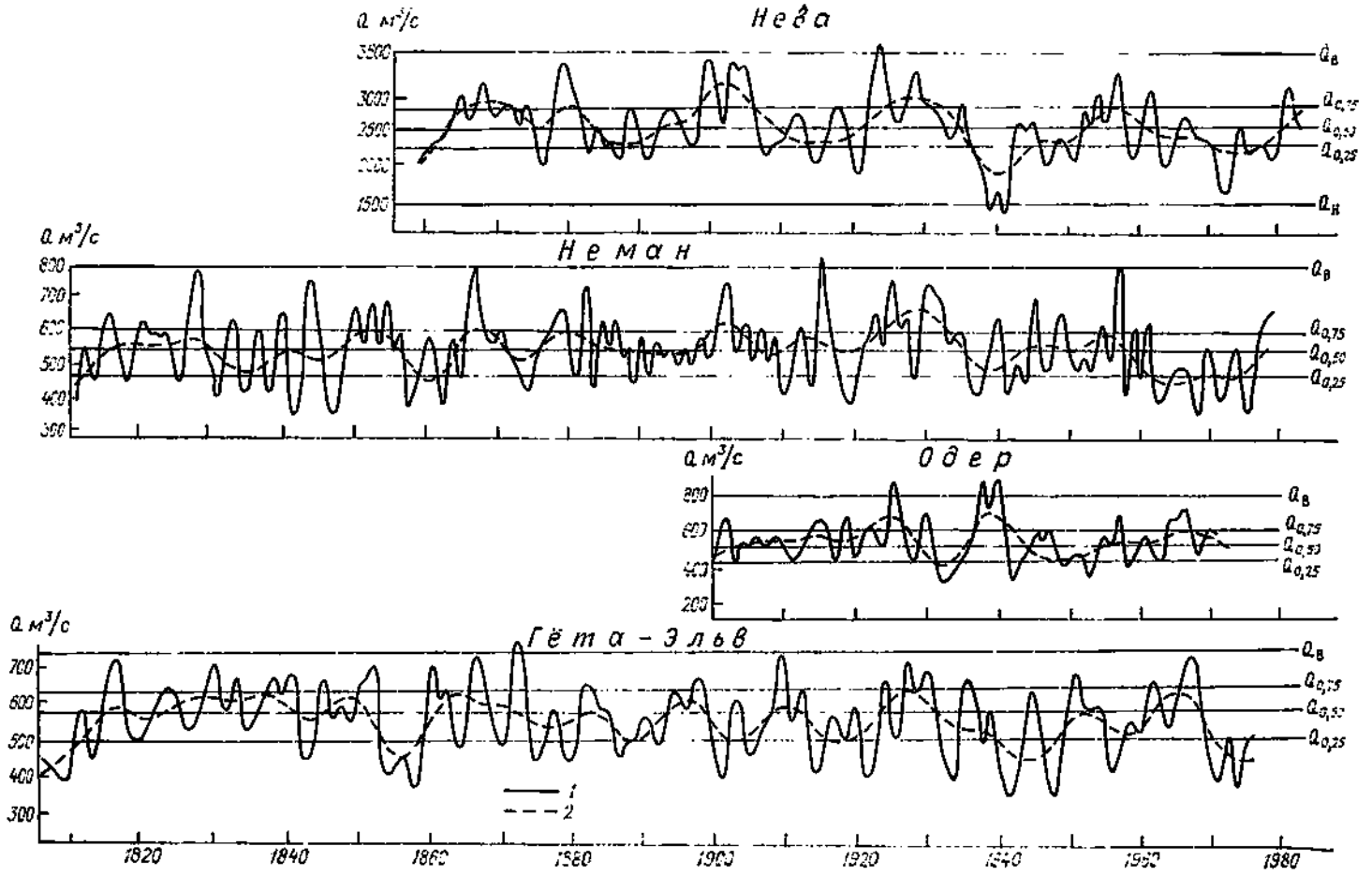


Рис. 3.7. Квантильная диаграмма средних годовых расходов рек, репрезентативных для четырех районов водосбора Балтийского моря.

1 — средние годовые значения, *2* — результаты фильтрации Баттерворта с частотой среза $\omega = 0{,}57$ рад/год.

формулам

$$Q_{в} = Q_{0,75} + 1{,}5\widetilde{Q},$$

$$Q_{н} = Q_{0,25} - 1{,}5\widetilde{Q}$$

(где интерквантильное расстояние $\widetilde{Q} = Q_{0,75} - Q_{0,25}$), считаются экстремально многоводными или маловодными.

Сведения о многоводных, маловодных и экстремальных годах, которые в стоке рек наблюдались как разрозненно, так и группировались в фазы или циклы продолжительностью от 2 до 5—6 лет приведены в табл. 3.4 и 3.5. Несмотря на индивидуальность набора лет в каждом районе, выделяются годы и группы лет, когда глобальные изменения в стоке рек охватывали весь водосбор Балтийского моря. Так, многоводным для всего водосбора был 1930 г., маловодным — 1942 г. Синхронные многоводные условия на большей части водосбора, охватывающей районы *I—III*, наблюдались в 1867, 1899, 1924, 1930 и 1962 гг., маловодные — в 1859, 1915, 1940 и 1973 гг. Район *IV* по особенностям межгодовой изменчивости стока наиболее обособлен.

Вид реализации средних годовых расходов рек показывает, что для общей водности характерны периоды однонаправленных изменений стока продолжительностью в несколько лет и даже десятилетий. Для предварительного выделения указанных периодов использовался фильтр Баттерворта

Таблица 3.4

Многоводные годы в стоке репрезентативных рек основных районов водосбора Балтийского моря

Скандинавский п-ов, Гета-Эльв. 1807—1975 гг. $815 > Q > 606$ м³/с	Северо-Восток, Нева. 1859—1985 гг. $3570 > Q > 2760$ м³/с	Прибалтика, Неман. 1812—1980 гг. $781 > Q > 598$ м³/с	Центральная Европа, Одер. 1900—1970 гг., $850 > Q > 602$ м³/с
1898—1899	1899—1901	1899	
		1902—1903	1902
	1903—1906	1905—1906	
1910			
1913			
			1914
		1916	1916
	1918		1919
	1923—1925	1924	1923
	1928—1930	1926—1928	1925—1926
1927—1931		1930—1933	1930
1936	1936		
			1937—1940
1945		1941	
		1946	1947
		1950	
1951			
	1955	1956	
	1958—1959	1958	1957
		1960	
1962	1962—1963	1962	
1965—1964			1964—1967
	1982—1985	1979—1980	

Экстремально многоводные годы

1924 (3670 м³/с)	1916 (799 м³/с)	1925 (865 м³/с)
		1938 (869 м³/с)
		1940 (894 м³/с)

Таблица 3.5

Маловодные годы в стоке репрезентативных рек основных районов водосбора Балтийского моря

Скандинавский п-ов, Гета-Эльв, 1807—1975 гг. 258<Q<467 м³/с	Северо-Восток, Нева. 1859—1985 гг. 1410<Q<2220 м³/с	Прибалтика, Неман. 1812—1980 гг. 293<Q<476 м³/с	Центральная Европа, Одер. 1900—1970 гг. 189<Q<437 м³/с
1901—1902			1900
1905—1906			1903
	1908		
		1911	1911
1915	1915—1916	1915	1917
1919	1920—1921	1919—1921	
1922—1923			
		1929	1928
1933—1934			1933—1934
	1937—1942	1938—1939	
1940—1943		1942—1943	1942
	1945		
1947—1949	1947—1948		1949—1953
	1952		
1956—1957	1960	1959	1958
		1961	1962—1963
	1964—1965	1964—1965	
1970—1971		1969	
1973	1972—1974	1971—1973	
	1976	1976	
	Экстремально маловодные годы		
—	1940 (1340 м³/с)	—	—
—	1942 (1290 м³/с)	—	—

с частотой среза $\omega = 0{,}57$ рад/год ($T = 5$—6 лет). Результаты фильтрации корректировались с учетом наличия многоводных, маловодных и экстремальных по водности лет. Периоды однонаправленных изменений стока репрезентативных рек районов водосбора с конца прошлого столетия до 1979—1989 гг. приведены в табл. 3.6.

Как видно из таблицы, продолжительность периодов однонаправленных изменений зависит от района: для Северо-Востока (*II*) она составляет в среднем 10—20 лет, для Прибалтики (*III*) 5—20 лет, для Скандинавского п-ва (*I*) уменьшается до 8—12 лет, а для Центральной Европы (*IV*) — до 5—10 лет.

Несмотря на индивидуальность каждого из выделенных районов, они характеризуются и общими периодами однонаправленных изменений стока. Так, реки Северо-Востока и Прибалтики имеют общие периоды уменьшения стока: 1903—1911, 1932—1939, 1959—1969 гг. — и периоды увеличения стока: 1943—1958 гг., 1977 г. — настоящее время. Наличие общих периодов однонаправленных изменений стока рек районов *II* и *III* объясняется преобладающим влиянием на эти районы западной формы атмосферной фиркуляции. Для Центральной Европы и Скандинавского п-ова общим периодом увеличения стока является период 1950—1970 гг., когда указанные районы находились под

Таблица 3.6

Периоды однонаправленных изменений в стоке репрезентативных рек основных районов водосбора Балтийского моря в период с 1900 г.

Номер района	Река	Период уменьшения стока	Период отсутствия однонаправленных изменений стока	Период увеличения стока
I	Гета-Эльв			1902—1910
		1911—1919		1920—1927
		1928—1942	1943—1945	1946—1951
		1952—1956		1957—1967
		1968—1975		
II	Нева	1900—1914		1915—1924
		1925—1942		1943—1958
		1959—1973		1974—настоящее время
III	Неман	1903—1911		1912—1916
		1917—1921		1922—1926
		1927—1929		1930—1931
		1932—1939		1940—1958
		1959—1969	1970—1976	1977—настоящее время
IV	Висла			1903—1915
		1916—1920		1921—1925
		1926—1938	1929—1938	1939—1940
		1941—1942		1943—1970
IV	Одер			1903—1915
			1916—1922	1923—1925
		1926—1933		1934—1938
		1940—1942		1943—1970

преобладающим влиянием восточной формы атмосферной циркуляции.

Для большей части водосбора, включающей районы *II*—*IV*, в начале 20-х годов наблюдался резкий подъем стока. Несмотря на наличие общих черт для всего водосбора, различия, обусловленные индивидуальными особенностями в формировании долгопериодной изменчивости, могут проявляться даже внутри одного района.

Вид отдельных реализаций средних годовых расходов показывает, что некоторые реки по особенностям долгопериодной изменчивости являются переходными, т. е. обладают чертами, присущими рекам различных районов. Так, Нарва имеет черты, присущие как рекам Северо-Востока, так и рекам Прибалтики.

Анализ реализации средних годовых расходов Невы (рис. 3.8) показывает, что на отрезках времени с 1891 по 1914 г., с 1915 по 1941 г. и с 1942 по 1972 г. периоды однонаправленных изменений (увеличений и уменьшений) общей водности реки повторялись с теми или иными отличиями. Аналогичные черты присущи реализациям средних годовых расходов других рек Северо-Востока и При-

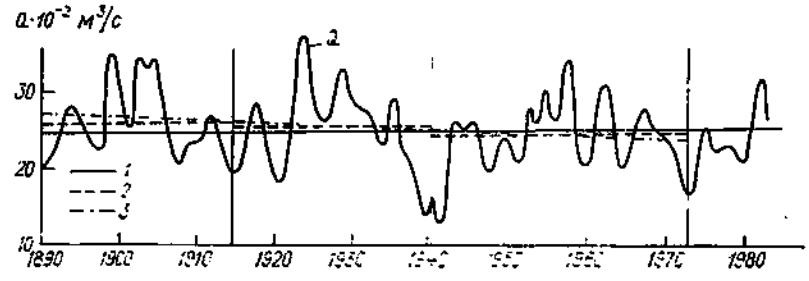


Рис. 3.8. Результаты квантильного анализа средних годовых расходов Невы (Q) за периоды 1891—1914, 1915—1941, 1942—1972 гг.

1 — медиана ($Q_{0,50}$) за весь период наблюдений, *2* — медиана на каждом отрезке времени, *3* — результаты фильтрации Баттерворта с частотой среза $\omega = 0{,}1$ рад/год.

балтики (Вуокса, Кимийоки, Нарва, Даугава, Неман).

Квантильный анализ данных о стоке Невы в указанные периоды позволяет установить наличие незначительного уменьшения общей водности с начала века (табл. 3.7). Так, медиана Q_{50} в пе-

Таблица 3.7

Результаты квантильного анализа средних годовых расходов (м³/с) в периоды с повторяющимися особенностями межгодовой изменчивости

Период	Квантиль			Размах $\widetilde{Q}$	Доверительный интервал		
	$Q_{0,25}$	$Q_{0,50}$	$Q_{0,75}$		$\sigma = 0{,}74Q_{0,50}$	$\sigma Q_{0,50}/\sqrt{n}$	$\pm 2\sigma Q_{0,50}$
1891—1914	2300	2595	2980	680	503	103	206
1915—1941	2145	2540	2785	640	474	91	182
1942—1972	2215	2420	2645	430	318	57	114
1859—1977	2220	2460	2760	540	400	36	72

риод с 1891 по 1914 г. на 55 м³/с превышает медиану в период с 1915 по 1941 г. и на 175 м³/с в период 1942—1972 гг. Медиана на отрезке времени с 1891 по 1914 г. превышает медиану ряда, рассчитанную за весь период наблюдений, на 135 м³/с, а на отрезке 1915—1941 гг. — только на 80 м³/с. Медиана на отрезке времени с 1942 по 1972 г. меньше медианы за весь период наблюдений на 40 м³/с. Аналогичное уменьшение общей водности наблюдалось и в стоке Нарвы, Даугавы, Немана. Этот вывод согласуется с результатами, полученными с помощью фильтрации Баттерворта с частотой среза $\omega = 0{,}1$ рад/год (см. рис. 3.8). Аналогичные черты в долгопериодной изменчивости наблюдались и в западной форме атмосферной циркуляции, воздействующей на районы Северо-Востока и Прибалтики.

3.2. Водообмен между Балтийским и Северным морями

3.2.1. Общие сведения о водообмене

Длинные и узкие Датские проливы (Большой и Малый Бельты, Фемарн-Бельт и Зунд) обеспечивают изолированность Балтийского моря от открытого океана (рис. 3.9). Глубина порогов, отделяющих море от проливов, незначительна (в среднем — от 7 до 18 м), и динамика вод в проливах определяется в большей степени атмосферной циркуляцией.

Согласно взглядам Т. Якобсена [80, 114], Хела [69], Виртки [119], И. М. Соскина [47] и многих других авторов, механизм водообмена в Датских проливах представляется следующим образом.

В районе Датских проливов и Каттегата существует двухслойная система течений: в верхнем, более распресненном слое, потоки следуют в сторону Северного моря, образуя выходное течение, а в нижних слоях течение имеет обратное направление, т. е. в Балтийское море (входное течение), с которым перемещаются соленые каттегатские воды. Такая система течений считается нормальной для данного района и наблюдается при малых скоростях ветра, причем наиболее часто она возни-

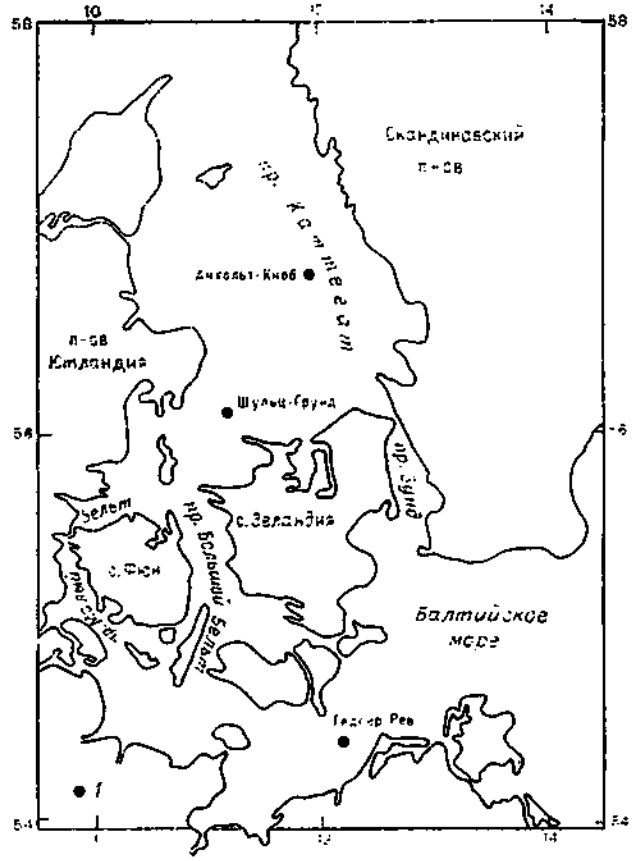


Рис. 3.9. Схема района Датских проливов.
1 — плавмаяки.

кает при значительном речном стоке и атмосферных процессах, характеризующихся областью высокого давления над Центральной Европой или другими погодными условиями, определяющими как восточные, так и западные ветры скоростью до 5 м/с [48]. При этой структуре расходы верхнего потока преобладают над расходами нижнего потока [87]. При наличии антициклона над Центральной Европой, скорости ветра менее 8 м/с и увеличенном речном стоке скорость течения на поверхности в 20 раз превышает придонные скорости.

При прохождении циклонов с Северной Атлантики на восток и северо-восток, сопровождающихся сильными западными ветрами, система течений в проливах перестраивается, и во всех слоях отмечаются входные потоки. При штормах в таких случаях в Балтийское море поступает огромное количество соленых вод. Так, по данным Виртки [119], в ноябре—декабре 1951 г. при большом затоке через проливы прошло около 200 км³ каттегатских вод, что составляет 40 % годовой нормы. При сильных восточных ветрах, по мнению отмеченных авторов, во всей толще воды может иметь место вынос вод из Балтийского моря.

Косвенные доказательства однослойности течений, приведенные в работах [52, 53], подтвердились данными прямых измерений в рамках «Бельт-Проекта» [55]. Наблюдения, выполненные в проливах в 1974 и 1975 гг., показали, что однослойность течений отмечается не менее чем в 80 % случаев.

Движение вод в Датских проливах можно рассматривать как перемещение гидрологических фронтов [47]. Если гидрологический фронт между Каттегатскими и балтийскими водами располага-

ется на северной границе Датских проливов, то в проливах наблюдается двухслойная структура течений. Если фронт находится на западной границе Балтийского моря, в восточной части Бельтских проливов, то здесь господствуют входные потоки. При сильных выходных течениях фронт перемещается в среднюю часть Каттегата.

По данным плавмаяков выходные потоки на поверхности составляют 62 %, а входные — 38 %. По результатам электроаналогового моделирования интегральной ветровой циркуляции при различных направлениях и скоростях ветра (более 5 м/с) доля входных течений увеличивается до 59 %, а выходные составляют 41 % [21]; при слабых ветрах резко возрастает роль выходных потоков.

Особенности динамики вод в проливной зоне более подробно описаны в ч. 5.

Сложная система течений в Датских проливах, а следовательно, и водообмен между Балтийским и Северным морями формируются под влиянием целого ряда факторов. Один из основных факторов — взаимодействие водной поверхности с атмосферными процессами, развивающимися над акваторией проливов. Локальное воздействие ветра на водную поверхность в зоне проливов способствует развитию дрейфовых течений и соответственно дрейфовому компоненту водообмена.

Крупномасштабные изменения атмосферных процессов, развивающихся, с одной стороны, над Балтийским морем и прилегающей к нему территорией Европейского континента, а с другой — над Северным морем и прилегающей к нему частью Атлантического океана, приводят к статистическим изменениям соотношения уровня между Балтийским и Северным морями. Потоки воды, возникающие в этом случае в проливах, также составляют один из компонентов водообмена.

С выносом вод, поступающих в Балтийское море со стоком рек, связан третий компонент водообмена. За счет объема пресных вод формируется постоянный поток (различной интенсивности), направленный из Балтийского моря в Северное.

Компенсационное плотностное противотечение с небольшими по абсолютному значению скоростями потока составляет четвертый компонент водообмена.

Реальные течения в проливах слагаются из перечисленных компонентов, формирующих единую систему водообмена, изменчивость которого определяется изменчивостью его составляющих.

Гидрологический режим Балтийского моря в значительной степени определяется водообменом через Датские проливы. Наиболее ясно это видно из оценки составляющих водного баланса моря:

$$Q_{\Sigma р} + P + Q_{пр} = Q_{от} + E,$$

где $Q_{\Sigma р}$ — суммарный сток рек, P — количество осадков, $Q_{пр}$ и $Q_{от}$ — соответственно приток воды в море и отток воды из моря через Датские проливы, E — испарение.

По данным авторов [47, 115], на долю водообмена через Датские проливы в водном балансе моря приходится от 60 до 75 %. Последние исследования [116] подтверждают этот вывод: водообмен с Северным морем вносит наибольший вклад в водный баланс Балтийского моря по сравнению с другими его компонентами.

Североморские воды соленостью около 30 ‰ трансформируются в Каттегате и Датских проливах и через пороги Дарсер и Дрогден поступают в предпроливную зону Балтийского моря соленостью уже 15—25 ‰, и гидрологический режим моря и проливов в большой степени зависит от адвекции соленых вод. Исследованию влияния водообмена на формирование режима Балтийского моря и исследованию его особенностей посвящено большое число работ.

3.2.2. История исследований

Подробное описание исследований, посвященных анализу особенностей водообмена между Балтийским и Северным морями, а также различным методам его расчета, начиная с Кнудсена [83], который первым описал адвективный перенос воды и солей при двухслойном движении вод в проливах и привел приближенные оценки водообмена, дано в работе Т. Якобсена [79]. Поэтому в настоящей работе основное внимание уделено исследованиям, позволяющим оценить разномасштабную временну́ю изменчивость водообмена.

В зависимости от методов расчета водообмена они могут быть объединены в несколько групп. К группе косвенных методов относятся расчеты, где используются составляющие водного баланса моря, и где водообмен рассчитывается как разность между пресным стоком и изменением объема моря. Подобными исследованиями занимались Виттинг [117], Д. Л. Соколовский [106], Брогмус [57]. В 1971 г. в Гдыне состоялось первое совещание экспертов по водному балансу Балтийского моря, и в дальнейшем проводились организованные работы по определению отдельных его составляющих. Основные результаты исследований были опубликованы Т. Якобсеном в следующих работах [76, 77, 79, 116].

Кроме того, для выявления закономерностей водообмена некоторые авторы [32, 47, 74, 75] использовали дополнительно данные немногочисленных измерений течений по вертикали длительностью 2—3 недели, данные наблюдений на плавмаяках (поверхностные течения) совместно с данными о приращениях объемов моря.

На основе инструментальных двухмесячных измерений течений в проливах И. Якобсен [74] вывел эмпирические зависимости между водообменом и скоростью течений у п/м Дрогден и рассчитал годовой ход водообмена за 1910—1916 гг., полагая, что течения у п/м Дрогден показательны для всех проливов. Однако, учитывая противоположную направленность течений в проливах, их репрезентативность может быть поставлена под сомнение, что подтверждает работа Виртки [119], в которой показано, что течения на п/м Дрогден нерепрезентативны для пролива Большой Бельт. В этом исследовании водообмен через Бельты ($Q_Б$) принимался пропорциональным скорости поверхностного течения у п/м Хальсков-Рев: $Q_Б = KV_x$, где при вычислении коэффициента K учитывались изменения объемов и пресный баланс Балтийского моря.

Учитывая большую изменчивость предложенного Виртки коэффициента, И. М. Сокин [47, 48] предложил рассчитывать водообмен, используя данные о его составляющих (отток и приток воды), вычисленных по изменению объема вод моря. В ре-

зультате расчета средних годовых значений водообмена за 1898—1944 г. были получены составляющие водообмена, осредненные за этот период: отток из Балтийского моря — 1659,9 км³/год, приток — 1187,4 км³/год, суммарный водообмен — 472,5 км³/год. При этом использовались зависимости расходов воды в Датских проливах для входных и выходных течений от средней скорости течений на поверхности у п/м Хальсков-Рев и Лаппегрунд.

В исследовании Борро [56] выполнены расчеты водообмена для проливов Зунд, Большой и Малый Бельты и сделана попытка выявить влияние метеорологических факторов на водообмен.

Использование различных периодов наблюдений и методов расчета определило различие в средних многолетних значениях водообмена, полученных разными авторами [47]:

Автор	И. Якобсен	Виттинг	Виртки
Период наблюдений	1898—1912	1898—1912	1926—1930
Водообмен, км³/год	478,0	439,6	545,0; 471,4

вах от ветровых переносов определенных направлений, а короткопериодных колебаний водообмена (2—5 сут) — от изменчивости поля атмосферного давления над западной и центральной Балтикой. К сожалению, автор рассматривал только короткопериодную изменчивость водообмена.

В работе Астока [52] проанализирована уже годовая серия средних суточных наблюдений над течениями на поверхности у п/м Дрогден, Гедсер-Рев, Хальсков-Рев и Каттегат. Крупнейшей работой по исследованию механизма обмена вод между Балтийским и Северным морями является «Бельт—Проект» [55]. В этой работе Т. Якобсеном обобщены результаты анализа материалов наблюдений, проводившихся в проливах на десяти буйковых станциях в период с августа 1974 г. по июль 1976 г. Там же приводятся несколько вариантов годового хода водообмена, вид которых обусловлен различными методами расчета и длиной реализации.

Суммарный водообмен Q_Σ определялся Виттингом [117], Виртки [119] и И. Якобсеном [75] за периоды 1898—1912 и 1926—1935 гг., в расчетах использовались составляющие водного баланса, а в ряде случаев и скорости течений на п/м Дрогден.

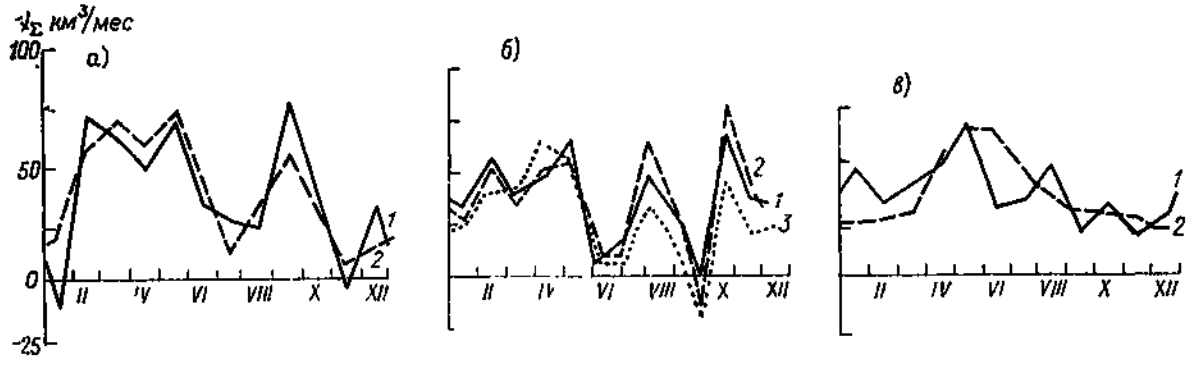


Рис. 3.10. Годовой ход суммарного водообмена по данным различных авторов и за разные периоды времени [79].

а — 1898—1912 гг.: *1* — И. Якобсен [75], *2* — Виттинг [117]; *б* — 1926—1935 гг.: *1*, *2* — Виртки [20], *3* — И. Якобсен [75]; *в* — 1931—1960 гг., Т. Якобсен [79]: *1* — суммарный водообмен, *2* — пресный сток.

Погрешности расчетов водообмена могут возникать по следующим причинам:

— из-за неточности вычисления составляющих пресного баланса, трудности определения испарения и осадков на открытой акватории моря и асинхронности поступления стока различных рек в проливную зону;

— из-за недостаточной степени взаимосвязи между течениями на поверхности и глубине в проливах (в районе плавмаяков), а также между течениями в проливах и колебаниями уровня Балтийского моря.

В связи с перечисленными трудностями использования косвенных методов для расчета водообмена некоторые исследователи пытались решить проблему определения водообмена между Балтийским и Северным морями, используя только данные измерений течений в проливах.

Анализ достаточно длительных рядов наблюдений за течениями (1,5—2,0 мес) в 1964 г. в проливе Фемарн-Бельт и в 1970—1971 гг. в Большом Бельте выполнен в работах [84, 98]. Ланге [87], использовав данные 15-суточных измерений течений в Фемарн-Бельте и у п/м Гедсер-Рев, выявил зависимость образования двухслойного течения в проли-

Как видно из рис. 3.10, во внутригодовой изменчивости водообмена годовой ход выражен слабо: так, в ранний период имеет место три максимума и два минимума Q_Σ, а во втором периоде число максимумов увеличивается до четырех, и время наступления их различно (сдвиг фазы 1—2 мес). Более четко годовой ход выражен во внутригодовой изменчивости суммарного водообмена, вычисленного Т. Якобсеном [79] за период 1931—1960 гг., и основные его элементы согласуются с ходом пресного стока. Наибольшее значение Q_Σ совпадает с периодом весеннего половодья, а второй летний максимум — с меженью. Из общей закономерности выпадает январский максимум, тем более, что в предыдущих расчетах в этот месяц имели место небольшие значения Q_Σ.

Необходимо отметить, что во всех приведенных расчетах отсутствуют дисперсии годового хода водообмена, что не позволяет оценить устойчивость (меру разброса) полученных средних месячных значений суммарного водообмена.

Для построения исторического ряда водообмена за 1898—1967 гг. Т. Якобсен использовал результаты расчетов средних годовых значений Q_Σ различных авторов [48, 74, 117, 119] и собственные

вычисления суточных значений Q_Σ за 1975—1976 гг. и средних годовых — за 1921—1925 и 1931—1967 гг. (рис. 3.11). Различия между значениями потоков, вычисленными разными авторами, в ряде случаев достаточно велики. Так, по данным И. М. Соскина [48], в начале 40-х годов имели место минимальные значения суммарного водообмена, что говорит о значительном притоке соленых вод в Балтийское

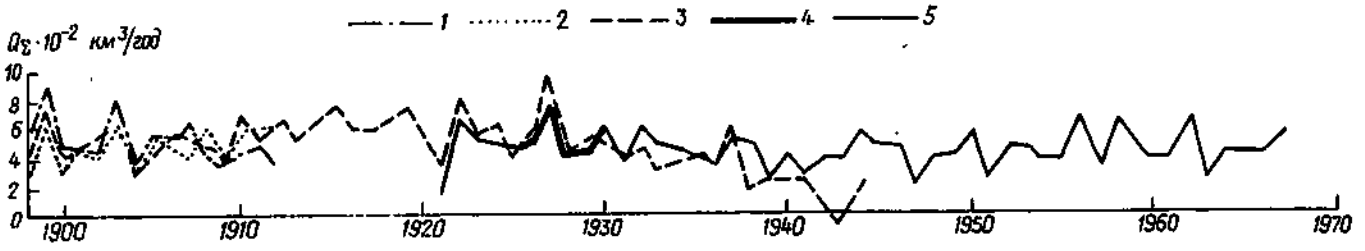


Рис. 3.11. Годовые значения водообмена через Датские проливы, рассчитанные различными авторами.
1 — Виттинг [117], *2* — И. Якобсен [75], *3* — И. М. Соскин [47], *4* — Виртки [120], *5* — Т. Якобсен [79].

море, а по расчетам Т. Якобсена в этот период наблюдалось увеличение Q_Σ, а значит — уменьшение притока вод.

Что касается исследований водообмена с помощью моделирования, то достаточно полный их обзор дан в работах Свансона и Т. Якобсена [78, 79, 109]. Данные, полученные в результате проведения «Бельт—Проекта», были использованы учеными Датского гидрографического института [99—101]. Можно отметить еще работу Свансона [111] по моделированию потоков в проливе для периода 5 сут, результаты которой хорошо согласуются с наблюдениями над течениями; баротропную модель Стигебрандта [108], а также предложенную Мюллером-Наваррой [94] модель бароклинной циркуляции в Датских проливах и Каттегате с оценкой влияния слабого северного ветра. Однако перечисленные модели не дают возможности получить длинные исторические ряды водообмена и его составляющих, необходимые для анализа внутригодовой и межгодовой изменчивости.

Таким образом, при подготовке настоящего научно-монографического справочника возникла необходимость получения продолжительных временны́х рядов водообмена между Балтийским и Северным морями, а также рядов входных и выходных потоков, рассчитанных по единой методике, и дальнейшей их статистической обработке в различных диапазонах временно́й изменчивости.

3.2.3. Информационная база данных и методика исследований

Для анализа изменчивости суммарного водообмена между Балтийским и Северным морями и его составляющих в диапазонах годовой, межгодовой и долгопериодной изменчивости были использованы ряды средних месячных и средних годовых данных за период 1893—1976 гг. Расчет водообмена проводился по методике, предложенной В. М. Альтшулером [2]. Исходными материалами для расчета водообмена через Датские проливы послужили результаты исследований Т. Якобсена [144], выполненные по материалам «Бельт—Проекта», и данные международных работ по водному балансу Балтийского моря [116].

Анализ репрезентативности створов в различных проливах показал [1], что створ, расположенный в северной части Большого Бельта, создает неравнозначные условия для входных и выходных потоков: так, для выходных потоков обеспечена наибольшая надежность измерений расходов, а при входных течениях часть вод пересекает створ, а затем возвращается обратно, что обусловливает меньшую надежность измерений расходов в расчетном створе. В Малом Бельте входные потоки, регистрируемые в расчетном створе, завышены по отношению к объему вод, проходящих через лимитирующее поперечное сечение в районе Миддельфарт. При расчете составляющих водообмена эти несоответствия были исправлены путем введения систематической поправки. Входные и выходные потоки вычислялись по расчетным створам в проливах в зависимости от уклона уровня между Каттегатом и Датскими проливами.

Анализ этих связей для различных вариантов уклона уровня выявил, что входные и выходные потоки в Большом и Малом Бельтах наиболее тесно связаны с разницей уровней в пунктах Корсёр и Фредериксхавн (коэффициент корреляции 0,96), а в проливе Зунд — с уклонами уровня между пунктами Копенгаген и Фредериксхавн.

По найденным зависимостям были рассчитаны средние месячные и средние годовые значения входных, выходных потоков и суммарного водообмена между Балтийским и Северным морями за период 1893—1976 гг.

3.2.4. Годовой ход

Для исследования вероятностных характеристик в диапазоне внутригодовой изменчивости (годовой ход) были проанализированы средние месячные значения водообмена и его составляющих.

Из отрезков произвольно выбранных реализаций (рис. 3.12) видна годовая ритмика этих процессов. Суммарный водообмен Q_Σ характеризуется максимумами в весенние месяцы; в этот же период в большинстве случаев наблюдаются наибольший отток воды из Балтийского моря $Q_{от}$, что, очевидно, связано с максимумом расходов рек в период весеннего половодья. Наоборот, наибольший приток воды в море $Q_{пр}$ в большинстве случаев имеет место осенью и зимой и обусловлен развитием атмосферных процессов над морем и проливной зоной, способствующих поступлению вод в Балтику. Из

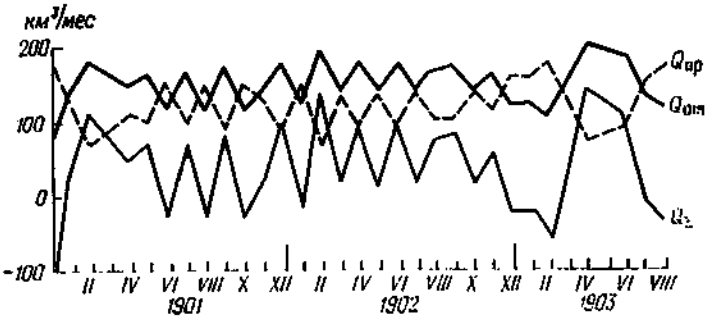


Рис. 3.12. Реализации средних месячных значений водообмена Q_{Σ} и его составляющих: притока воды в море $Q_{пр}$ и оттока воды из моря $Q_{от}$.

рис. 3.12 также видно, что интенсивность водообмена изменяется от года к году, т. е. происходит межгодовая модуляция внутригодовой изменчивости этого процесса.

Временная структура водообмена была выявлена на основе предварительного расчета оценок

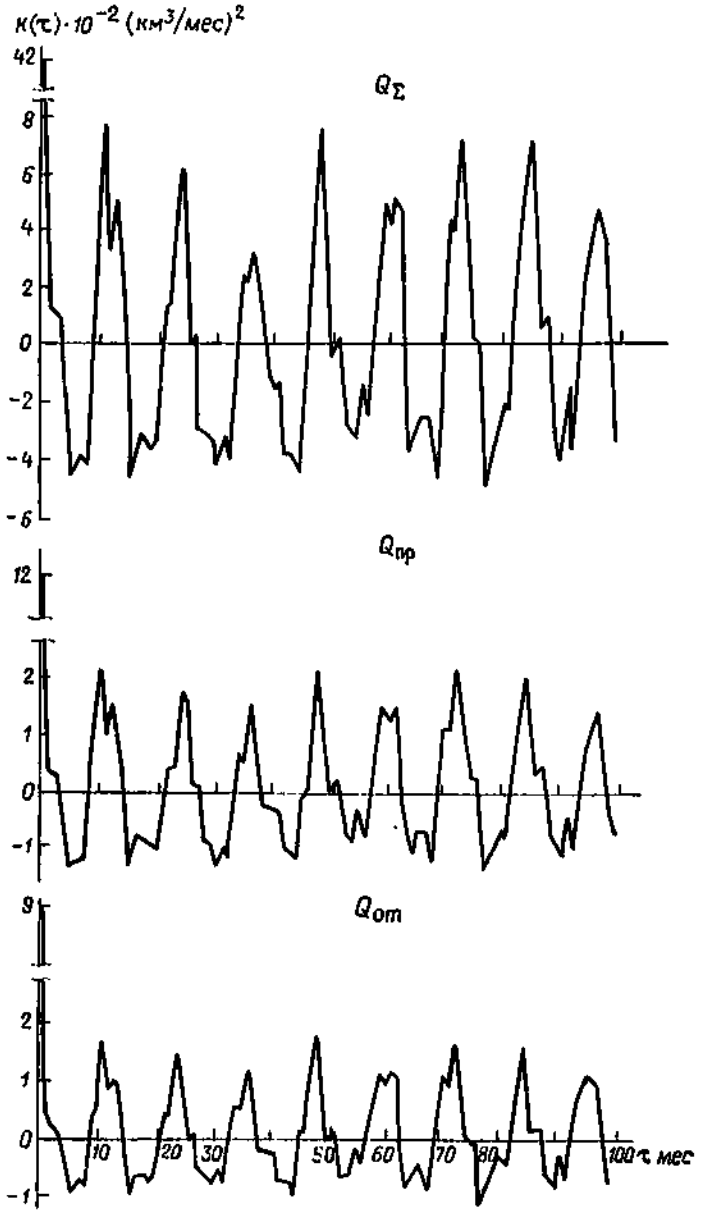


Рис. 3.13. Оценки корреляционных функций средних месячных значений водообмена Q_{Σ} и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$.

корреляционной функции и спектральной плотности в стационарном приближении.

Как видно из рис. 3.13, корреляционные функции $K(\tau)$ водообмена и его составляющих имеют незатухающий «хвост», который обусловлен выборочной изменчивостью и имеет вид «биений». Обработка рядов водообмена показала также, что корелограммам свойственны незатухающие ритмические колебания с годовым периодом.

Оценки частотных спектров $S(\omega)$ рядов средних месячных значений водообмена показывают различный вклад дисперсии межгодовой изменчивости и годового хода в общую дисперсию процесса. Из рис. 3.14 видно, что в диапазоне частот, соответ-

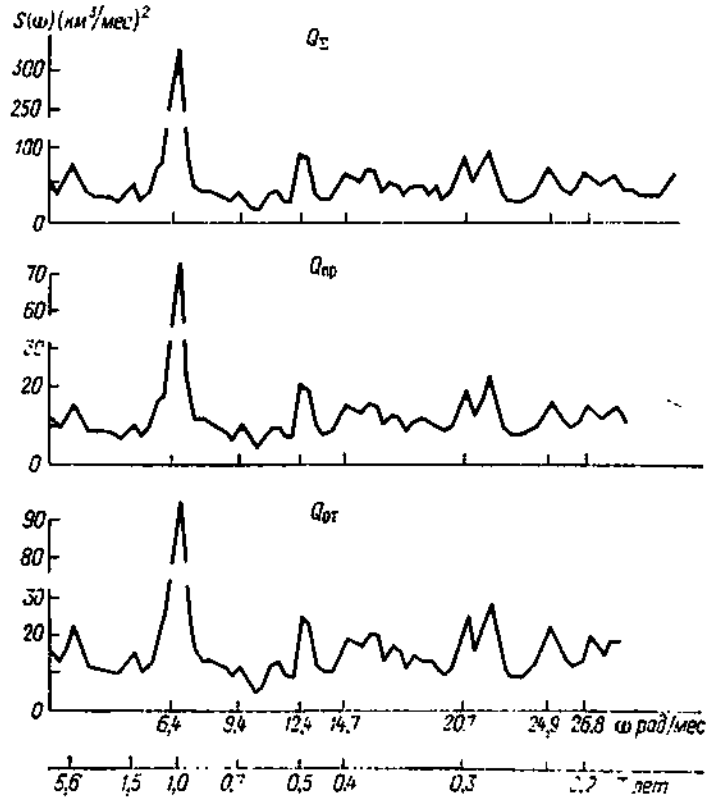


Рис. 3.14. Оценки спектральной плотности средних месячных значений водообмена Q_{Σ} и его составляющих $Q_{от}$ и $Q_{пр}$.

ствующих внутригодовой изменчивости, четко выделяется годовой период (максимум 12 мес) и пики на обертонах меньшей интенсивности (6, 4 и 3 мес). Высокочастотная часть спектров близка к белому шуму. В диапазоне частот, соответствующих межгодовой изменчивости, на спектрах водообмена нет резко выраженных локализованных пиков высокой интенсивности, имеет место набор небольших размытых пиков с периодами 2—3 года и 5—7 лет.

Вид оценок корреляционных функций и спектральной плотности, рассчитанных по реализациям средних месячных значений, позволяют отнести водообмен (при наличии годовой ритмики) к периодически нестационарным случайным процессам и при расчете количественных оценок параметров годовой ритмики перейти к методам теории периодически коррелированных случайных процессов ПКСП [17, 18].

Вероятностная структура анализируемых процессов, согласно методам теории ПКСП, описывается следующими вероятностными характеристи-

ками: оценкой математического ожидания $m(t)$, оценкой дисперсии $D(t)$ и оценкой корреляционной функции $K(t, \tau)$ с интервалом дискретности $\tau = 1$ мес.

Для расчета вероятностных характеристик из исходных последовательностей средних месячных значений составлялись ряды, отстоящие друг от друга на период коррелированности 1 год.

Оценки математического ожидания водообмена между Балтийским и Северным морями и его составляющих имеют вид сложной кривой с характерными элементами годового хода, отмеченными при анализе реализаций. Наибольшие оценки $m(t)$ суммарного водообмена Q_Σ и оттока воды из Балтийского моря $Q_{от}$ приходятся на весенние месяцы (максимум в мае) и совпадают с периодами весеннего половодья (рис. 3.15). Минимальные оценки

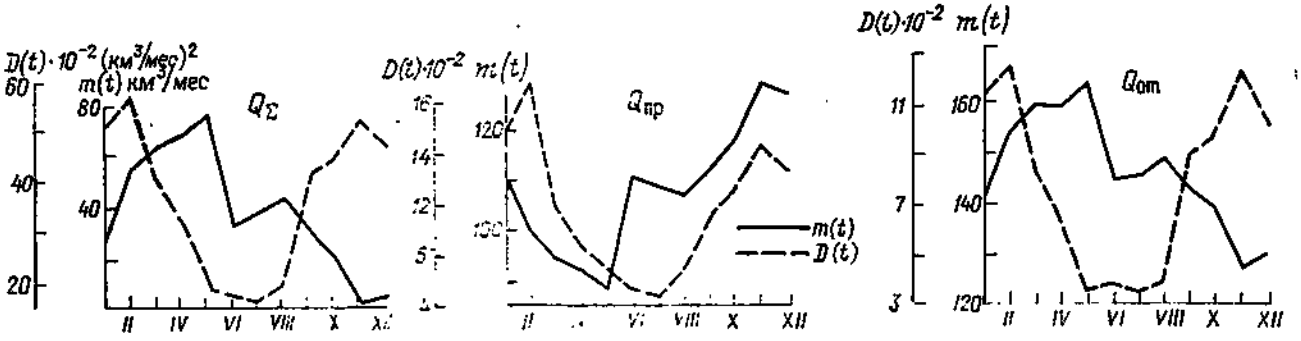


Рис. 3.15. Оценки математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$ средних месячных значений водообмена Q_Σ и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$. 1893—1976 гг.

математического ожидания Q_Σ и $Q_{от}$ наблюдаются в конце осени и начале зимы и по времени совпадают с минимумом речного стока. Общие черты годового хода $m(t)$ оттока воды из Балтийского моря, суммарного водообмена и речного стока позволяют сделать предположение о значительном влиянии особенностей годового хода речного стока на формирование внутригодовой изменчивости Q_Σ и $Q_{от}$.

Наибольшие оценки $m(t)$ притока воды в Балтийское море наблюдаются в осенне-зимний период (максимум в ноябре) и в отличие от двух других компонент водообмена связаны с преобладанием в этот период ветров западных и юго-западных направлений, вызывающих поступление воды в Балтику (см. рис. 3.15).

Оценки дисперсии водообмена также являются периодической функцией, однако когерентность $m(t)$ и $D(t)$ имеет место только для притока воды в море (см. рис. 3.15). Для годового хода дисперсии всех составляющих водообмена характерны минимальные значения в летний период и максимальные в осенне-зимний. Следовательно, наиболее устойчивы оценки $m(t)$ в весенне-летний период, а наибольший разброс отмечается осенью и зимой. Одинаковый для всех составляющих водообмена вид годового хода дисперсии предполагает влияние на его изменчивость какого-то одного фактора, и можно предположить, что таким фактором является атмосферная циркуляция, для которой характерны наибольшая активность и изменчивость над Балтийским морем в осенне-зимний период.

Сопоставление годового хода оценок $m(t)$ суммарного водообмена с внутригодовой изменчивостью, полученной различными авторами (см. рис. 3.10), показало наиболее хорошее согласование с расчетами Т. Якобсена, исключением является третий максимум Q_Σ в январе, который не подтвердился нашими расчетами и трудно объяснim с точки зрения природы процесса.

В табл. 3.8 приведены средние месячные оценки вероятностных характеристик суммарного водообмена и его составляющих.

При выявлении закономерностей сезонного хода с целью исключения аддитивной составляющей межгодовой изменчивости проводится операция центрирования исходных средних месячных данных на последовательность средних годовых значений, что позволяет получить несмещенные оценки $m(t)$, $D(t)$, $K(t, \tau)$ [18, 45]. Корреляционный и спектральный анализы рядов водообмена показали незначительный вклад низкочастотных составляющих в общую дисперсию процессов, что говорит о практическом отсутствии аддитивной составляющей изменчивости (трендов).

Этот вывод подтвердили результаты сопоставления годового хода оценок математического ожидания и дисперсии, рассчитанных по средним месячным и центрированным значениям Q_Σ, $Q_{пр}$, $Q_{от}$. Анализ рис. 3.16 и 3.17 показал сохранение формы кривой годового хода Q_Σ, $Q_{пр}$, $Q_{от}$, различие оценок $m(t)$ практически на постоянное значение и полное совпадение значений дисперсии для всех сезонов за исключением зимнего. Результаты анализа позволяют сделать вывод о необязательном проведении операции центрирования для рядов гидрометеорологических процессов, в которых так же, как и в водообмене, отсутствуют тренды.

Временные ряды водообмена и его составляющих эквидистантны, поэтому их сезонный ход был охарактеризован с помощью методов ПКСП. Учитывая, что водообмен рассматривается как режимообразующий фактор и одной из задач при создании справочника являлась оценка его влияния на разномасштабную изменчивость элементов режима моря, необходимо обратить внимание на согласованность результатов обработки данных. На прибрежных станциях, как правило, временные ряды исходных данных эквидистантны, но в открытом море и его заливах ряды не эквидистантны, и их сезонный ход характеризуется на основе квантильного анализа [31].

Для удобства дальнейшего совместного анализа внутригодовая изменчивость водообмена и его составляющих кроме моментных оценок представлена

Таблица 3.8

Статистические характеристики годового хода водообмена и его составляющих (км³/мес)

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Приток $Q_{пр}$												
$m(t)$	114	101	94	92	88	111	110	107	113	118	129	128
$\sigma(t)$	39	41	35	31	23	22	21	24	34	35	38	36
$D(t)$	1514	1687	1212	944	538	474	444	572	1164	1258	1421	1332
$x_{макс}$	180	191	170	153	143	167	155	164	184	212	211	221
$x_{мин}$	33	6	0	4	43	57	58	53	48	28	2	28
$x_{0,25}$	89	68	76	71	74	94	96	94	87	91	104	108
$x_{0,50}$	120	106	96	92	89	112	108	104	112	120	128	125
$x_{0,75}$	140	132	117	114	104	124	124	124	140	144	158	156
T	117	103	96	92	89	110	109	106	113	119	129	128
A	—0,492	—0,115	—0,330	—0,504	0,077	—0,055	0,037	—0,132	0,109	—0,033	—0,296	—0,057
Э	—0,343	—0,745	—0,061	0,183	—0,493	—0,266	—0,228	—0,213	—1,02	—0,370	0,365	—0,062
Отток $Q_{от}$												
$m(t)$	143	155	160	161	165	145	146	149	143	140	129	131
$\sigma(t)$	34	36	29	25	19	20	19	20	30	31	35	32
$D(t)$	1140	1258	848	641	359	390	365	409	913	983	1225	1032
$x_{макс}$	217	230	249	229	205	191	190	198	198	213	231	213
$x_{мин}$	82	70	92	108	118	84	99	98	75	42	36	70
$x_{0,25}$	120	128	142	143	152	135	133	136	120	118	104	107
$x_{0,50}$	138	154	160	160	164	146	148	152	146	140	132	134
$x_{0,75}$	164	184	176	176	176	162	159	160	166	164	152	148
T	140	155	160	160	164	140	147	150	144	140	130	131
A	0,343	—0,067	0,296	0,405	—0,100	—0,319	—0,218	0,053	—0,280	—0,231	—0,172	—0,024
Э	—0,481	—0,706	0,266	0,035	—0,405	0,325	—0,254	0,025	—0,847	—0,024	0,246	—0,355
Суммарный водообмен Q_{Σ}												
$m(t)$	28	54	66	69	76	34	36	42	30	21	0	3
$\sigma(t)$	71	76	64	56	42	41	40	44	64	66	72	68
$D(t)$	5103	5773	4073	3194	1755	1701	1558	1938	4130	4390	5260	4697
$x_{макс}$	195	224	249	225	167	121	132	144	141	185	229	185
$x_{мин}$	—88	—121	—78	—45	—25	—72	—48	—66	—107	—170	—167	—149
$x_{0,25}$	—20	—4	24	31	49	12	6	13	—19	—26	—54	—49
$x_{0,50}$	19	50	64	68	75	34	39	48	34	18	6	9
$x_{0,75}$	76	115	100	102	102	68	62	66	79	72	48	40
T	24	53	63	67	75	37	36	44	32	20	1	2
A	0,385	0,005	0,319	0,478	—0,108	—0,052	—0,024	0,085	—0,180	—0,074	0,053	0,03
Э	—0,426	—0,723	0,072	0,083	—0,433	—0,236	—0,319	—0,104	—0,977	—0,206	0,207	—0,248

Примечание. Здесь и в табл. 3.9, 3.12 $m(t)$, $D(t)$ — оценки математического ожидания и дисперсии; $\sigma(t)$ — среднее квадратическое отклонение; $x_{макс}$, $x_{мин}$ — максимальные и минимальные значения; $x_{0,25}$, $x_{0,50}$ $x_{0,75}$ — медианы первой половины ряда, центрального члена ранжированного ряда, второй половины ряда соответственно; T — трехсреднее; A — асимметрия; Э — эксцесс.

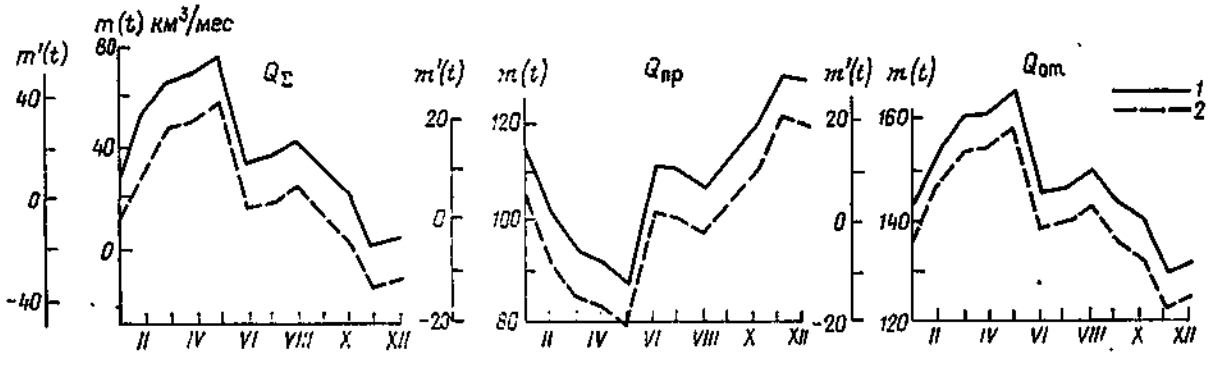


Рис. 3.16. Оценки математического ожидания средних месячных (*1*) и центрированных на годовые (*2*) значений водообмена Q_{Σ} и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$.

Ось $m(t)$ соответствует кривой *1*, ось $m'(t)$ — кривой *2*.

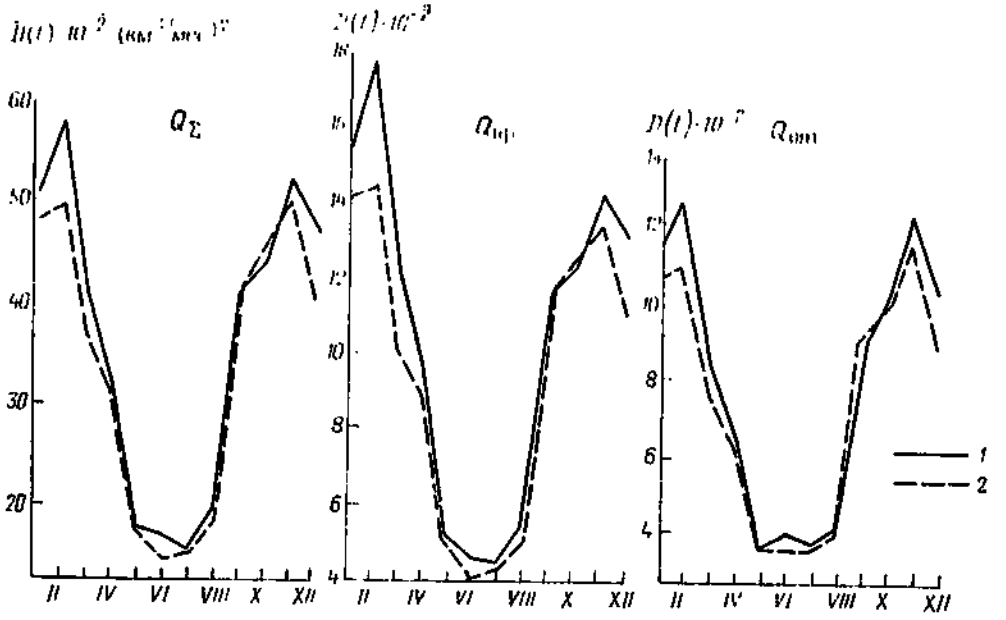


Рис. 3.17. Оценки дисперсии средних месячных (*1*) и центрированных на годовые (*2*) значений водообмена Q_Σ и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$.

следующими вероятностными характеристиками: медианой первой половины ряда ($x_{0,25}$ — 25 %-ная квантиль), медианой центрального члена ранжированного ряда ($x_{0,50}$ — 50 %-ная квантиль), медианой второй половины ряда ($x_{0,75}$ — 75 %-ная квантиль (см. табл. 3.8).

В качестве центра распределения кроме медианы рассчитывалось трехсреднее (Т) — лучшая оценка при наличии асимметрии в распределении и при малом количестве данных в выборках, так как мало зависит от выборочной изменчивости (положение Т относительно $x_{0,50}$ определяет асимметрию). Для водообмена и его составляющих характерна близость значений медианы и трехсреднего и незначительные их отклонения от математического ожидания (в ряде случаев Т совпадает с $m(t)$, что свидетельствует о близости Т к нормальному закону распределения.

По данным табл. 3.8 можно рассчитать оценки разброса: размах ($R = x_{макс} - x_{мин}$) и интерквантильное расстояние ($\bar{Q} = x_{0,75} - x_{0,25}$). При нормальном распределении выборки по $\bar{Q}$ рассчитывается оценка среднего квадратического отклонения σ' ($\sigma' = 0{,}74\bar{Q}$); для рядов водообмена и его составляющих значения σ' близки к значениям σ, полученным в ПКСП-приближении. Результаты сопоставления могут служить косвенным подтверждением нормального распределения выборки.

Согласно [50], тип распределения выборки подбирается спрямлением выборочной функции распределения на различных вероятностных сетках.

Эмпирические функции распределения $F(x)$ ежегодных последовательностей составляющих водообмена, спрямленные на сетке нормального закона, приведены на рис. 3.18. Эти функции рассчитывались по программе С. М. Микулинской, включенной в программное обеспечение режимно-справочных банков данных во ВНИИГМИ—МЦД. Функции распределения составляющих водообмена спрямляются на сетке нормального закона практически для всех квантилей. Все значения $F(x)$ попали в границы 95 %-ных доверительных интервалов, построенных по критерию Колмогорова.

Распределения могут быть полностью описаны с помощью первых четырех моментов: $m(t)$, $D(t)$, А — асимметрии, Э — эксцесса. По результатам сопоставления математического ожидания и других вероятностных характеристик квантильного анализа был сделан вывод о нормальном распределении суммарного водообмена и его составляющих. Этот вывод подтверждается и спрямлением $F(x)$ на сетке нормального закона, однако длина выборок недостаточно велика, а с ростом номера момента возрастает его выборочная изменчивость, поэтому значения А и Э, приведенные в табл. 3.8, отличаются от нуля.

Для уточнения последнего предположения методом моментов были рассчитаны функции

$$G_1 = \frac{\sqrt{n(n-1)}}{n-2}\,\text{А},$$

$$G_2 = \frac{n-1}{(n-2)(n-3)}[(n+1)\,\text{Э} + 6],$$

где n — длина ряда, А — асимметрия и Э — эксцесс. С помощью неравенства Чебышева для 95%-ного доверительного интервала произведена проверка справедливости неравенств $|G_1| \leqslant 1{,}96\sigma_1$ и $|G_2| \leqslant 1{,}96\sigma_2$.

Асимметрия и эксцесс рядов водообмена и его составляющих удовлетворяют этим неравенствам, что позволяет объяснить отличия А и Э от нуля выборочной изменчивостью процесса и принять для этих процессов гипотезу о нормальном распределении.

Корреляционные функции $K(t, \tau)$ при $\tau = 1$ мес характеризуют коррелированность каждого месяца года с соседними месяцами. Графики оценок корреляционных функций внутригодовой изменчивости суммарного водообмена, притока и оттока воды

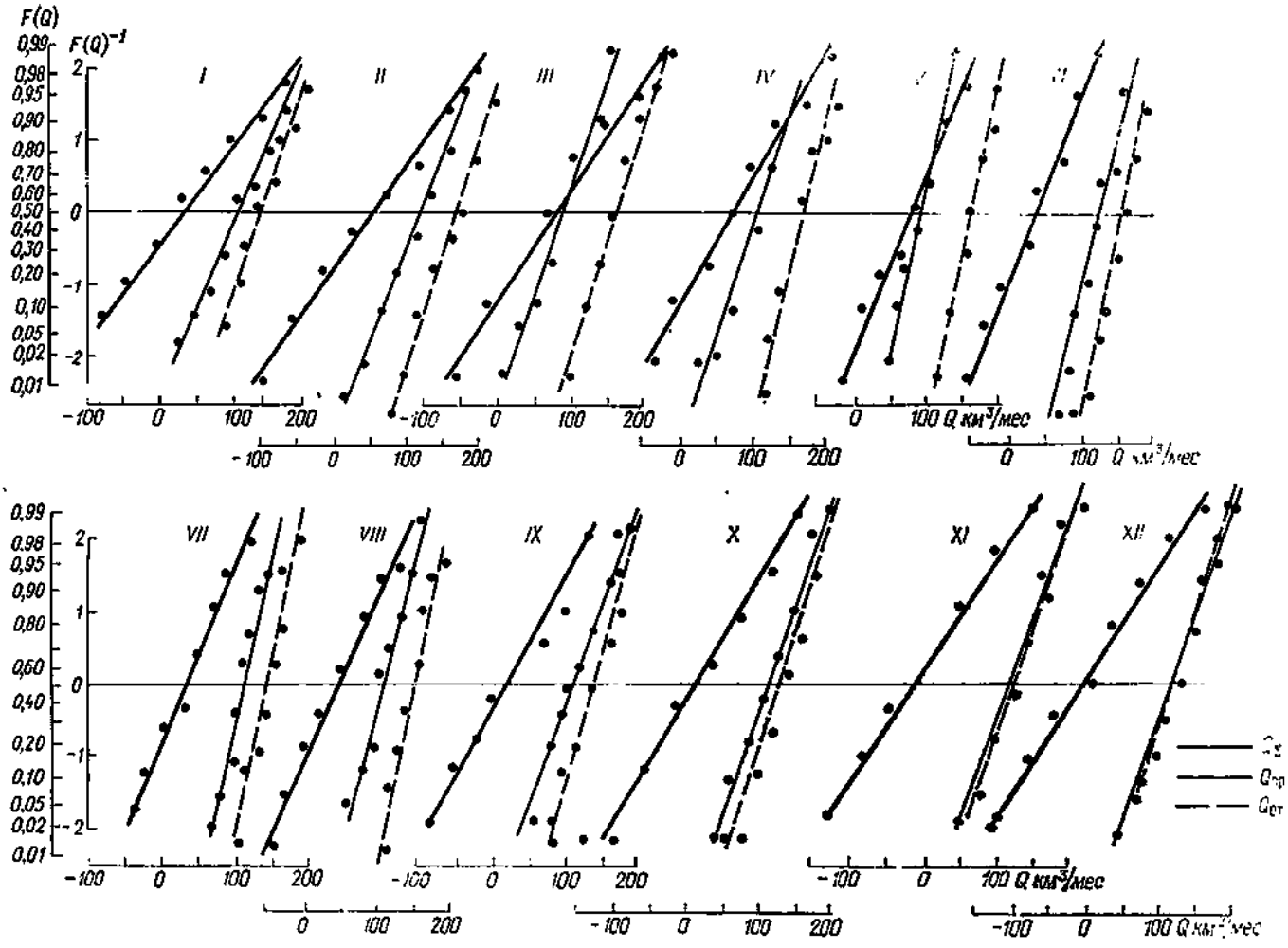


Рис. 3.18. Оценки функций распределения $F(Q)$ средних месячных значений водообмена Q_{Σ} и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$.

в море (рис. 3.19) практически для всех месяцев года симметричны, однотипны и быстро затухают (радиус корреляции равен 1 мес). Некоторое исключение составляют два месяца — февраль и июль,— когда для всех составляющих водообмена корреляционная функция «вперед» затухает несколько медленнее (радиус корреляции увеличивается до 2—3 мес). Низкая внутригодовая коррелированность водообмена говорит об отсутствии его влияния на объем обмена вод в последующей части года и подтверждает отсутствие в его временной изменчивости долгопериодных колебаний. Одновременно подобный вид корреляционных зависимостей позволяет предположить, что на внутригодовую изменчивость водообмена должны влиять такие факторы, как атмосферная циркуляция, а на $Q_{от}$ и Q_{Σ}, очевидно, и речной сток.

3.2.5. Межгодовая изменчивость

Межгодовая изменчивость водообмена между Балтийским и Северным морями и его составляющих проявляется одновременно в виде модуляций годового хода (изменений от года к году амплитуды, формы кривой, значений экстремумов) и долгопериодных колебаний (аддитивная составляющая), однако вклад их в общую дисперсию процессов различен.

Для исследования вероятностных характеристик водообмена и его составляющих в диапазоне межгодовой изменчивости были использованы осредненные за год значения водообмена. На рис. 3.20 и 3.21 приведены коррелограммы $K(\tau)$ и оценки спектра $S(\omega)$ для всех компонентов водообмена, вычисленные по рядам средних годовых значений. На этих рисунках выделяются типичные черты $K(\tau)$ и $S(\omega)$, свойственные многим гидрометеорологическим процессам.

Вид функции $K(\tau)$ характеризует закономерности корреляционной зависимости процесса в заданные моменты времени со сдвигом τ. Коррелограммы имеют довольно слабые и нерегулярные флюктуации, однако, показывают, что изменчивость суммарного водообмена Q_{Σ} в большей степени, чем $Q_{пр}$ и $Q_{от}$, зависит от интенсивности в нулевой момент времени и уровень его флюктуационной составляющей в несколько раз выше.

Спектральные оценки $S(\omega)$ на частотах ниже годовых флюктуаций близки к спектрам белого шума, и для всех составляющих водообмена можно выделить пики практически равной интенсивности на периодах 44; 5,9; 3,4 и 2,8 года, однако ширина этих пиков свидетельствует об их нерегулярности.

В целях повышения разрешающей способности спектрального анализа в работе [35] была сделана попытка заменить корреляционный метод оценива-

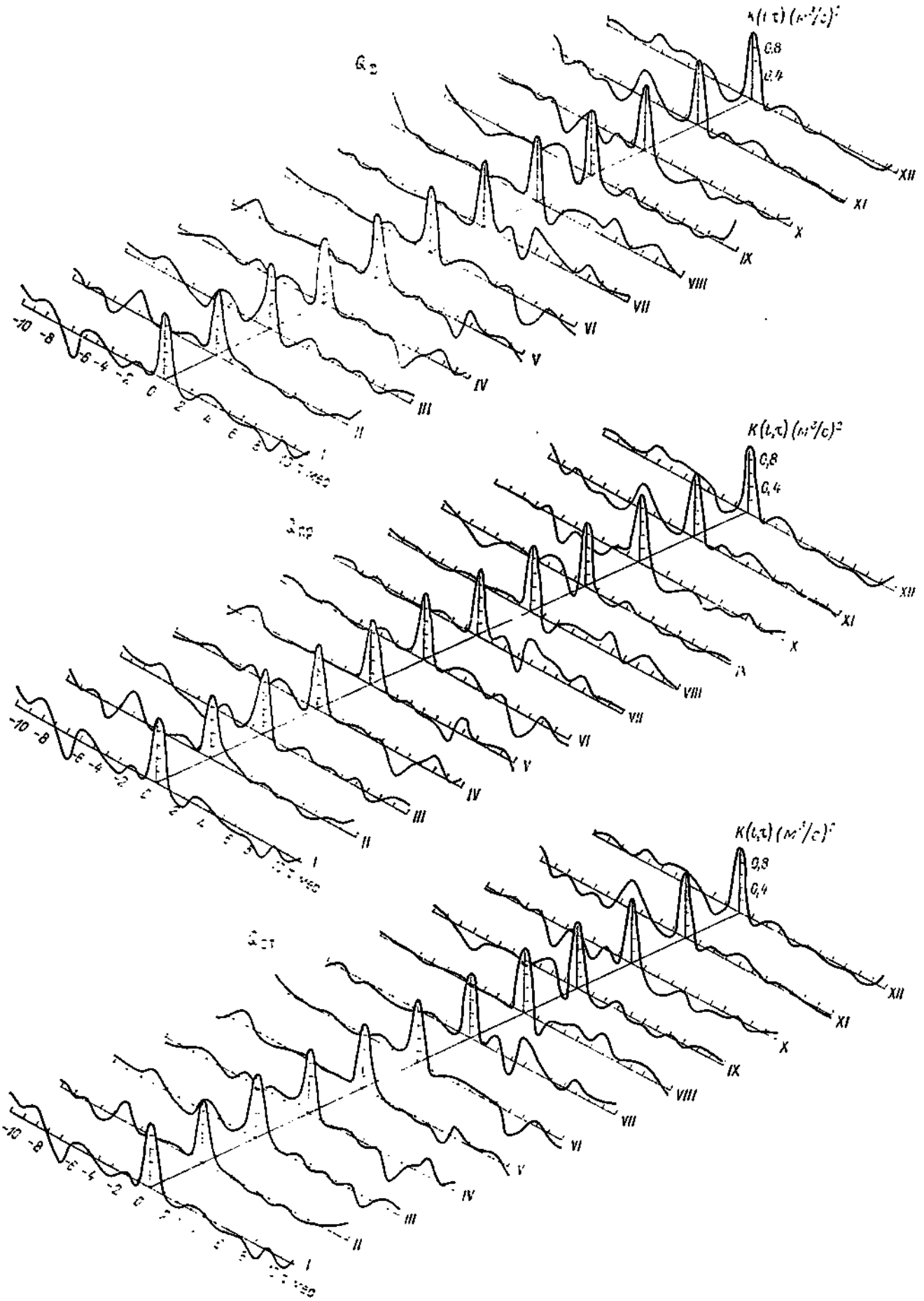


Рис. 3.19. Оценки корреляционных функций водообмена Q_{Σ} и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$ с интервалом дискретности $\tau = 1$ мес.

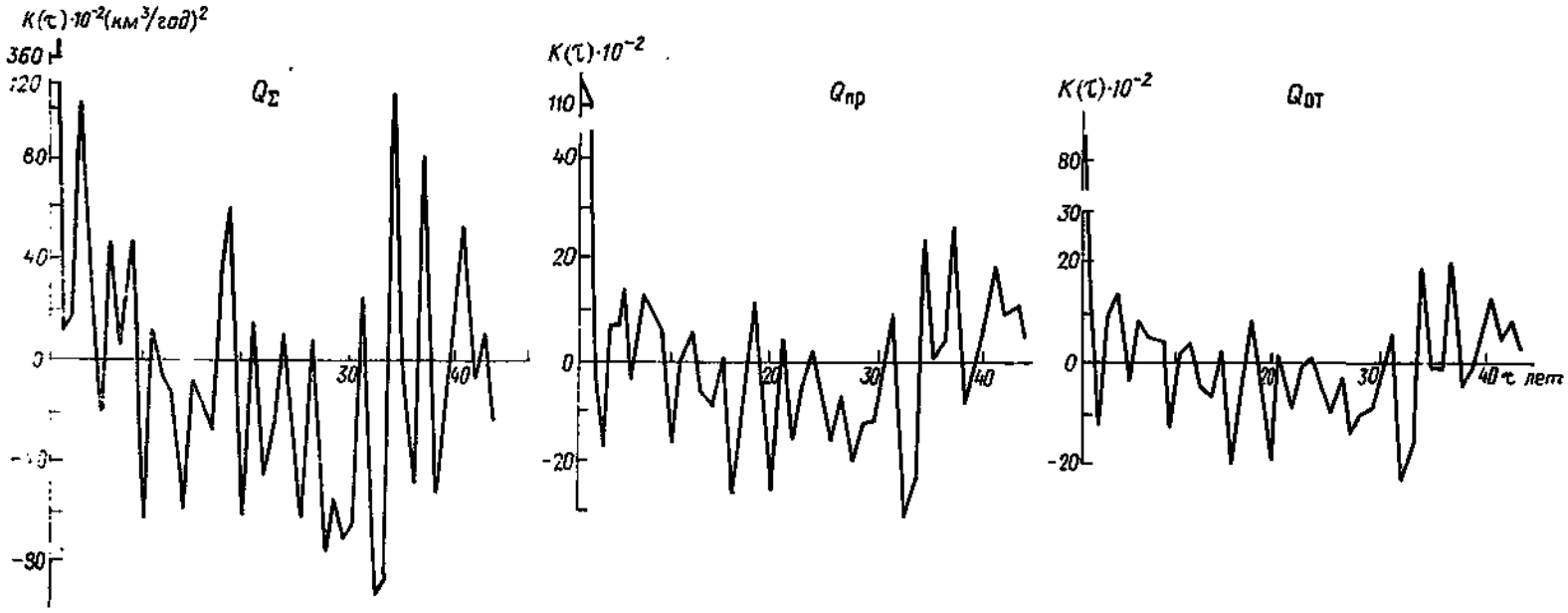


Рис. 3.20. Оценки корреляционных функций средних годовых значений водообмена Q_Σ и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$.

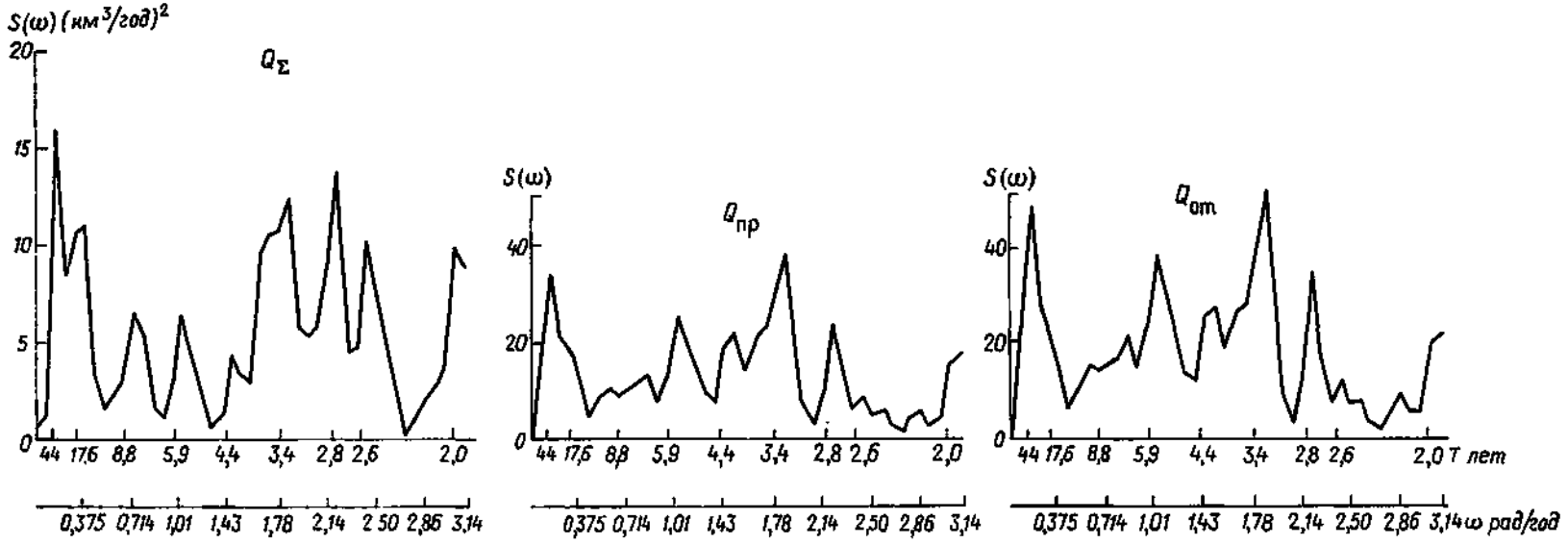


Рис. 3.21. Оценки спектральной плотности средних годовых значений водообмена Q_Σ и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$.

ния спектров регрессионным. На рис. 3.22 приведена параметрическая оценка спектра для стоковой составляющей водообмена. По сравнению с непараметрическими оценками спектра в данном случае увеличилась разрешающая способность (хорошо прослеживаемая по наличию менее размытых пиков спектра) и уменьшилось смещение.

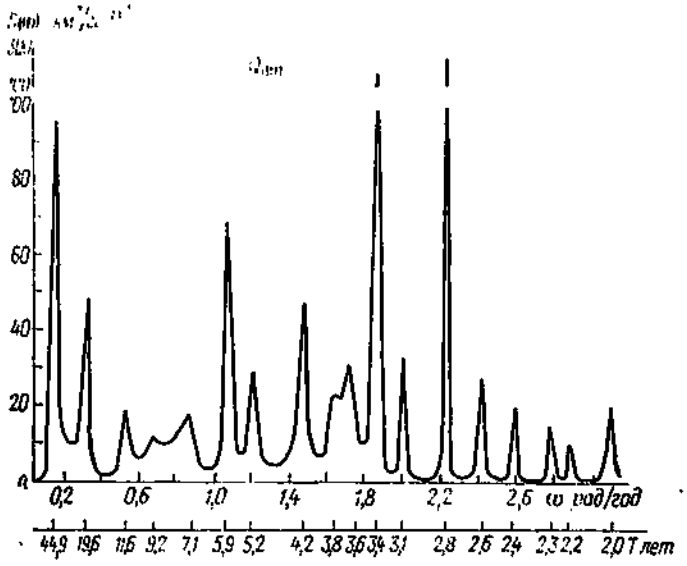


Рис. 3.22. Параметрический спектр средних годовых значений оттока воды из Балтийского моря.

В гидрометеорологии (на основе анализа значимости отдельных пиков и их положения) применяются различные эмпирические приемы выделения стохастических колебаний (часто называемых циклами) различной продолжительности. В настоящем справочнике при использовании фильтрации для разделения процессов различной цикличности вид и параметры фильтра задавались с учетом параметрических оценок спектров, так как на них более четко прослеживаются экстремумы.

Результаты исследования межгодовой изменчивости водообмена показали наличие на заданных отрезках времени (от нескольких лет до десятилетий) определенных тенденций к увеличению или уменьшению интенсивности процесса.

В качестве характеристики нестационарности процесса часто используется понятие «тренд», под которым понимается переменное математическое ожидание случайного процесса, однако, в зависимости от поставленных задач, могут использоваться изменения дисперсии, корреляционной функции или спектральной плотности.

В качестве оценок тренда в работах довольно часто принимаются угловой коэффициент линейного тренда и относительный его вклад в общую дисперсию процесса за рассматриваемый период. Однако из-за ограниченности длины временных рядов средних годовых значений трудно предложить строгий метод разделения детерминизированной, медленно меняющейся функции $M(t)$ (тренда) и стационарного случайного процесса со спектральной плотностью $S(\omega)$. Поэтому в настоящем справочнике было принято не фиксировать априорную длину участков линейной функции $M(t)$, а дать ее экспертную оценку.

Из анализа временных рядов средних годовых значений притока, оттока и суммарного водообмена (рис. 3.23) видно, что для каждого элемента характерен свой вид долгопериодной изменчивости, однако можно выделить следующие общие закономерности: 1) отсутствие единой за рассматриваемый период тенденции, 2) совпадение ряда особенностей временной изменчивости меньших масштабов для всех компонент водообмена, 3) почти полная аналогия вида кривых $Q_{от}$ и Q_{Σ}, говорящая о преобладающем влиянии оттока на формирование долгопериодной изменчивости суммарного водообмена.

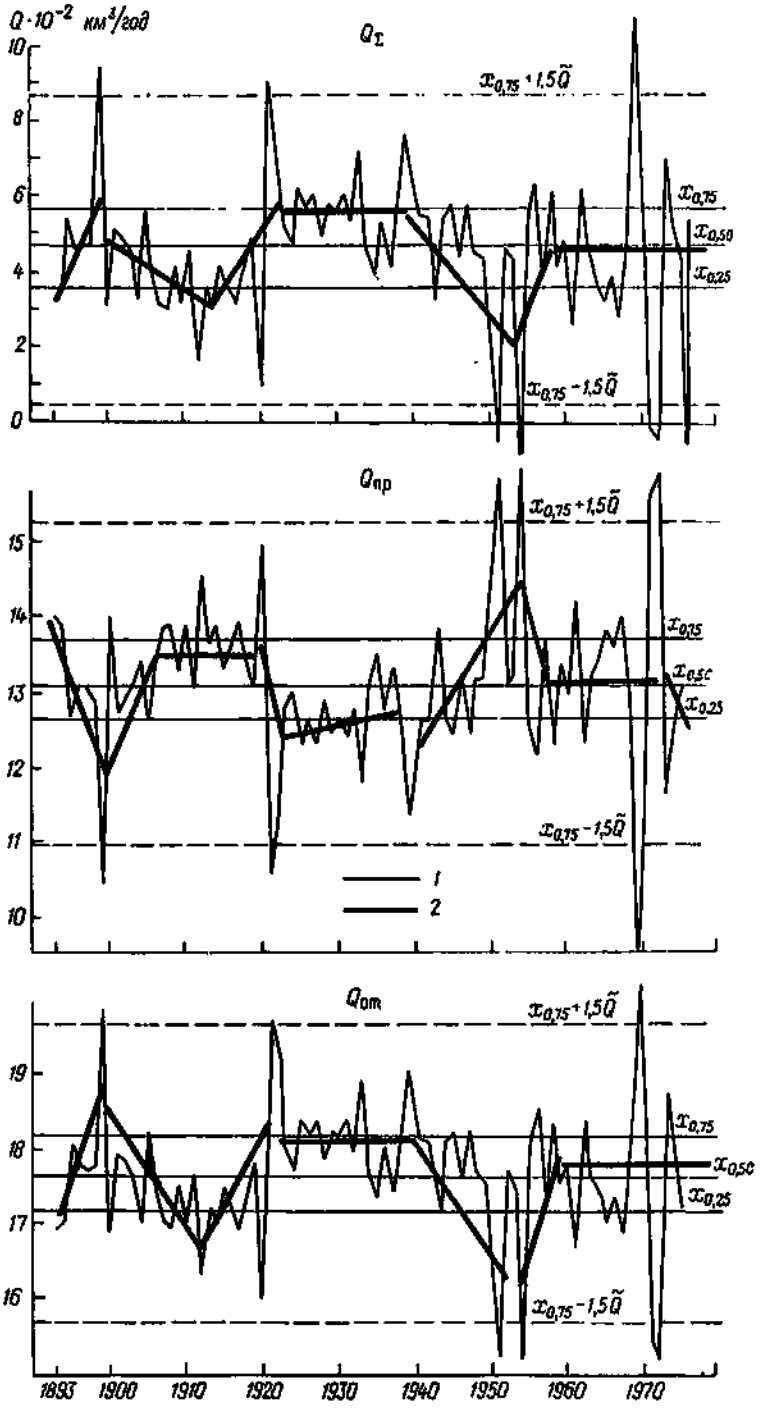


Рис. 3.23. Квантильная диаграмма средних годовых значений водообмена Q_{Σ} и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$.

1 — средние годовые значения, *2* — тенденции по периодам.

В изменчивости притока воды в Балтику этого масштаба можно выделить следующие особенности:

— увеличение $Q_{пр}$ с начала века до 1920 г. и с 1940 г. до 50-х годов, причем максимальные значения притока, наблюдавшиеся в последний период, на 150—200 км^3/год превышают максимумы, имевшие место в начале века;

— уменьшение поступления воды в 90-х годах XIX в. и к началу 20-х годов XX в. и низкая интенсивность $Q_{пр}$ в период 1920—1940 гг.

Отток воды из Балтийского моря и суммарный водообмен характеризуются обратным притоку ходом межгодовой изменчивости.

По исследуемым временным рядам для всех компонент водообмена можно выделить два периода (с 1923 по 1940 г. и с середины 50-х до начала 70-х годов), а для $Q_{пр}$ еще и третий период (начало столетия), характеризующиеся выходом этих процессов на режим, близкий к квазистационарному.

Статистические характеристики межгодовой изменчивости водообмена представлены в табл. 3.9.

Таблица 3.9

Статистические характеристики межгодовой изменчивости оттока $Q_{от}$, притока $Q_{пр}$ и суммарного водообмена Q_{Σ} (км^3/год)

Составляющие водообмена	m (t)	D (t)	σ (t)	$x_{мин}$	$x_{макс}$
$Q_{от}$	1765	8 500	92	1515	2037
$Q_{пр}$	1307	11 685	108	958	1598
Q_{Σ}	447	36 730	192	—86	1079

Составляющие водообмена	$x_{0,75}$	$x_{0,50}$	$x_{0,25}$	А	Э
$Q_{от}$	1814	1767	1716	—0,062	0,175
$Q_{пр}$	1365	1305	1258	0,100	0,167
Q_{Σ}	559	467	354	—0,100	0,175

Незначительные отклонения медианы от математического ожидания, а также небольшие значения А и Э говорят о близости к нормальному закону распределения всех компонентов водообмена.

Применение квантильного анализа к ряду средних годовых значений водообмена позволяет также выделить временные интервалы с различной степенью интенсивности процесса. Наглядное представление о возможности подобной классификации исследуемого периода дают графики межгодовой изменчивости $Q_{от}$, $Q_{пр}$ и Q_{Σ} с нанесенными на них значениями квантилей, а также верхней и нижней границами, в пределах которых при нормальном распределении располагается 99,1 % всех данных (см. рис. 3.23).

Нижняя граница определяется соотношением $x_{0,25} - 1{,}5\bar{Q}$, а верхняя $x_{0,75} + 1{,}5\bar{Q}$, где $\bar{Q}$ — интерквантильное расстояние.

Значения водообмена, расположенные между нижней и верхней квантилями, охватывают 50 % значений из середины ранжированного ряда, поэтому их можно интерпретировать как пределы колебаний «нормы». За норму принимаются значения медианы рядов средних годовых значений $Q_{от}$, $Q_{пр}$ и Q_{Σ}. Потоки, выходящие за границы верхней ($x_{0,75}$) и нижней ($x_{0,25}$) квантилей, рассматриваются как значения водообмена выше и ниже «нормы» соответственно.

Отдельные пики, выходящие за пределы верхней и нижней границ, можно классифицировать как экстремумы. Отметим, что период после 1950 г. характеризовался большим количеством экстремумов, что говорит об увеличении дисперсии водообмена в этот период по сравнению с первой половиной века. Однако необходимо иметь в виду, что предложенная классификация дает хорошие результаты лишь для процессов, близких к нормальному закону распределения.

Для компонентов водообмена, межгодовая изменчивость которых в основном представлена модуляциями годового хода (спектры близки к белому шуму), оценка экстремальности потоков по выходу за пределы верхней и нижней границ позволила выявить более высокий уровень максимумов поступления воды в Балтику в последние десятилетия исследуемого периода.

По предложенным критериям все временные ряды были разделены на периоды, характеризующиеся повышенной, пониженной или близкой к норме интенсивностью водообмена между Балтийским и Северным морями (табл. 3.10). Всего можно выделить три периода продолжительностью в среднем около 30 лет. Первый период (с 1893 по 1920 г.) характеризуется повышенной интенсивностью поступления вод в Балтийское море: 40 % случаев выше нормы, 57 % в пределах нормы и только один случай ниже нормы. Отток воды из моря и суммарный водообмен в этот период сохранялись в основном в пределах нормы (50 %) и ниже нормы (43 %), выше нормы было зафиксировано лишь два случая.

Для второго периода (1921—1949 гг.) характерна пониженная и близкая к норме интенсивность притока воды в Балтику: 45 % случаев ниже нормы и 54 % — в пределах нормы и один случай — выше нормы. Стоковая составляющая водообмена в этот период была в основном в пределах (52 %) и выше нормы (45 %), фон суммарного водообмена также был повышен (38 % случаев выше нормы). В целом число лет с режимом в пределах нормы во втором периоде несколько выше, чем в первом периоде (60 %).

Третий период (1950—1976 гг.) в отличие от первых двух характеризуется более равномерным распределением интенсивности компонент водообмена по градациям оценок: число случаев выше и ниже нормы колеблется от 22 до 29 %, число случаев в пределах нормы составляет 41—48 %.

Для выделения из рядов средних годовых значений водообмена долгопериодной составляющей изменчивости использовалась операция фильтрации. Применение низкочастотного фильтра для анализа долгопериодных колебаний в диапазонах частот ниже года позволило выявить ряд интересных особенностей в этом диапазоне колебаний режимообразующих факторов и оценить степень их влияния на изменчивость различных элементов режима моря (пока этот способ не может быть рекомендован для массовых расчетов). Исключение из рядов Q_{Σ}, $Q_{пр}$, $Q_{от}$ высокочастотных составляющих производилось с помощью низкочастотного фильтра Баттерворта, выбор которого обусловлен рядом преимуществ перед другими фильтрами, а именно: максимальной гладкостью амплитудно-ча-

Таблица 3.10

Классификация лет по интенсивности водообмена (результаты квантильного анализа)

Год	Выше нормы $x>x_{0,75}$	В пределах нормы $x_{0,25}\leqslant x\leqslant x_{0,75}$	Ниже нормы $x<x_{0,25}$	Экстремальные значения	
				$x>(x_{0,75}+1,5\widetilde{Q})$	$x<(x_{0,25}-1,5\widetilde{Q})$
1893	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1894	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1895		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1896		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1897		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1898		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1899				$Q_{от}$, Q_{Σ}	$Q_{пр}$
1900	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1901		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1902		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1903		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1904	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1905	$Q_{от}$, Q_{Σ}	$Q_{пр}$			
1906		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1907	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1908	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1909		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1910	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1911		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1912	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1913		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1914	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1915		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1916		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1917	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1918		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1919		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1920	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1921				$Q_{от}$, Q_{Σ}	$Q_{пр}$
1922	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1923		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1924		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1925	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1926	$Q_{от}$	$Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1927	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1928		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1929	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1930	$Q_{от}$	Q_{Σ}	$Q_{пр}$		
1931	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1932		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1933	Q_{Σ}, $Q_{от}$		$Q_{пр}$		
1934		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1935		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1936		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1937		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1938		$Q_{от}$, Q_{Σ}	$Q_{пр}$		
1939	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1940	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1941		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1942		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1943	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1944		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1945	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1946		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1947	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1948		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1949		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1950	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1951				$Q_{пр}$	$Q_{от}$, Q_{Σ}
1952		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1953		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1954				$Q_{пр}$	$Q_{от}$, Q_{Σ}
1955		$Q_{от}$, Q_{Σ}	$Q_{пр}$		
1956	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1957		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1958	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1959		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1960		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1961	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1962	$Q_{от}$, Q_{Σ}	$Q_{пр}$			
1963		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1964		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1965	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1966		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1967	$Q_{пр}$		$Q_{от}$, Q_{Σ}		
1968		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1969				$Q_{от}$, Q_{Σ}	$Q_{пр}$
1970	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1971	$Q_{пр}$				$Q_{от}$, Q_{Σ}
1972	$Q_{пр}$				$Q_{от}$, Q_{Σ}
1973	$Q_{от}$, Q_{Σ}		$Q_{пр}$		
1974		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1975		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			
1976		$Q_{от}$, $Q_{пр}$, Q_{Σ}			

Примечание. Здесь значения квантилей (км³/год) для составляющих водообмена следующие:

Составляющие водообмена	$x_{0,75}$	$x_{0,25}$	$x_{0,75}+1,5\widetilde{Q}$	$x_{0,25}-1,5\widetilde{Q}$
Q_{Σ}	559	354	866	47
$Q_{пр}$	1365	1258	1525	1098
$Q_{от}$	1814	1716	1961	1569

стотной характеристики фильтра, большей крутизной вблизи частоты среза и простотой вычисления коэффициентов фильтра. Во избежание появления сдвига отфильтрованного ряда по отношению к исходному и потери информации, содержащейся на его краях, фильтрация проводилась дважды; перед первой фильтрацией ряд был продолжен вправо на

половину периода среза с помощью аппроксимативной авторегрессионной модели первого порядка со спектром типа красного шума, а перед второй фильтрацией ряд был продолжен таким же способом влево [27]. При выборе периодов (частот) срезов в фильтре Баттерворта были учтены основные цикличности, свойственные исходным рядам режимообразующих факторов (в частности, водообмену) и основных элементов режима моря (достаточно углубленно эти вопросы были исследованы в рамках проекта «Балтика» [14]). Точность фильтрации повышается при выборе периодов среза фильтра с учетом минимумов в спектрах исследуемых процессов, поэтому при анализе использовались параметрические оценки спектров процессов, на которых более четко выражены эти минимумы. В качестве таких периодов среза были выбраны 3, 5, 11, 22 и 30 лет, в настоящем справочнике основное внимание уделено анализу рядов, отфильтрованных со срезами 11 и 30 лет.

Отфильтрованные ряды водообмена при срезах 11 и 30 лет (рис. 3.24) хорошо сохраняют основ-

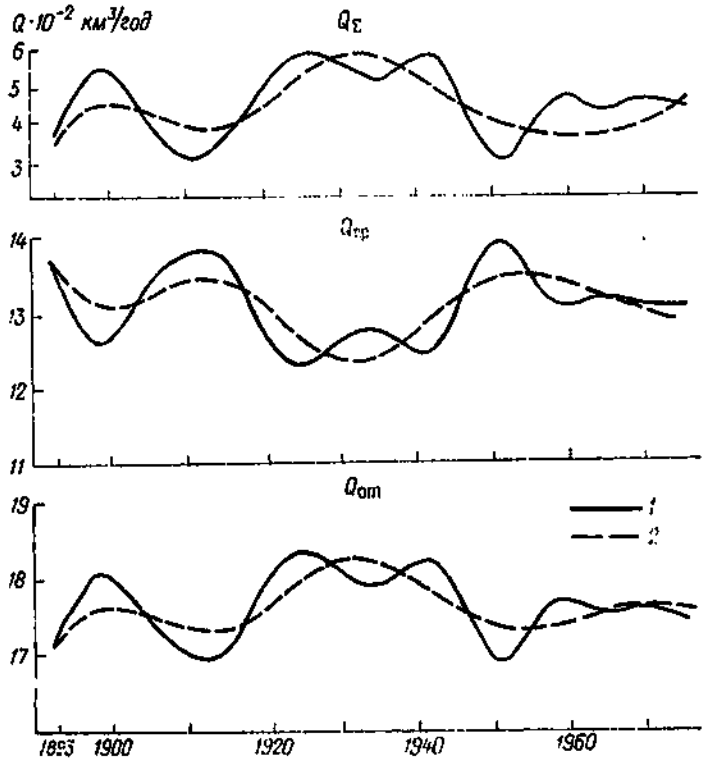


Рис. 3.24. Средние годовые значения водообмена Q_Σ и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$, отфильтрованные со срезом 11 лет (*1*) и 30 лет (*2*).

ные особенности, присущие межгодовой изменчивости Q_Σ, $Q_{от}$, $Q_{пр}$, однако время наступления экстремумов в отдельных случаях несколько сдвинуто по отношению к рядам средних годовых значений. Срез 11 лет позволяет сохранить особенности отмеченных периодов квазистационарности процессов, особенно это относится к временно́му интервалу с середины 50-х до середины 70-х годов.

В рядах водообмена, отфильтрованных со срезом 30 лет, достаточно четко выделяется колебательный процесс периодом 30—40 лет, и в 50—60-х годах для Q_Σ и $Q_{от}$ выявляются тенденции роста, а для $Q_{пр}$ — тенденция спада интенсивности процесса, постепенно затухающие в середине 70-х годов.

Некоторое представление о зависимости межгодовой изменчивости процессов водообмена от сезона могут дать оценки корреляционных функций его компонентов с интервалом дискретности $\tau = 1$ год (рис. 3.25). Корреляционные зависимости межгодовой изменчивости водообмена для большинства месяцев года мало существенны, что подтверждает малый вклад аддитивной составляющей в изменчивость Q_Σ, $Q_{пр}$, $Q_{от}$. Исключением является период с августа по октябрь, когда происходит смена знака преобладающих процессов обмена вод через проливы, т. е. уменьшается интенсивность стоковой составляющей водообмена, а интенсивность притока вод в Балтику возрастает.

Межгодовая изменчивость процессов, как уже отмечалось, содержит аддитивную составляющую, оцениваемую по временны́м рядам средних годовых значений, и модуляционную составляющую, определяемую через дисперсию ПКСП-приближения (D^*) и интерквантильное расстояние средних месячных значений за последовательные годы.

Так же, как и для аддитивной составляющей, в межгодовой изменчивости модуляционной составляющей водообмена были выявлены однонаправленные тенденции по периодам (рис. 3.26). В отличие от трендов аддитивной составляющей, характеризующихся противоположной направленностью для притока и оттока воды в море, выявленные тенденции D^* совпадают по знаку и практически не отличаются по фазе для Q_Σ, $Q_{пр}$ и $Q_{от}$. Подобная аналогия в тенденциях всех составляющих водообмена позволяет сделать предположение о наличии единых факторов, формирующих модуляционную составляющую их изменчивости. В данном случае это могут быть локальные особенности гидрометеорологического режима зоны проливов.

Для рядов водообмена, характеризующихся отсутствием вековых колебаний, тенденции модуляционной составляющей менее продолжительны, чем тенденции аддитивной составляющей, за исключением периода с середины 30-х годов до 1970 г., когда в течение длительных промежутков времени наблюдалась тенденция к спаду D^* до «затока» 1951—1952 гг. и тенденция к увеличению D^* после «затока». Следовательно, в период перед большим «затоком» в Балтийское море амплитуда модуляций годового хода водообмена уменьшается и увеличивается устойчивость средних годовых значений $Q_{пр}$, $Q_{от}$, Q_Σ в период после «затока» наблюдается обратная картина. Можно также отметить много общих черт в однонаправленных тенденциях модулированной и аддитивной составляющих.

В табл. 3.11 приведены оценки внутригодовой и межгодовой изменчивости процессов водообмена между Балтийским и Северным морями.

Анализ размаха R и интерквантильного расстояния $\bar{Q}$ показал, что наибольший вклад в дисперсию процессов, отличающихся отсутствием явно выраженного векового тренда, вносит внутригодовая изменчивость. Размах межгодовых колебаний кривой годового хода (модуляционная составляющая) для трех компонентов водообмена в два раза меньше размаха внутригодовой изменчивости, но в два раза превышает размах аддитивной составляющей. Преобладающая роль модуляционной составляющей $\bar{Q}_M$

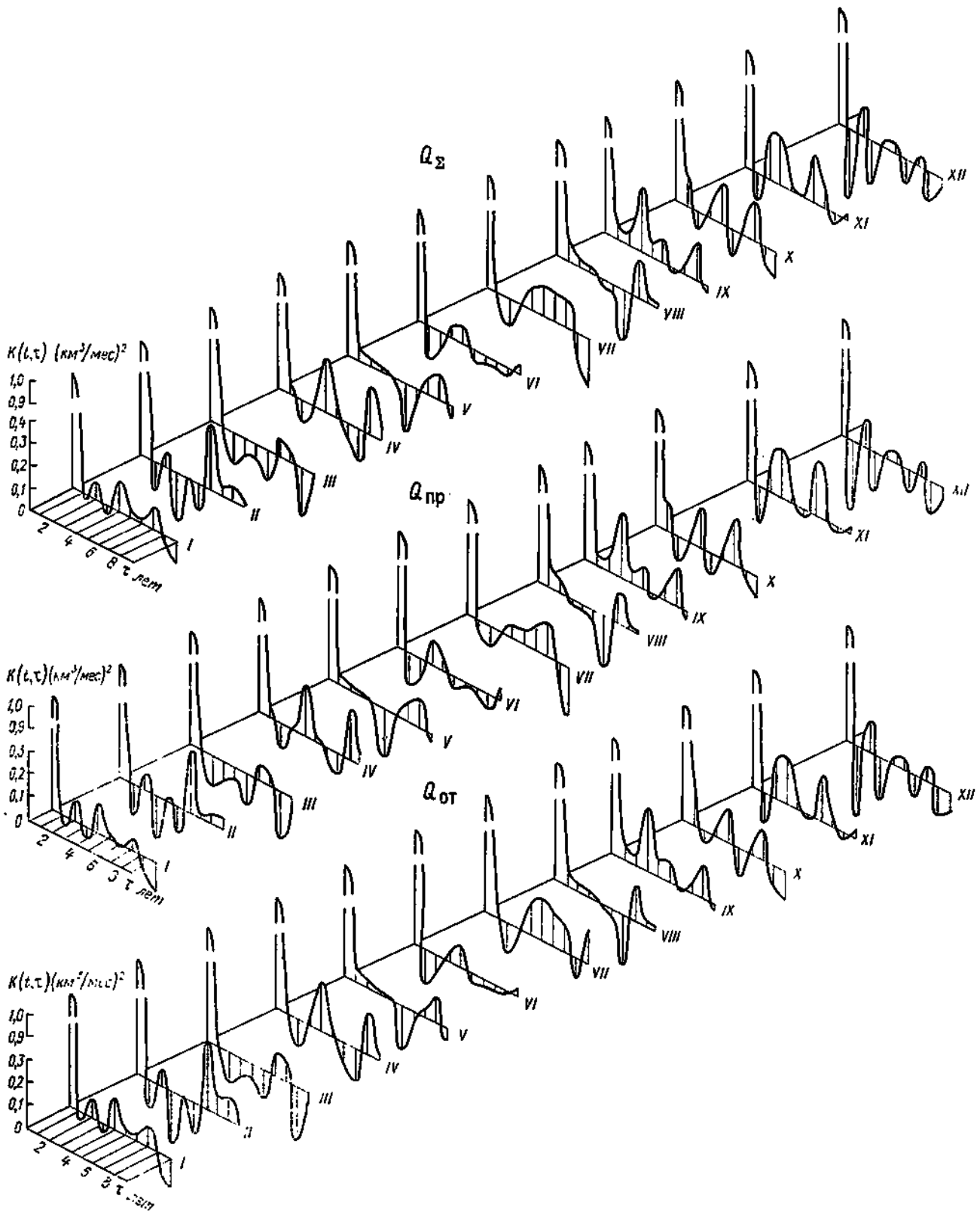


Рис. 3.25. Оценки корреляционных функций водообмена Q_Σ и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$ с интервалом дискретности $\tau = 1$ год.

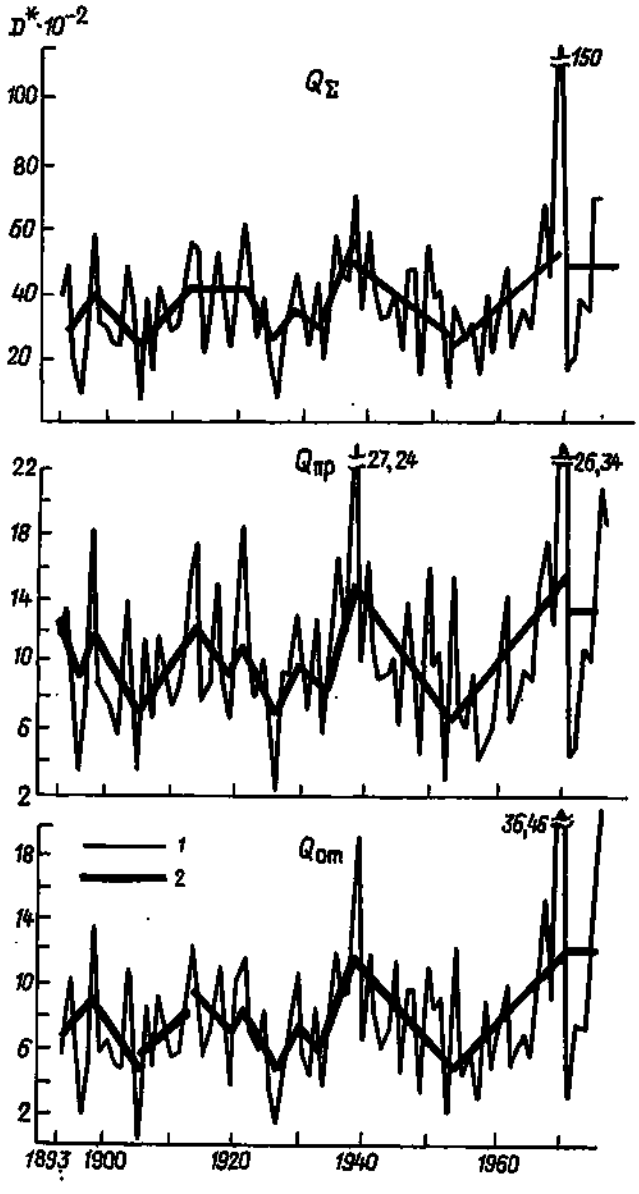


Рис. 3.26. Средние годовые значения модуляционной составляющей водообмена (*1*) и тенденции по периодам (*2*).

Таблица 3.11

Статистические характеристики (R, $\widetilde{Q}$) внутригодовой изменчивости и аддитивной и модуляционной составляющих межгодовой изменчивости суммарного водообмена Q_Σ, притока $Q_{пр}$, оттока $Q_{от}$ (км³/мес)

Составляющие водообмена	Внутригодовая изменчивость		Межгодовая изменчивость			
			аддитивная составляющая		модуляционная составляющая	
	$R_г$	$\widetilde{Q}_г$	$R_а$	$\widetilde{Q}_а$	$R_м$	$\widetilde{Q}_м$
Q_Σ	419	82	97	17	193	85
$Q_{пр}$	221	47	54	9	104	47
$Q_{от}$	213	39	44	8	91	40

в межгодовой изменчивости водообмена более ярко проявляется при сопоставлении интерквантильных расстояний: $\widetilde{Q}_м$ в пять раз превышает $\widetilde{Q}_а$. Однако интерквантильные расстояния модуляционной составляющей и годового хода практически равны для всех компонентов водообмена, что говорит о сопоставимости вклада внутригодовой изменчивости и модуляционной составляющей межгодовой изменчивости в их общую дисперсию.

Можно предположить, что водообмен в роли режимообразующего фактора должен оказывать основное влияние на формирование модуляционной составляющей изменчивости элементов режима Балтийского моря. Следовательно, при совместном анализе внешних факторов и характеристик режима моря и обоснованном выборе основных режимообразующих факторов необходимо предварительно оценивать вклад различных составляющих изменчивости в общую дисперсию.

3.3. Атмосферная циркуляция

Основные особенности атмосферной циркуляции над акваторией Балтийского моря описаны в разд. 2. Настоящая глава посвящена исследованию изменения атмосферных процессов в различных временны́х диапазонах, выявлению и оценке их влияния на разномасштабную изменчивость гидрологического режима моря. При комплексном анализе этих процессов наиболее удобной формой представления крупномасштабной атмосферной циркуляции является ее типизация для соответствующего сектора полушария.

3.3.1. Общие сведения о типовых атмосферных процессах

Практически все атмосферные процессы, влияющие на формирование гидрологического режима Балтийского моря и зоны проливов, могут быть описаны с помощью типизации атмосферных процессов над атлантико-европейским сектором северного полушария.

С этой точки зрения для гидрологов наибольший интерес представляет типизация, предложенная Г. Я. Вангенгеймом и в последующем усовершенствованная им совместно с А. А. Гирсом [10]. Типизация макросиноптических процессов (Вангенгейма) основана на понятии элементарного синоптического процесса, в течение которого в данном географическом районе сохраняются основные направления воздушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все виды атмосферных процессов сгруппированы в три типа (формы) атмосферной циркуляции: западный (W), восточный (E) и меридиональный (C).

При западной форме циркуляции в толще тропосферы наблюдаются зональные движения воздуха. Преобразование процессов W формы циркуляции в E или C связано с возникновением в тропосфере стационарных волн большой амплитуды (рис. 3.27). Расположение меридиональной ложбины над Западной Атлантикой и гребня над Западной Европой (характерное для формы C) является наиболее благоприятной ситуацией для повышения солености в Северном море, проливах и, как следствие, в дальнейшем — в Балтийском море [63, 96]. При C форме циркуляции активизируется циклоническая деятельность, при этом циклоны, расположенные западнее гребней движутся с юго-запада на северо-восток, а восточнее гребней — с северо-запада на юго-восток. Для формы C характерны более значительные меридиональные пе-

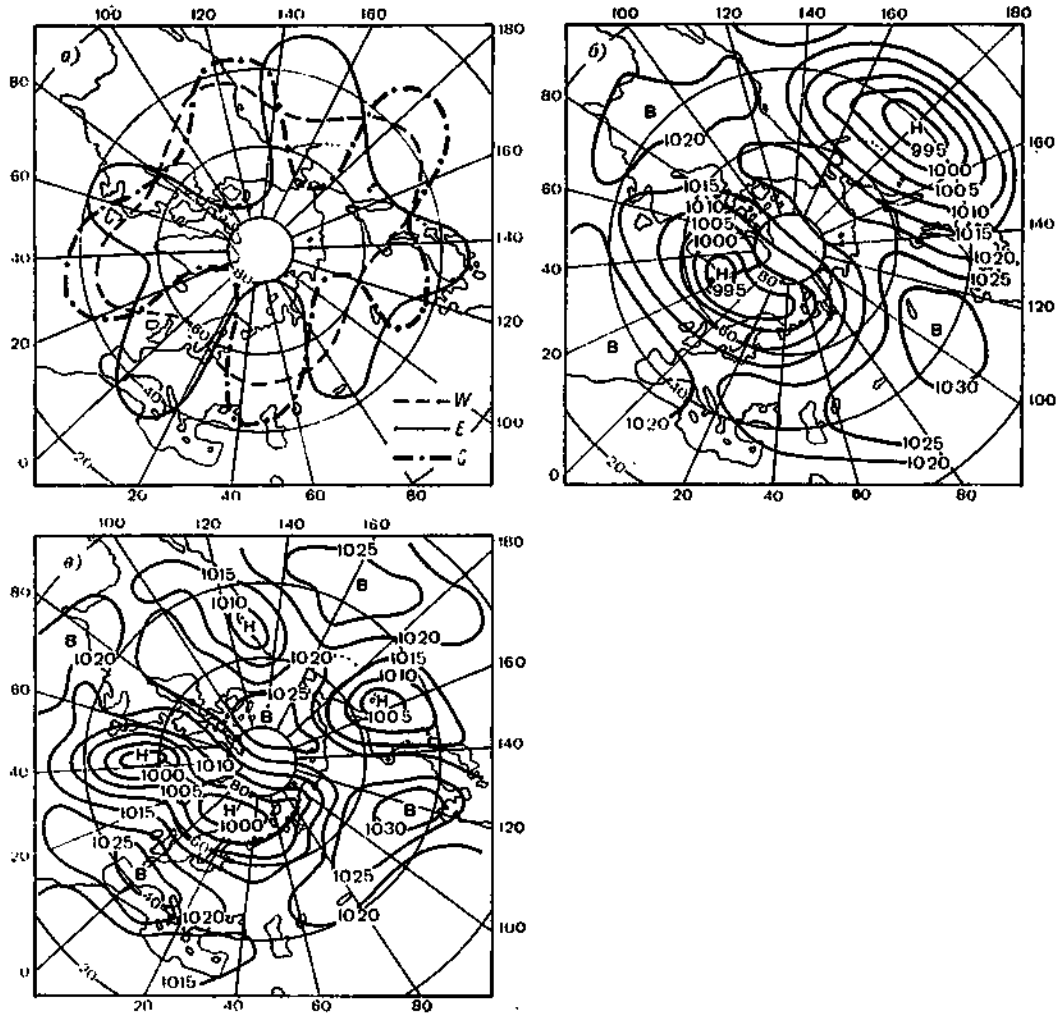


Рис. 3.27. Типовое расположение высотных гребней и ложбин при западной (*W*), восточной (*E*) и меридиональной (*C*) формах атмосферной циркуляции (*а*) и типовые карты атмосферного давления при *W* и *C* формах циркуляции (соответственно *б* и *в*).

реносы воздушных масс и барических образований, чем для формы *E*.

При *W* форме циркуляции во всей толще атмосферы усиливается западный перенос, отмечается зональное смещение циклонов из Атлантического океана на восток, а в холодное время года — вынос теплых воздушных масс океанического происхождения. Градиенты давления и температуры при *W* направлены с юга на север и значительно превышают средние многолетние значения, что свидетельствует об усилении циркуляции атмосферы и ослаблении межширотного обмена воздушными массами.

Для *E* формы циркуляции характерно наличие в тропосфере ведущего потока восточного направления, и развитие у поверхности земли антициклонов, смещающихся на европейскую территорию с северо-востока.

Положение полей приземного давления при формах *E* и *W* различаются лишь тем, что при *E* центры циклонов и антициклонов смещены на запад, одновременно оно значительно отличается от положения полей давления при форме *C*.

При *C* форме циркуляции над восточной частью Атлантики и Западной Европы формируется высокий теплый антициклон, по западной периферии которого происходит вынос теплого воздуха в северные широты. Подобный процесс имеет место в восточных областях Северной Атлантики.

Как видно из типовых карт (рис. 3.27 *б, в*) для *W* характерно формирование отрицательных очагов аномалий давления и температуры в субарктических широтах и положительных очагов в умеренных. При *E* у поверхности земли развиваются стационарные антициклоны, которые нарушают западный перенос воздушных масс, над Атлантическим океаном при этом сохраняются значительные зональные составляющие, и наблюдается вторжение антициклонов на территорию Европы с северо-востока.

3.3.2. История исследований

Ряд исследователей, занимавшихся изучением режима Балтийского и Северного морей, отмечали взаимосвязь изменчивости гидрологических процессов с характером атмосферных процессов над Северной Атлантикой и Западной Европой.

Так, Немайес [96, 97] выявил связь между аномалией давления воздуха, с одной стороны, и аномалиями температуры и солености воды — с другой. Им же на основе анализа типовых карт атмосферного давления были определены условия, вызывающие адвекцию теплых соленых вод в шель-

фовые моря Северной Атлантики. К таким условиям относятся: наличие высокого давления над Северо-Западной Европой и отрицательных аномалий давления над Западной Атлантикой, увеличение повторяемости ветров южных направлений над Восточной Атлантикой.

Диксон [64] отметил влияние меридионального индекса атмосферной циркуляции на изменчивость солености шельфовых морей (в том числе Северного и Балтийского), а в качестве основных факторов, определяющих эту изменчивость, выделил: аномалии атмосферного давления, вызывающие подток атлантических вод в Северное море и в зону проливов и, как следствие, увеличение солености; интенсивные южные переносы над Восточной Атлантикой, приводящие также к увеличению солености.

В дальнейшем Диксон [64] дал объяснение механизму мощных затоков в Балтийское море, предположив, что предпосылкой вторжений является высокая соленость вод в Скагерраке, в свою очередь, тесно связанная с аномалиями крупномасштабной атмосферной циркуляции. Используя индексы циклоничности и антициклоничности, он выявил, что при усилении антициклонической деятельности над Британскими островами возрастает повторяемость южных воздушных потоков, после чего с запаздыванием на 1,5—2 года наблюдается максимум солености в Северном море, Скагерраке и Каттегате.

И. М. Соскин [47] в качестве основного фактора, формирующего межгодовую изменчивость водообмена и солеобмена в Датских проливах и солености в глубоководных впадинах Балтийского моря, называет повторяемость западной формы атмосферной циркуляции.

Отмеченные особенности атмосферной циркуляции с различной степенью подробности использованы в наиболее известных классификациях циркуляционных процессов над атлантико-европейской частью северного полушария.

Некоторые зарубежные авторы [95, 105] для классификации макросиноптических процессов используют количественные оценки, например, индекс зональности, предложенный Россби [102], однако подавляющее большинство классификаций основано на качественном анализе аэросиноптического материала с ограниченным применением объективных числовых показателей.

В 30-х годах представителями школы Б. П. Мультановского были предложены приемы схематизации макропроцессов, связанные с учетом вторжений из областей полярного и азорского центров действия атмосферы [36]. В основном рассматривались эпизодические явления и процессы в «европейском естественном синоптическом районе», включающем в себя все центры действия атмосферы, которые определяют погоду на исследуемой территории.

В ряде типизаций атмосферных процессов для различных территорий северного полушария использован основной принцип классификации Б. П. Мультановского — выделение характерных траекторий барических образований.

Среди существующих типизаций следует отметить те, по которым были составлены каталоги. Перечислим некоторые из них. *Типизация Л. А. Вительса* [6]. Основана на учете степени развития циклонических и антициклонических форм барического рельефа в восьми подрайонах европейского естественного синоптического района. Составленный Вительсом каталог характеристик барико-циркуляционного режима охватывает период от начала текущего столетия до 50-х годов.

Аэросиноптическая типизация атмосферной циркуляции А. Ф. Дюбюка [19]. Основными признаками являются траектории антициклонов и географическое положение высотных гребней и ложбин.

Классификация Б. Л. Дзердзеевского [16]. Основана на типизации циркуляционных характеристик всего северного полушария. В качестве признаков, определяющих тип «циркуляционного механизма атмосферы», использовались число и сопряженность арктических вторжений в умеренные широты. Каталог циркуляционных механизмов включает период с конца XIX в. по 40-е годы XX в.

Типизация атмосферных процессов для атлантико-евразийской части северного полушария (от 30° з. д. до 110° в. д.) *А. Л. Каца* [25]. В отличие от предыдущих работ в основу данной классификации положен анализ циркуляционных характеристик средней тропосферы и использованы количественные оценки интенсивности атмосферной циркуляции. Каталог составлен за период 1938—1957 г. (в связи с тем, что до 1938 г. аэрологические данные отсутствуют).

Синоптико-климатическая типизация атмосферных процессов зимнего сезона *Л. В. Клименко* [26]. Основана на учете трех характеристик: синоптической, циркуляционной и климатической (приземная и высотная циркуляция, аномалии температуры воздуха). Каталог синоптико-климатической типизации атмосферных процессов составлен за период с 1891—1973 гг.

Каталог глобальных синоптических типов над европейским синоптическим районом, подготовленный под руководством *Баура* [54]. Составлен с учетом географического положения барических центров и фронтальных зон. Выделен 21 тип глобальных атмосферных процессов. Позднее Гессом и Брезовским [70] этот каталог был переработан, дополнен и представлен глобальными типами атмосферной циркуляции за период с 1881 до 1976 г. В основу этой классификации положены направление главного потока (или планетарной фронтальной зоны) в атлантико-европейском синоптическом районе и местоположение основных циклонов и антициклонов относительно территории средней Европы. К сожалению, этот каталог заканчивается 1976 г.

Типизация Вангенгейма—Гирса [10]. Анализируются атмосферные процессы в их непрерывном развитии с расчленением на реальные стадии и установлением закономерностей их смены. Выделение форм атмосферной циркуляции основано на учете таких важнейших характеристик атмосферы и гидросферы, как характер длинных термобарических волн в тропосфере и нижней стратосфере, распределение аномалий атмосферного давления, температуры воздуха и осадков у поверхности Земли, уровень и температура воды в океанах и морях. Классификация Вангенгейма—Гирса, хорошо отражая особенности атмосферной циркуляции над атлантико-европейским сектором северного полушария (в том числе и над Балтийским морем), дает при этом достаточно полное представление об ее

зональной и меридиональной составляющих. В каталог сведены данные за период с конца XIX в. по настоящее время, что очень важно.

Анализ особенностей разномасштабной временной изменчивости типов атмосферной циркуляции (по Вангенгейму) ранее не проводился и в рамках справочника будет выполнен впервые.

3.3.3. Характеристика информационной базы данных

Климатические условия Балтийского моря определяются в основном макроциркуляционными атмосферными процессами над атлантико-европейским сектором северного полушария. Гидрологические условия моря в большой степени зависят от изменчивости режимов Северного моря и Северной Атлантики, также находящихся под влиянием атмосферных макропроцессов над этими районами. Поэтому в качестве информационной базы при анализе изменчивости крупномасштабных атмосферных процессов использованы ряды средних месячных и средних годовых значений повторяемости трех основных типов атмосферной циркуляции по классификации, разработанной Г. Я. Вангенгеймом на основе анализа элементарных синоптических процессов над атлантико-европейским сектором северного полушария [10].

Три основных типа атмосферной циркуляции были выявлены с учетом следующих четырех признаков:

1) направления перемещения барических центров и изобарических очагов в зоне умеренных широт;

2) направления барических и термических градиентов в толще тропосферы;

3) распределения аномалий приземного давления и температуры по отношению к норме;

4) направления преобладающего воздушного потока на высотах.

Повторяемость трех типов (форм) атмосферной циркуляции — западного (W), восточного (E) и меридионального (C) — рассчитывалась по данным ежедневных синоптических и высотных карт северного полушария за период 1891—1987 гг. Данные о повторяемости этих форм до 1962 г. взяты из работы [10], а за последние десятилетия были предоставлены сотрудниками отдела метеорологических прогнозов погоды ААНИИ.

3.3.4. Годовой ход

Для выявления особенностей вероятностных характеристик внутригодовой изменчивости форм атмосферной циркуляции были проанализированы средние месячные значения их повторяемости.

Вид реализаций средних месячных значений повторяемости западного (W), восточного (E) и меридионального (C) типов атмосферной циркуляции (рис. 3.28) показывает, что для всех типов характерна годовая ритмика. Западный тип циркуляции имеет наибольшую повторяемость в основном в конце лета и осенью, а наименьшую — весной и в начале лета; восточный тип, наоборот, чаще наблюдается весной и зимой, реже — летом и осенью. Меридиональная форма циркуляции наиболее типична для весенне-летних месяцев. Из рис. 3.28 также следует, что существует межгодовая модуляция внутригодовой изменчивости повторяемости типов атмосферной циркуляции.

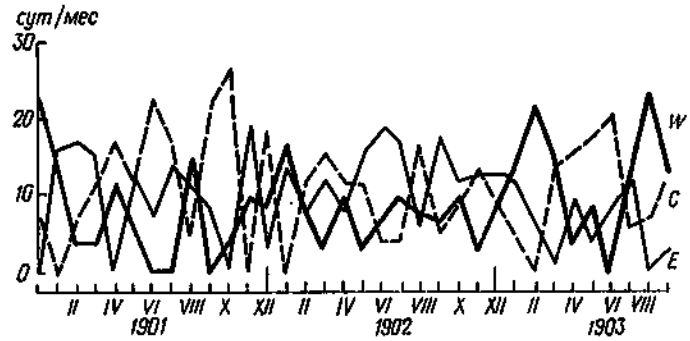


Рис. 3.28. Реализации средней месячной повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

При анализе вероятностных характеристик повторяемости типов атмосферной циркуляции были использованы оценки корреляционных функций и спектральной плотности в стационарном приближении.

Корреляционные функции $K(\tau)$ повторяемости форм W, E, C представлены колебаниями сложной формы рис. 3.29. Для W и E радиус корреляции равен 3 мес, незатухающие колебания имеют вид «биений», что, очевидно, обусловлено выборочной изменчивостью. В то же время в течение первых двух лет прослеживается некоторая зависимость повторяемости процессов от предшествующих, что

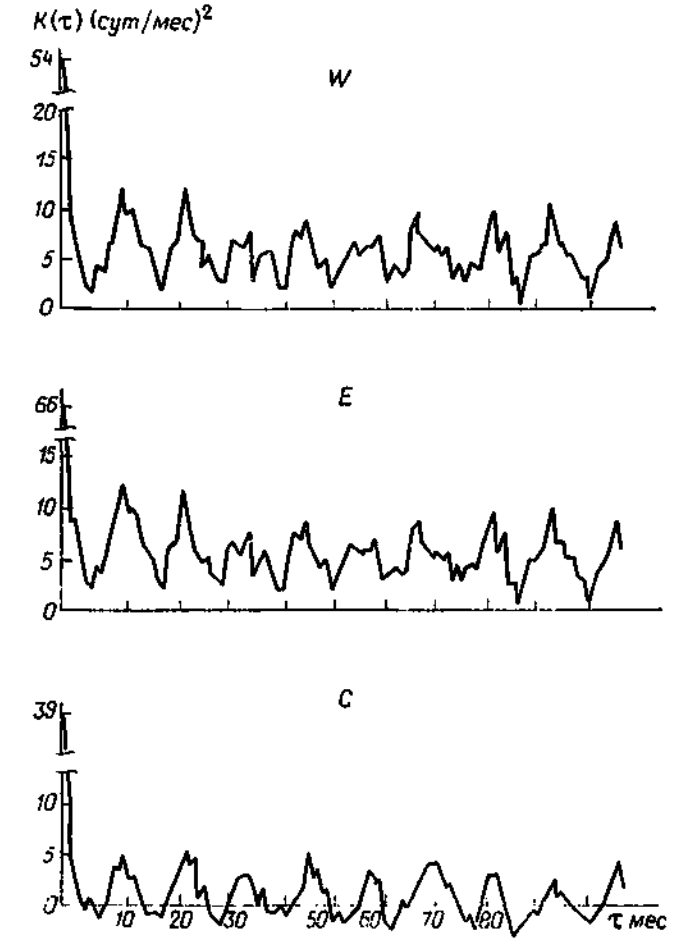


Рис. 3.29. Оценки корреляционных функций средней месячной повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

подтверждает присутствие долгопериодных колебаний в их временной изменчивости.

Корреляционная функция меридиональной формы C затухает быстрее, чем $K(\tau)$ западной и восточной форм, радиус корреляции равен 2 мес, и зависимость последующих изменений от предшествующих практически не прослеживается. Однако необходимо отметить, что на корреллограммах всех типов циркуляции присутствуют незатухающие ритмические колебания с годовым периодом.

Оценки частотных спектров $S(\omega)$ рядов средней месячной повторяемости форм W, E, C показывают различный вклад дисперсии межгодовой изменчивости и годового хода в общую дисперсию процессов. В повторяемости форм циркуляции (так же, как и в водообмене) в диапазоне частот, соответствующих внутригодовой изменчивости, выделяется годовой период. Однако если для C формы циркуляции максимум соответствует 12 мес, то для W и E его интенсивность меньше максимумов низкочастотной части спектра (рис. 3.30). В отличие от

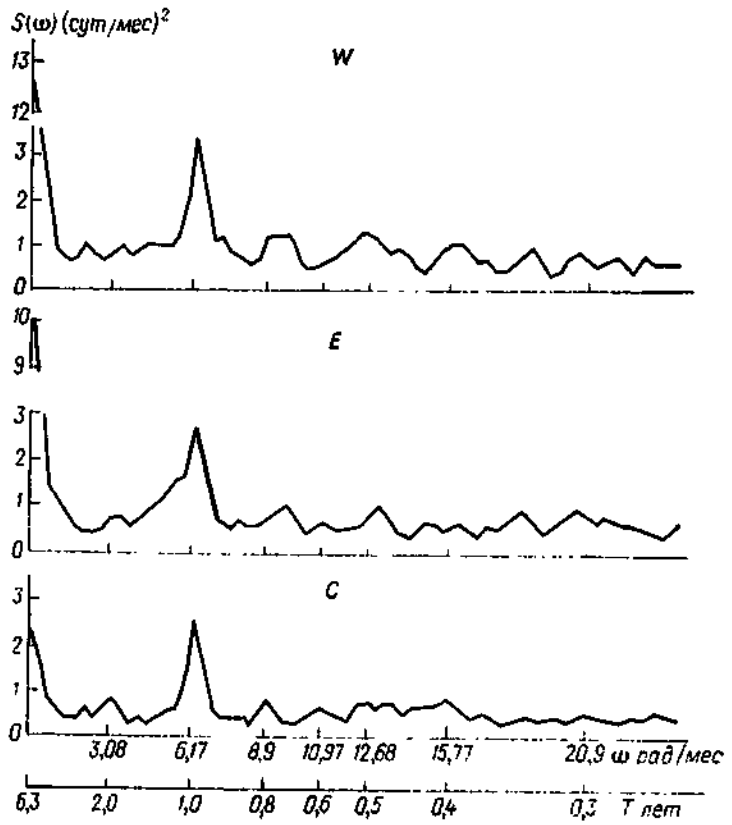


Рис. 3.30. Оценки спектральной плотности средней месячной повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

водообмена пики на обертонах годового периода (9, 6 и 4 мес) менее четко выражены и их интенсивность невелика. Высокочастотная часть спектров трех форм близка к белому шуму, а низкочастотная — для западного и восточного типов приближается к красному шуму. Анализ частотных спектров позволяет сделать вывод, что для форм W и E вклад дисперсии межгодовой и долгопериодной изменчивости в общую дисперсию процесса преобладает, для формы C вклады дисперсий годового хода и межгодовой изменчивости соизмеримы.

Корреляционный и спектральный анализы, выявившие наличие годовой ритмики в повторяемости форм циркуляции, позволили отнести последние к периодически нестационарным случайным процессам и при расчете количественных оценок параметров годового хода (так же, как и при расчете количественных оценок параметров водообмена) использовать методы теории периодически коррелированных случайных процессов ПКСП [31].

Оценки математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$ повторяемости форм атмосферной циркуляции аналогично тем же оценкам для водообмена имеют вид сложных периодических функций с характерными элементами годового хода для W и C и менее выраженным годовым ходом для E (рис. 3.31). Особенности годового хода $m(t)$ и $D(t)$ в основном подтверждают выводы, полученные при анализе реализаций. Максимальные оценки $m(t)$ меридионального типа атмосферных процессов приходятся на весенне-летний период, а зимой и осенью они уменьшаются. Процессы западной формы атмосферной циркуляции наиболее часто встречаются в осенние месяцы, а минимум их повторяемости имеет место в весенне-летний период, что совпадает с существующими представлениями об усилении западных ветров над Балтийским морем осенью и об увеличении их повторяемости в этот период. Годовой ход $m(t)$ восточной формы циркуляции практически находится в противофазе с $m(t)$ западной формы.

Вид оценок $m(t)$ повторяемости западной формы имеет много общих черт с годовым ходом $m(t)$ притока воды в Балтийское море ($Q_{пр}$), что позволяет сделать предположение о наличии влияния W на $Q_{пр}$ в этом диапазоне временной изменчивости. В определенной степени вид кривой $m(t)$ меридиональной формы циркуляции приближается к годовому ходу $m(t)$ суммарного водообмена и оттока воды из Балтийского моря. Когерентность математического ожидания и дисперсии (в отличие от тех же характеристик для водообмена) имеет место практически для всех форм, но особенно ярко выражена у W, что говорит о значительном вкладе

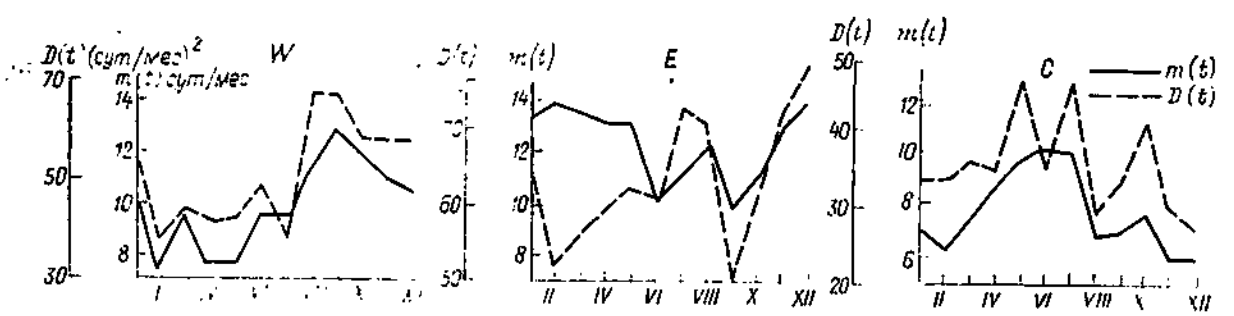


Рис. 3.31. Оценки математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$ средней месячной повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

Таблица 3.12

Статистические характеристики годового хода повторяемости (сут/мес) различных форм атмосферной циркуляции

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Западная форма *W*												
$m(t)$	10	8	10	8	8	10	9	12	13	12	11	11
$\sigma(t)$	7	6	6	6	6	7	6	8	8	8	8	8
$D(t)$	50	39	43	42	42	48	39	67	66	58	57	57
$x_{макс}$	29	24	31	25	24	25	25	31	30	31	29	29
$x_{мин}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$x_{0,25}$	4	3	4	2	3	4	5	4	6	5	5	5
$x_{0,50}$	11	7	9	6	6	9	9	10	12	12	10	11
$x_{0,75}$	16	13	13	12	12	14	13	18	18	17	16	15
T	10	8	9	6	7	9	9	10	12	12	10	10
A	0,222	0,526	0,732	0,607	0,804	0,394	0,429	0,466	0,345	0,459	0,525	0,338
Э	−0,738	−0,532	0,249	−0,502	−0,217	−0,731	−0,231	−0,753	−0,766	−0,509	−0,541	−0,377
Восточная форма *E*												
$m(t)$	13	14	14	13	13	10	11	12	10	11	13	14
$\sigma(t)$	8	7	8	8	8	8	8	8	7	8	8	9
$D(t)$	65	53	58	60	63	60	73	71	50	61	72	79
$x_{макс}$	31	28	31	30	31	30	31	29	26	27	30	31
$x_{мин}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$x_{0,25}$	7	8	8	7	8	4	4	5	4	4	6	8
$x_{0,50}$	14	15	14	14	13	8	11	13	10	10	12	14
$x_{0,75}$	19	19	19	19	20	15	18	19	15	17	20	19
T	14	14	14	14	14	9	11	12	10	10	12	14
A	0,067	−0,193	−0,041	−0,190	0,174	0,550	0,355	0,015	0,308	0,300	0,167	0,200
Э	−0,754	−0,819	−0,417	−0,932	−0,680	−0,341	−0,965	−0,998	−0,801	−0,853	−1,05	−0,699
Меридиональная форма *C*												
$m(t)$	7	6	8	9	10	10	10	7	7	8	6	6
$\sigma(t)$	6	6	6	6	7	6	7	6	6	6	6	5
D(t)	35	35	36	35	49	35	47	30	35	41	31	28
$x_{макс}$	25	26	28	27	31	26	28	21	23	24	20	23
$x_{мин}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$Q_{0,25}$	2	0	3	5	5	6	5	2	2	2	0	2
$Q_{0,50}$	6	6	7	8	9	11	9	6	7	7	5	5
$Q_{0,75}$	11	12	12	12	15	14	16	11	11	11	11	10
T	6	6	7	8	10	10	10	6	7	7	5	6
A	0,89	0,777	0,76	0,656	0,503	0,142	0,292	0,497	0,609	0,636	0,678	0,764
Э	0,64	0,1	0,40	0,66	−0,232	−0,448	−0,630	−0,724	−0,277	−0,378	−0,621	0,198

в изменчивость процессов модулированных колебаний.

Статистические характеристики годового хода повторяемости форм атмосферной циркуляции представлены в табл. 3.12.

Для получения несмещенных оценок $m(t)$, $D(t)$, $K(t, \tau)$ с целью исключения аддитивной составляющей межгодовой изменчивости проводилась операция центрирования исходных средних месячных данных на последовательность средних годовых значений.

Корреляционный и спектральный анализы рядов повторяемости форм атмосферной циркуляции выявили значительный вклад низкочастотных составляющих в общую дисперсию процессов (что нельзя сказать о процессах водообмена), что позволяет сделать вывод о присутствии аддитивной составляющей изменчивости, в первую очередь в рядах повторяемости форм *W* и *E*. Сопоставление годовых ходов математического ожидания и дисперсии, рассчитанных по средним месячным и центрированным значениям, подтверждает этот вывод. Из рис. 3.32 видно, что вид кривых годового хода $m(t)$ и $m'(t)$ для всех форм атмосферной циркуляции идентичен, математические ожидания практически для всех месяцев года отличаются на постоянную величину. Основные различия проявляются на графиках годового хода дисперсии (рис. 3.33), особенно они заметны для атмосферных процессов, характеризующихся наличием долгопериодной изменчивости

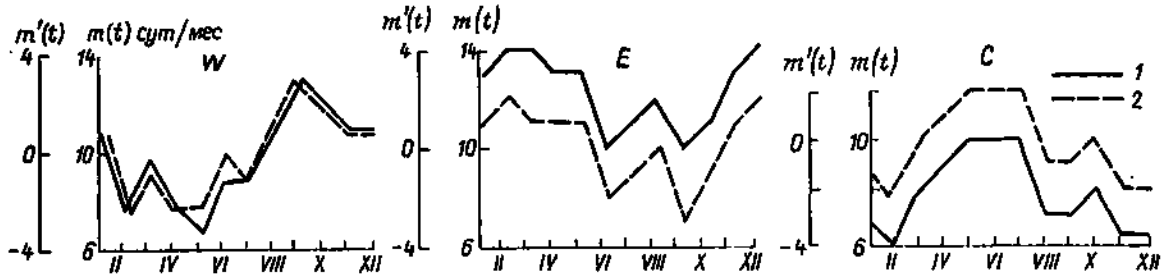


Рис. 3.32. Оценки математического ожидания средних месячных (*1*) и центрированных на годовые (*2*) значений повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

Ось $m(t)$ соответствует кривой *1*, ось $m'(t)$ — кривой *2*.

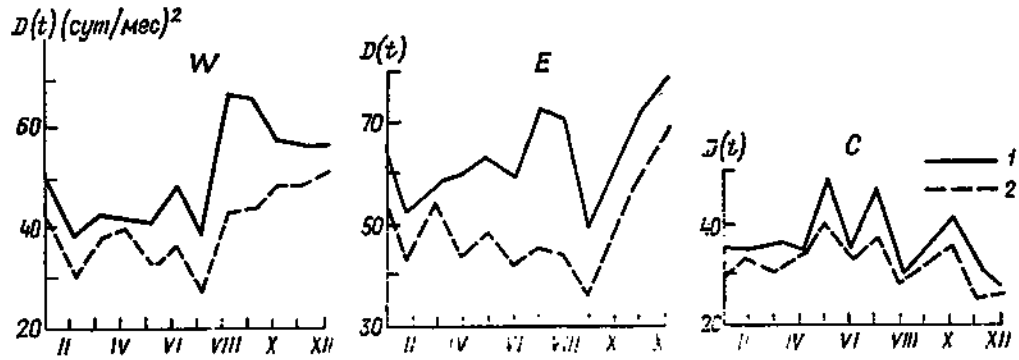


Рис. 3.33. Оценки дисперсии средних месячных (*1*) и центрированных на годовые (*2*) значений повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

(трендов). Такими процессами являются западная и восточная формы циркуляции, и наибольшие различия в дисперсиях для W имеют место во втором, а для E — в первом полугодиях, т. е. в те периоды, когда наблюдаются максимальные значения $m(t)$. Дисперсии центрированного и нецентрированного рядов повторяемости формы C, в которых вклад аддитивной составляющей изменчивости менее заметен, различаются незначительно.

Внутригодовая изменчивость эквидистантных временных рядов типов атмосферных процессов была охарактеризована с помощью методов ПКСП. Но поскольку формы атмосферной циркуляции рассматривались как один из основных режимообразующих факторов (наряду с водообменом и речным стоком) и требовалось оценить их влияние на разномасштабную изменчивость элементов режима моря, было обращено внимание на согласованность результатов их обработки. Как отмечалось в п. 3.2.4, эквидистантные временные ряды гидрометеорологических элементов могут быть получены в основном на прибрежных станциях, в открытом море и его заливах ряды, как правило, неэквидистантны, и их сезонный ход в настоящем справочнике характеризовался с помощью квантильного анализа [31].

Для возможности совместного анализа атмосферных и гидрологических процессов в табл. 3.12 внутригодовая изменчивость повторяемости форм W, E и C представлена, кроме моментных оценок, следующими вероятностными характеристиками, полученными по результатам квантильного анализа: $x_{0.25}$, $x_{0.50}$, $x_{0.75}$. В таблице приведены также значения трехсреднего Т, положение которого относительно медианы определяет асимметрию.

Для всех форм атмосферной циркуляции значения трехсреднего незначительно отклоняются от медианы, а со значениями $m(t)$ в ряде случаев совпадают. Это позволяет предположить, что функции распределения этих процессов подчиняются нормальному закону.

Данные, приведенные в табл. 3.12, позволяют рассчитать оценки разброса: размах R и интерквантильное расстояние $\bar{Q}$. Оценки среднего квадратического отклонения $\sigma(t)$ рассчитанные по $\bar{Q}$ ($\sigma' = 0{,}75\bar{Q}$), вполне согласуются со значениями, полученными в ПКСП-приближении.

Эмпирические функции распределения (рис. 3.34) ежегодных последовательностей повторяемости W, E и C форм циркуляции для каждого месяца года, спрямленные на сетке нормального закона, рассчитывались (так же, как и подобные характеристики для водообмена) по программе С. М. Микулинской. Для всех трех форм циркуляции эмпирические функции достаточно хорошо спрямляются на уровне 10—98 % для 12 мес года, что дает основание в первом приближении принять гипотезу о нормальности распределения выборки. Данная гипотеза подтверждается и попаданием всех значений $F(x)$ в область 95 %-ных доверительных интервалов, рассчитанных по критерию Колмогорова.

Таким образом, гипотеза о нормальном распределении рядов W, E и C подтверждается результатами сопоставления $\mathrm{Me}(x_{0.50})$, $m(t)$, T и спрямлением $F(x)$ на сетке нормального закона.

Распределения описываются с помощью первых четырех моментов: $m(t)$, $D(t)$, А — асимметрии и Э — эксцесса (см. табл. 3.12). Как отмечалось в п. 3.2.4, с ростом номера момента возрастает его выборочная изменчивость, обусловленная недостаточной длиной выборок, поэтому, несмотря на гипотезу о нормальном распределении, значения А и Э для всех форм атмосферной циркуляции отличаются от нуля (проверка выполнена по методу моментов, изложенному в п. 3.2.4).

Коррелированность атмосферных процессов каждого месяца года с соседними месяцами характеризуется корреляционнымн функциями $K(t, \tau)$ при $\tau = 1$ мес (рис. 3.35). Графики оценок корреляционных функций внутригодовой изменчивости для атмосферных процессов, характеризующихся значительным вкладом долгопериодной изменчивости (W и E), в большинстве случаев несимметричны и непохожи друг на друга в различные месяцы года. Для процессов западной формы циркуляции в конце лета и начале осени, т. е. в период их активизации над Балтикой, функция $K(t, \tau)$ «назад» затухает медленно, что говорит о значительном влиянии на $K(t, \tau)$ интенсивности (увеличения повторяемости) западных переносов в предшествовавший весенне-летний период. Однако воздействия на последующий период (осень—зима) повторяемость W в августе—сентябре практически не оказывает [$K(t, \tau)$ «вперед» быстро затухает].

На повторяемость восточной формы циркуляции в летние месяцы оказывает определенное влияние предшествующий фон этих процессов, однако имеет место и воздействие их на повторяемость E последующего периода [т. е. $K(t, \tau)$ более симметричны].

В целом для форм W и E можно отметить бо́льшую зависимость от предшествующих процессов, чем их влияние на последующие.

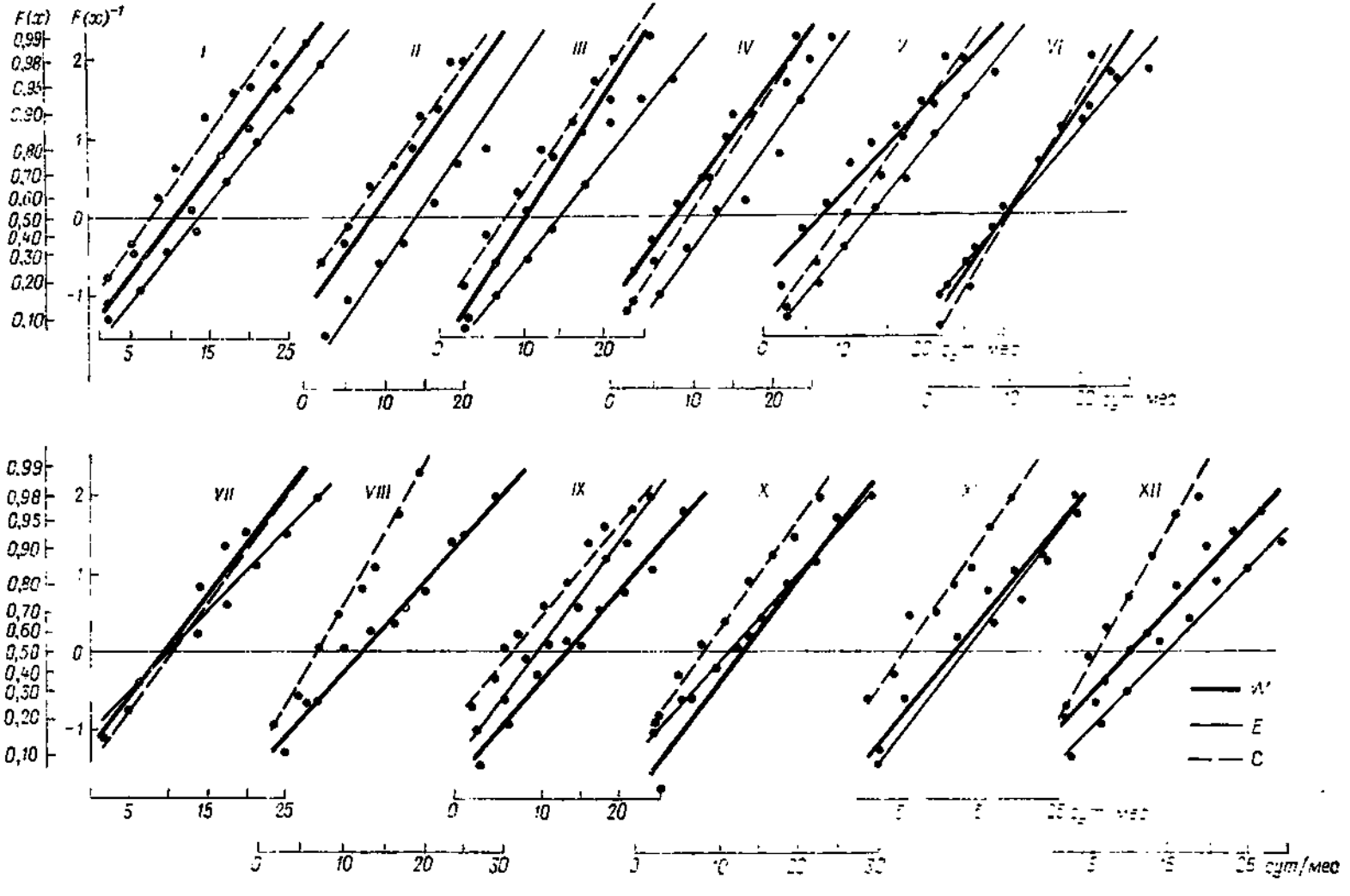


Рис. 3.34. Оценки функции распределения $F(x)$ средней месячной повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

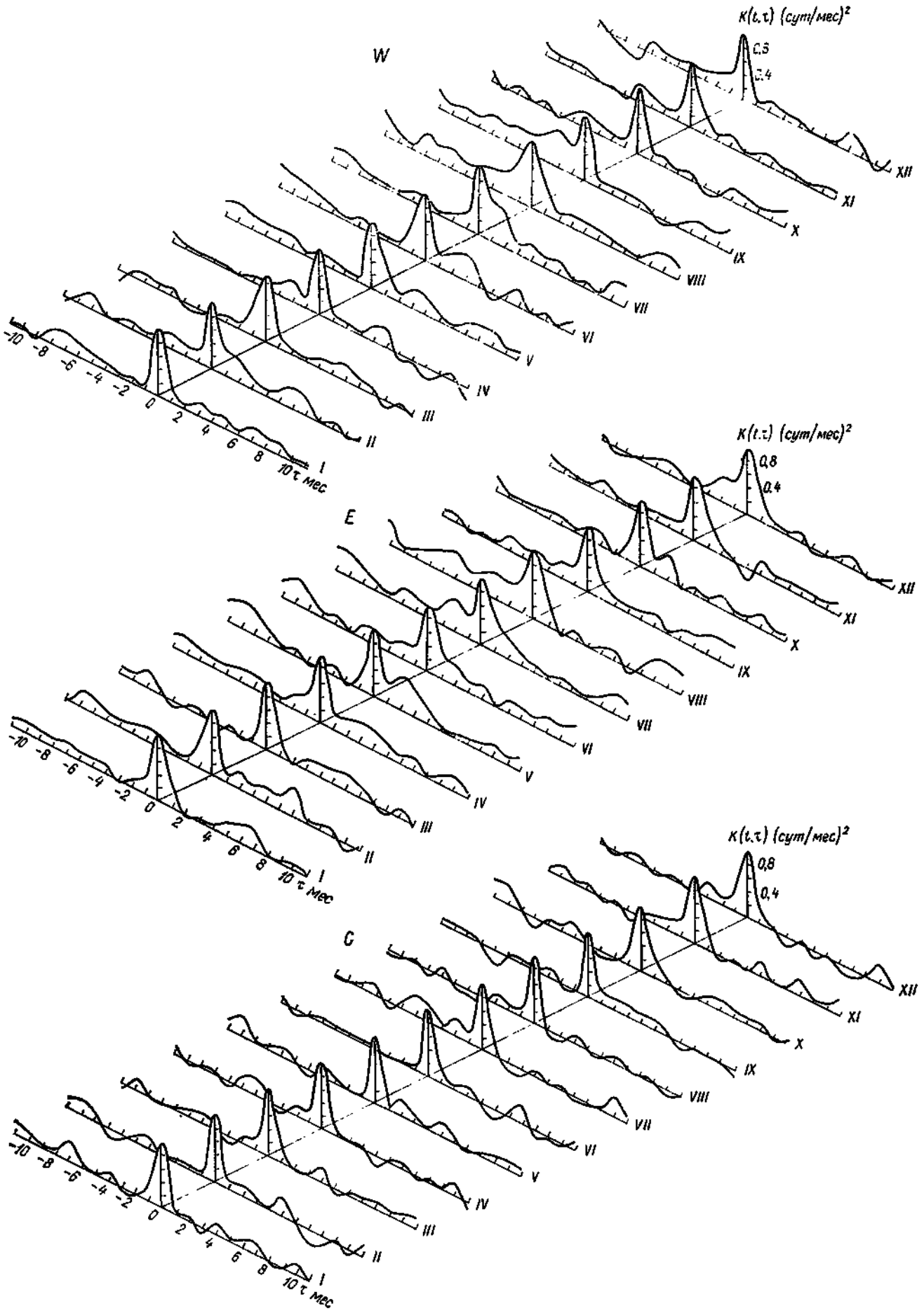


Рис. 3.35. Оценки корреляционных функций повторяемости различных форм атмосферной циркуляции с интервалом дискретности $\tau = 1$ мес.

Графики оценок $K(t, \tau)$ повторяемости меридиональной формы циркуляции, имеющий меньший вклад аддитивной составляющей, характеризуются большей симметричностью и сравнительно быстрым затуханием «вперед» и «назад», что говорит о малой взаимосвязи этих процессов во времени.

3.3.5. Межгодовая изменчивость

Межгодовая изменчивость повторяемости типов атмосферной циркуляции над атлантико-европейским сектором северного полушария (так же, как и межгодовая изменчивость водообмена) складывается из модуляционной и аддитивной (долгопериодной) составляющих, однако пропорции их вклада в общую дисперсию процесса отличны от оценок, полученных для компонент водообмена.

Для исследования вероятностных характеристик W, E и C форм циркуляции в диапазоне межгодовой изменчивости использовались осредненные за год значения повторяемости форм атмосферной циркуляции. Приведенные на рис. 3.36 и 3.37 корелограммы $K(\tau)$ и оценки спектра $S(\omega)$ для трех форм атмосферной циркуляции имеют типичные черты процессов со значительным вкладом долгопериодной составляющей изменчивости. Корелограммы западного (W) и восточного (E) типов атмосферной циркуляции близки к экспоненте с радиусом затухания корреляции в несколько десятков лет, что говорит о длительном влиянии интенсивности процесса в начальный момент времени на изменчивость повторяемости этих форм в последующие периоды.

Подобный вид функций $K(\tau)$ говорит о значительном вкладе долгопериодной компоненты колебаний в общую дисперсию процессов. Корреляционная зависимость повторяемости меридиональной формы атмосферной циркуляции ближе к затухающей косинусоиде, и знак зависимости меняется на противоположный через 8 лет, что позволяет предположить о меньшей доле низкочастотных колебаний в межгодовой изменчивости повторяемости формы C по сравнению с формами W и E.

Спектральные оценки $S(\omega)$ повторяемости западного и восточного типов циркуляции на частотах ниже годовых флюктуаций близки к спектру красного шума, однако в низкочастотной области отсутствуют резко выраженные локализованные пики. Для повышения разрешающей способности рассчитаны параметрические оценки спектров. Приведенный на рис. 3.38 параметрический спектр средних годовых значений повторяемости западной формы W позволяет хорошо проследить менее размытые пики равной интенсивности на периодах: 2,0; 3,6 и

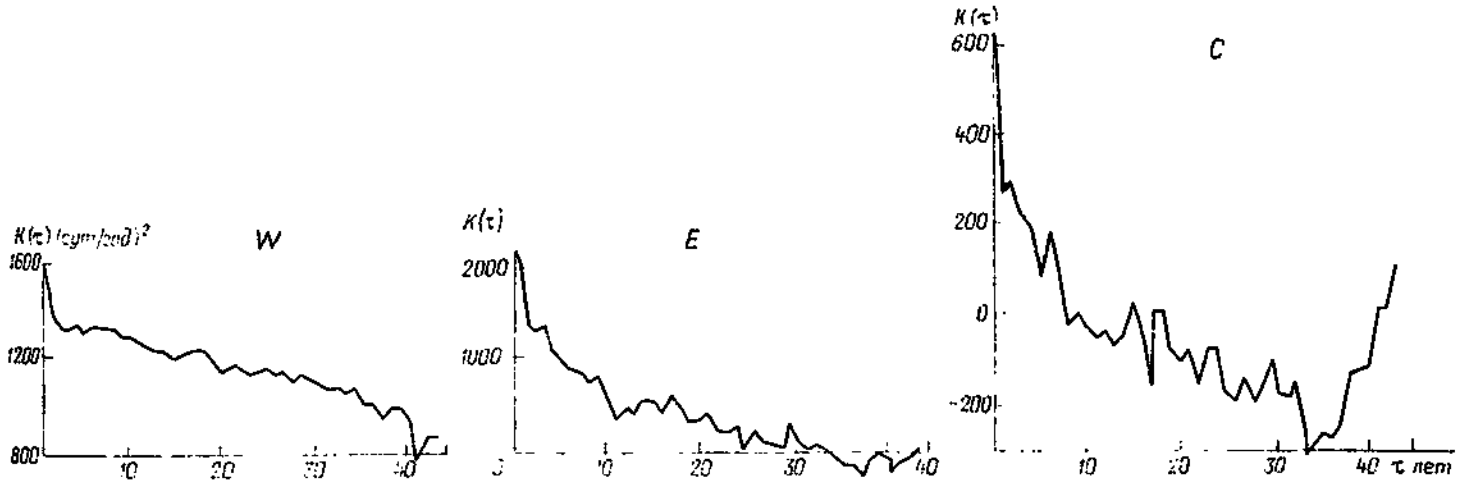


Рис. 3.36. Оценки корреляционных функций средней годовой повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

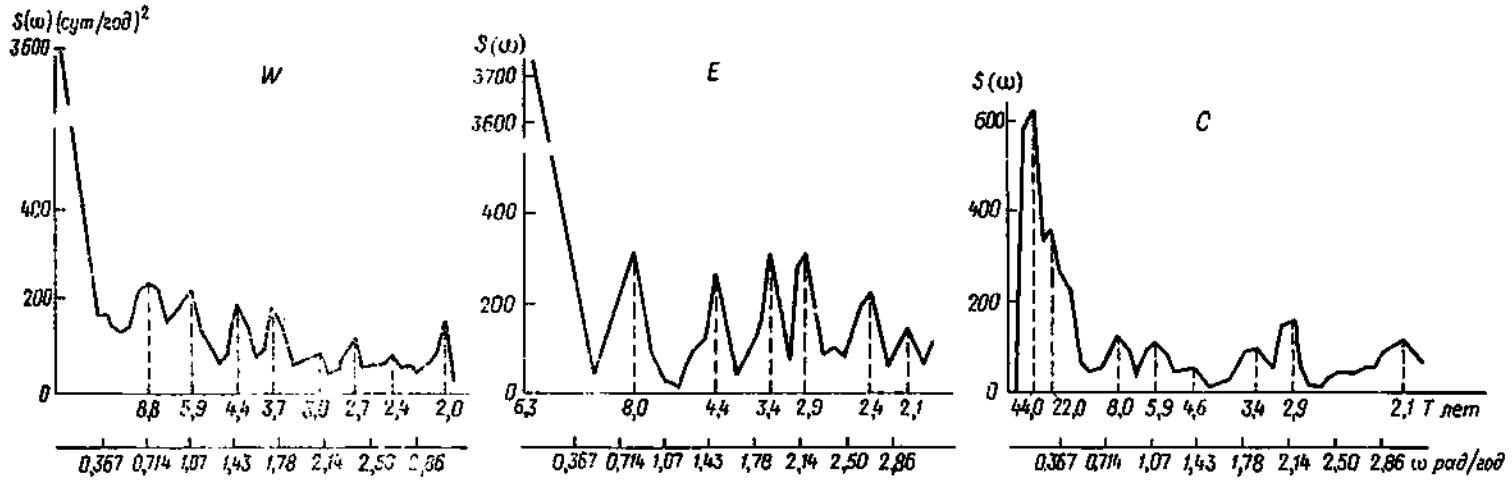


Рис. 3.37. Оценки спектральной плотности средней годовой повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

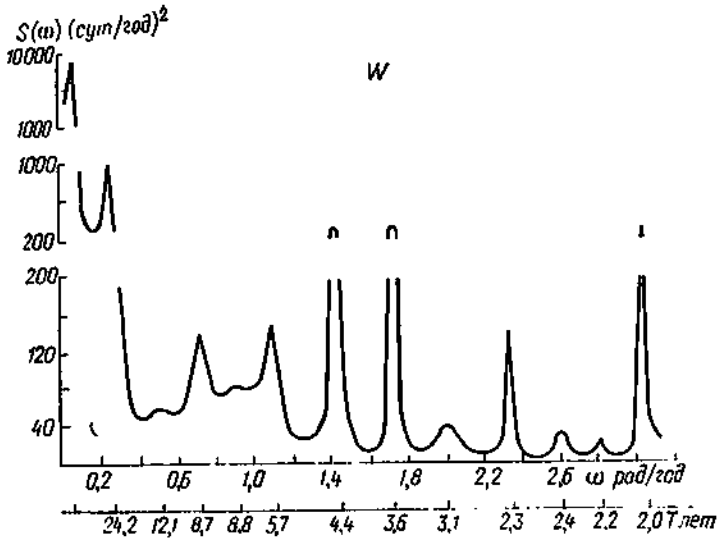


Рис. 3.38. Параметрический спектр средней годовой повторяемости западной формы атмосферной циркуляции.

4,4 года, а также пики более высокой интенсивности на периодах около 24 и 80 лет.

Спектр $S(\omega)$ повторяемости меридиональной формы атмосферной циркуляции ближе к спектру белого шума, однако на нем можно выделить пики сравнительно небольшой интенсивности на периодах: 2,1; 2,9; 5,9; 8,0 лет и пики более высокой интенсивности на периодах: 22,0 и 44,0 лет. В области более низких частот (в отличие от форм W и E) интенсивность $S(\omega)$ формы C падает, что говорит об отсутствии долгопериодных тенденций (или о малом их вкладе) в меридиональных составляющих атмосферной циркуляции.

В то же время из анализа временных рядов средней годовой повторяемости трех типов атмосферной циркуляции (рис. 3.39) видно, что помимо единой долгопериодной тенденции, характерной для процессов западной и восточной форм, в исследуемом периоде в рядах W, E и C можно выделить отдельные периоды с разнонаправленными тенденциями.

С учетом обоснований, изложенных в п. 3.2.5, было принято решение: при анализе межгодовой изменчивости повторяемости различных типов атмосферной циркуляции не фиксировать априорную длину участков линейных тенденций, а дать их экспертную оценку.

Анализ средней годовой повторяемости западного, восточного и меридионального типов атмосферной циркуляции позволил выделить следующие особенности их долгопериодной изменчивости.

На фоне общего уменьшения повторяемости W формы циркуляции, наблюдавшегося до середины 70-х годов, было отмечено резкое увеличение повторяемости западного типа с начала века до 1910 г. и два более плавных: с конца 30-х годов до 1950 г. и с середины 70-х годов до настоящего времени. Соответственно выделились три периода уменьшения повторяемости западного типа: с конца XIX в. до 1900 г., с начала 20-х до конца 30-х годов и с конца 40-х до середины 70-х годов нашего века. Причем, в отличие от практически одинаковых по продолжительности периодов увеличения повторяемости формы W, продолжительность периодов ее спада возрастала по мере ослабления тенденций. Можно также выделить период с 1910 г. до начала 20-х годов, характеризующийся выходом этого процесса на режим, близкий к квазистационарному.

Тенденции повторяемости восточной и западной форм циркуляции имеют обратный знак. Так, если в конце XIX в. число дней с W формой циркуляции доходило до 200, а в 70-х годах XX в. оно уменьшилось более чем в два раза, то повторяемость формы E за этот период увеличилась во столько же раз.

В повторяемости меридиональной формы атмосферной циркуляции единая долгопериодная тенденция (условно можно назвать ее «вековой трепд») практически отсутствует в отличие от восточной и западной форм, в которых «вековой тренд» резко преобладает над более короткопериодными колебаниями. Тенденции повторяемости формы C за отдельные периоды также отличаются от двух рассмотренных форм. Увеличение повторяемости формы C отмечалось с середины 30-х до середины 40-х годов XX в., наиболее длительный период спада наблюдался с начала века до начала 20-х годов, два более коротких — с конца 40-х до середины 50-х годов и с конца 60-х годов до 1980 г. Периоды спада и подъема чередовались с периодами отсутствия трендов в повторяемости формы C (начало века, 20-е годы, период с середины 50-х до конца 60-х и 80-е годы).

Особенности тенденции в повторяемости типов атмосферной циркуляции прослеживаются и у связанных с атмосферной циркуляцией процессов, таких, как водообмен между Балтийским и Северным морями и суммарный речной сток в море. Перечисленные особенности долгопериодной изменчивости повторяемости форм атмосферной циркуляции позволяют заранее предполагать, что вековые изменения гидрологического режима Балтики должны быть более тесно связаны с западным и восточным типами циркуляции атмосферы, в то время как ее меридиональная форма должна в большей степени влиять на более короткопериодные колебания гидрологического режима.

Статистические характеристики межгодовой изменчивости повторяемости типов атмосферной циркуляции представлены в табл. 3.13.

Таблица 3.13

Статистические характеристики межгодовой изменчивости повторяемости (сут/год) западной W, восточной E и меридиональной C форм атмосферной циркуляции

Форма циркуляции	$m(t)$	$D(t)$	$\sigma(t)$	$x_{мин}$	$x_{макс}$	$x_{0,75}$	$x_{0,50}$	$x_{0,25}$	А	Э
W	120	1615	40	36	220	150	119	90	−0,04	0,329
E	151	2244	47	42	262	178	148	114	−0,02	0,227
C	94	697	26	44	156	115	91	74	0,17	0,366

Анализ табл. 3.13 (незначительные отклонения медианы от математического ожидания и небольшие значения А и Э) позволяют сделать вывод о близости к нормальному закону распределения средних годовых значений повторяемости всех типов атмосферной циркуляции.

Так же как и в водообмене, применение квантильного анализа к временным рядам повторяемости W, E и C дало возможность выделить

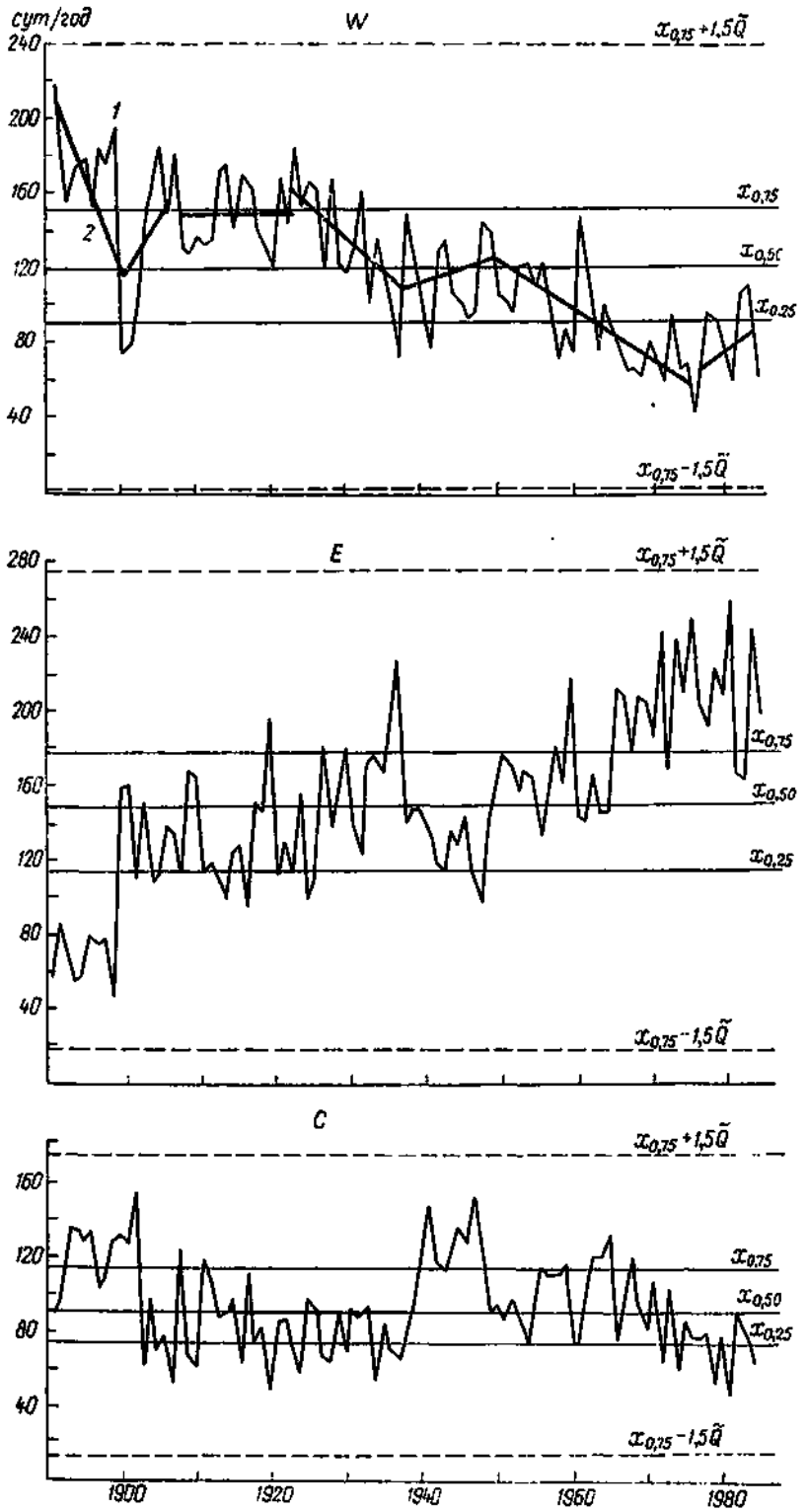


Рис. 3.39. Квантильная диаграмма средней годовой повторяемости различных форм атмосферной циркуляции.

1 — средние годовые значения, *2* — тенденции по периодам.

Таблица 3.14

Классификация лет по повторяемости форм атмосферной циркуляции (результаты квантильного анализа)

Год	Выше нормы	В пределах нормы	Ниже нормы
1891	*W*	*C*	*E*
1892	*W*	*C*	*E*
1893	*W, C*		*E*
1894	*W, C*		*E*
1895	*W, C*		*E*
1896	*W, C*		*E*
1897	*W, C*		*E*
1898	*W*	*C*	*E*
1899	*W, C*		*E*
1900	*C*	*W*	*E*
1901	*C*	*W*	*E*
1902	*C*	*E, W*	
1903		*E, W*	*C*
1904	*W*	*C*	*E*
1905	*W*		*C, E*
1906		*W, C, E*	
1907	*W*	*E*	*C*
1908	*C*	*W*	*E*
1909		*W, E*	*C*
1910		*W, E*	*C*
1911	*C*	*W*	*E*
1912		*W, C, E*	
1913	*W*	*C*	*E*
1914	*W*	*C*	*E*
1915		*W, C, E*	
1916	*W*	*E*	*C*
1917	*W*	*C*	*E*
1918		*W, E*	*C*
1919		*W, C, E*	
1920	*E*	*W*	*C*
1921	*W*	*C*	*E*
1922		*W, C, E*	
1923	*W*		*C, E*
1924	*W*	*E*	*C*
1925	*W*	*C*	*E*
1926	*W*	*C*	*E*
1927	*E*	*W*	*C*
1928	*W*	*E*	*C*
1929		*W, C, E*	
1930	*E*	*W*	*C*
1931		*W, C, E*	
1932	*W*	*C, E*	
1933		*W, C, E*	
1934		*W, E*	*C*
1935		*W, C, E*	
1936	*E*	*W*	*C*
1937	*E*		*W, C*
1938		*W, C, E*	
1939		*W, C, E*	
1940	*C*	*W, E*	
1941	*C*	*E*	*W*
1942	*C*	*W, E*	
1943		*W, C, E*	
1944	*C*	*W, E*	
1945	*C*	*W, E*	
1946	*C*	*W, E*	
1947	*C*	*W, E*	
1948	*C*	*W*	*E*
1949		*W, C, E*	
1950		*W, C, E*	
1951		*W, C, E*	
1952		*W, C, E*	
1953		*W, C, E*	
1954		*W, E*	*C*
1955		*W, C, E*	
1956		*W, C, E*	
1957		*W, C, E*	
1958	*E*	*C*	*W*
1959	*C*	*E*	*W*
1960	*E*	*C*	*W*
1961		*W, C, E*	
1962		*W, C, E*	
1963	*C*	*E*	*W*
1964	*C*	*W, E*	
1965	*C*	*E*	*W*
1966	*E*	*C*	*W*
1967	*E*	*C*	*W*
1968	*C*	*E*	*W*
1969	*E*	*C*	*W*
1970	*E*	*C*	*W*
1971	*E*	*C*	*W*
1972	*E*		*W, C*
1973		*W, C, E*	
1974	*E*		*W, C*
1975	*E*	*C*	*W*
1976	*E*	*C*	*W*
1977	*E*	*C*	*W*
1978	*E*	*W, C*	
1979	*E*	*W*	*C*
1980	*E*	*C*	*W*
1981	*E*		*W, C*
1982		*W, C, E*	
1983		*W, C, E*	
1984	*E*		*W, C*
1985	*E*	*W*	*C*
1986	*E*	*W*	*C*
1987		*W, C, E*	

Примечания: 1. Здесь значения квантилей (сут/год) для различных форм циркуляции следующие:

Форма циркуляции	$x_{0,75}$	$x_{0,25}$
W	150	90
E	178	114
C	115	74

2. Средние годовые значения повторяемости *W*, *E*, *C* форм циркуляции не выходят за пределы верхней и нижней границ.

временные интервалы с различной степенью интенсивности процессов. Графики межгодовой изменчивости повторяемости западной, восточной и меридиональной форм атмосферной циркуляции с нанесенными на них значениями квантилей, а также верхней и нижней границ, дают наглядное представление о возможности подобной классификации исследуемых временных рядов (см. рис. 3.39).

Значения повторяемости различных типов циркуляции, находящиеся между верхней ($x_{0,75}$) и нижней ($x_{0,25}$) квантилями, интерпретировались как пределы колебаний «нормы», за которую принимались медианы рядов средних годовых повторяемостей форм *W*, *E*, *C*. Значения повторяемости, выходящие за пределы верхней и нижней квантилей, рассматриваются как выше и ниже «нормы» соответственно. Однако, в отличие от водообмена, в межгодовой изменчивости которого преобладает амплитудная модуляция, для атмосферной циркуляции, характеризующейся преобладанием аддитивной составляющей в этом диапазоне изменчивости, положение верхней и нижней границ нельзя использовать в качестве критерия экстремальности процессов. Подтверждением этого является отсутствие случаев выхода за пределы границ значений повторяемости всех форм циркуляции. В соответствии с предложенными критериями временные ряды повторяемости форм *W*, *E* и *C* были разделены на периоды, характеризующиеся повышенной, пониженной или близкой к норме повторяемостью типов атмосферной циркуляции. Результаты анализа представлены в табл. 3.14.

Условно временные ряды повторяемости западного (*W*) и восточного (*E*) типов можно разделить

на два периода: первый — продолжительностью в среднем около 40 лет и второй — более 50 лет. Для формы W первый период (с 1891 по 1932 г.) характеризовался преобладанием повторяемости циркуляции этой формы над двумя остальными: 55 % случаев выше нормы, 40 % в пределах нормы и 5 % (2 случая) ниже нормы. Соответственно повторяемость E формы в первый период (с 1891 по 1926 г.) была понижена: 56 % случаев ниже нормы, 42 % в пределах нормы и 2 % выше нормы.

Во второй период (1933—1987 гг.) повторяемость формы W была близка к норме или понижена, причем в первой половине периода преобладало число случаев, близких к норме, а во второй половине — ниже нормы. В целом за весь период наблюдалось 40 % случаев ниже нормы и 60 % — в пределах нормы (случаев выше нормы не наблюдалось).

Для восточного типа циркуляции второй период был более продолжительным (1927—1987 гг.) и отличался повышенной и близкой к норме повторяемостью формы E (39 и 60 % случаев соответственно).

Различная продолжительность выделенных периодов позволяет рассматривать их как неполные составные части единой долгопериодной тенденции за исследуемый временной интервал, проанализировать и выделить которую полностью не позволяет длина рядов W и E.

В середине временно́го ряда повторяемости меридионального типа циркуляции (C) выделяются два периода равной продолжительности 1903—1937 гг. и 1938—1971 гг. пониженной и повышенной активности формы C соответственно. В первом из этих временны́х интервалов наблюдалось 46 % случаев ниже нормы, 48 % в пределах нормы и 6 % выше нормы; во втором периоде: 38 % случаев выше нормы, 59 % в пределах нормы и 3 % ниже нормы.

Начало временно́го ряда меридионального типа циркуляции (1891—1902 гг.) характеризовалось повторяемостью в пределах и выше нормы (67 % случаев выше нормы и 33 % в пределах нормы), а в последние годы (1972—1987 гг.) имел место пониженный фон повторяемости формы C (44 % ниже нормы и 56 % в пределах нормы). Можно предположить, что для меридиональной формы циркуляции характерно чередование периодов повышенной и пониженной повторяемости продолжительностью 30—35 лет (полагая, что в начало и конец временного ряда периоды полностью не вошли, а составляют 12 и 16 лет).

При выделении долгопериодных составляющих изменчивости из рядов средней годовой повторяемости различных форм атмосферной циркуляции использовался низкочастотный фильтр Баттерворта (тот же, что и для водообмена).

Результаты низкочастотной фильтрации при срезах фильтра 11 и 30 лет позволили выделить колебательный характер процессов атмосферной циркуляции с сохранением основных особенностей долгопериодной изменчивости, отмеченной выше (рис. 3.40). При срезе фильтра в 11 лет проявляются практически все тенденции, выявленные в процессе экспертных оценок. В рядах повторяемости форм W, E и C, отфильтрованных со срезом 30 лет, имеет место небольшой сдвиг во времени наступления экстремумов по сравнению со средними годо-

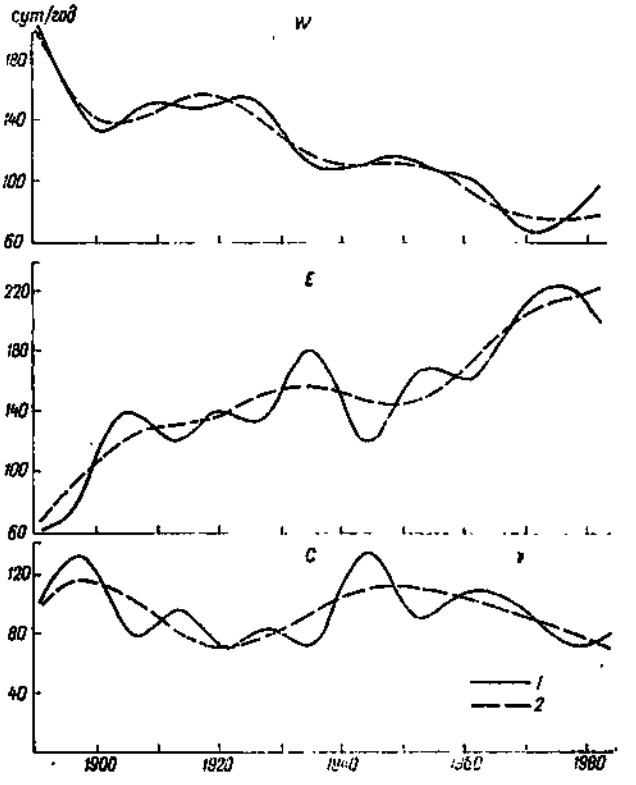


Рис. 3.40. Средние годовые значения повторяемости различных форм атмосферной циркуляции, отфильтрованные со срезом 11 лет (*1*) и 30 лет (2).

выми значениями повторяемости типов атмосферной циркуляции. Для западной и восточной форм при этом срезе заметны колебания с периодом несколько большим 30 лет, однако по амплитуде они существенно меньше векового тренда. В отфильтрованных рядах меридиональной формы вековой тренд отсутствует, но выявляются колебания с периодом более 40 лет.

Представление о взаимозависимости межгодовых изменений повторяемости атмосферных процессов в рамках сезонов можно получить по оценкам корреляционных функций W, E и C с интервалом дискретности $\tau = 1$ год (рис. 3.41). Корреляционные функции межгодовой изменчивости повторяемости форм атмосферной циркуляции в основном характеризуются экспоненциальным убыванием связей с замедленным затуханием (особенно в летние месяцы) для форм W и E, что обусловлено значительным вкладом аддитивной составляющей в межгодовую изменчивость процессов. Для меридиональной формы C в сентябре и феврале корреляционные функции близки к косинусоиде, причем в сентябре в течение 10 лет не наблюдается ее затухание.

Межгодовая изменчивость повторяемости форм атмосферной циркуляции наряду с аддитивной составляющей содержит модуляционную составляющую межгодовой изменчивости, которая характеризуется тенденциями усиления или ослабления размаха колебаний кривой годового хода и определяется через дисперсию ПКСП-приближения (D^*) и интерквантильное расстояние ($Q_м$) средних месячных значений за последовательные годы.

В межгодовой изменчивости модуляционной составляющей повторяемости форм атмосферной циркуляции были выделены однонаправленные тенден-

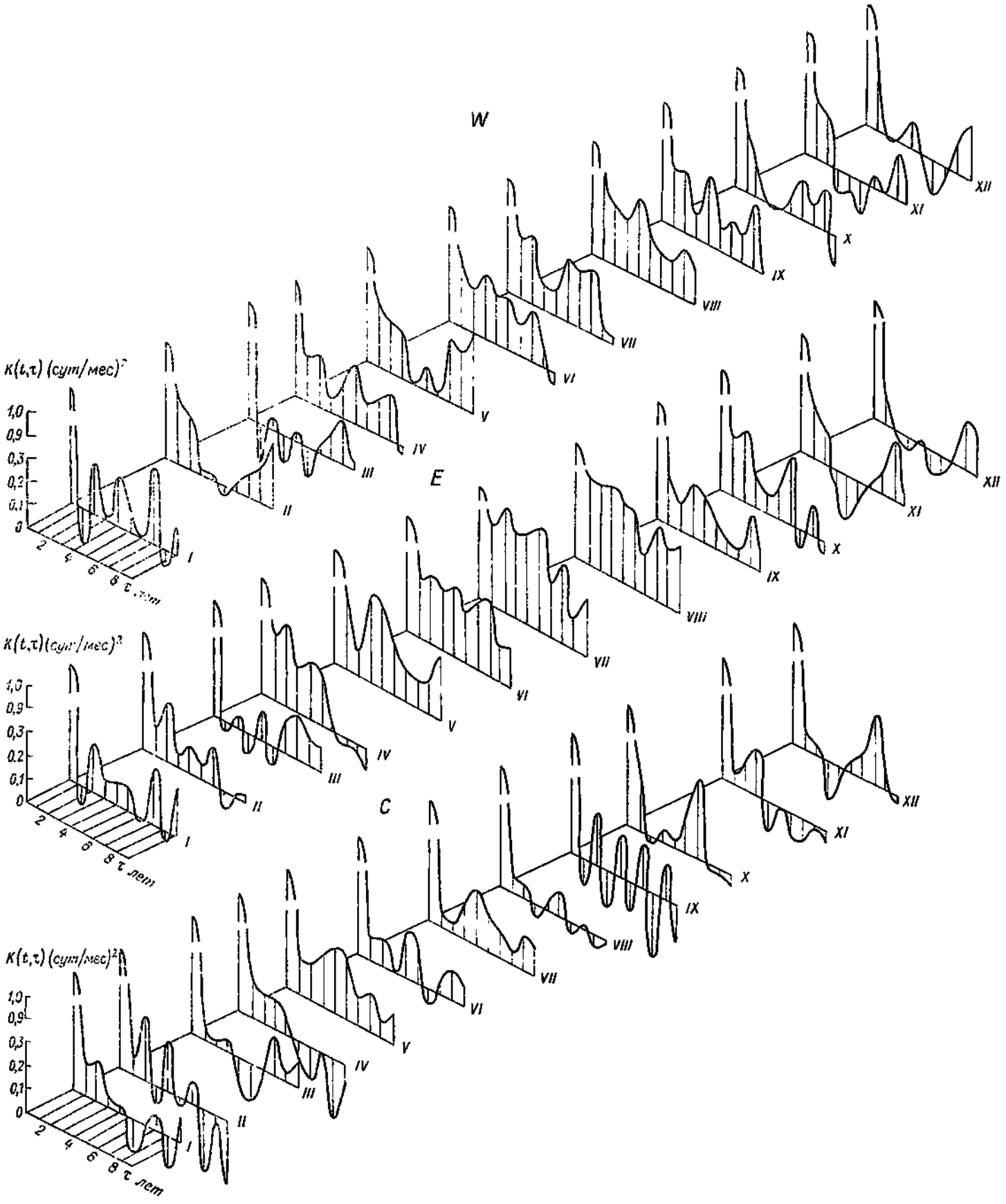


Рис. 3.41. Оценки корреляционных функций повторяемости различных форм атмосферной циркуляции с интервалом дискретности $\tau = 1$ год.

ции по периодам (рис. 3.42). Для типов циркуляции с явно выраженными вековыми тенденциями к спаду (W) и подъему (E) в изменчивости модуляционной составляющей начиная с 1910 г. имели место однонаправленные тенденции по периодам с незначительным сдвигом по фазе (в отличие от противоположно направленных трендов аддитивной

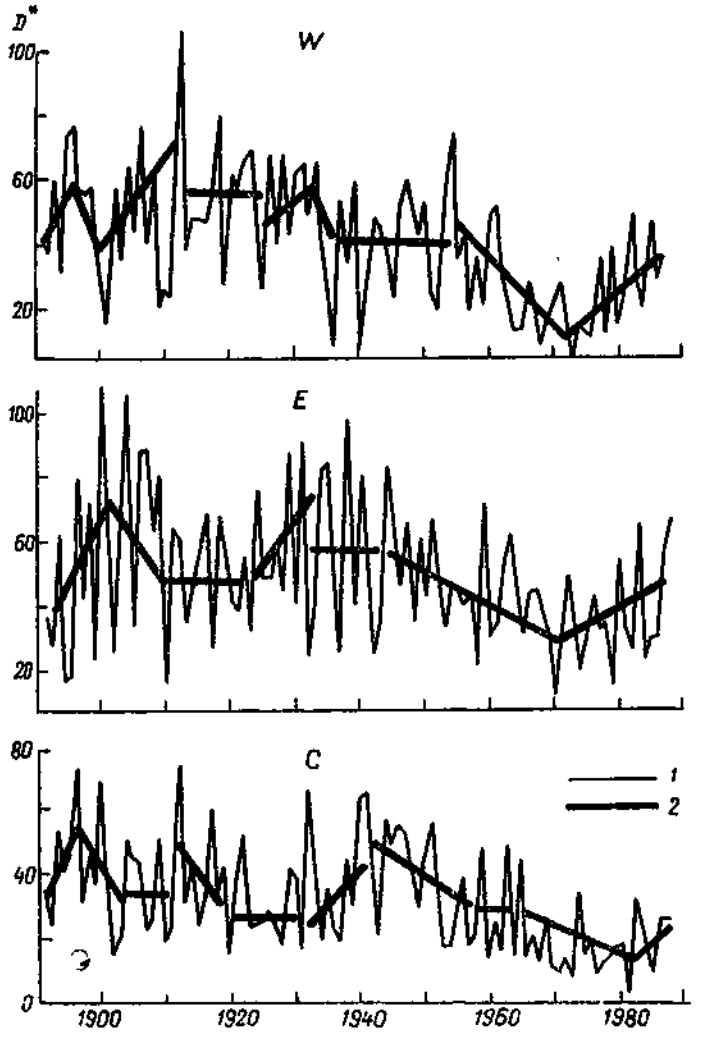


Рис. 3.42. Средние годовые значения модуляционной составляющей повторяемости различных форм циркуляции (*1*) и тенденции их изменений по периодам (*2*).

составляющей). Следовательно, колебания устойчивости средних годовых значений повторяемости этих типов атмосферной циркуляции могут быть связаны с воздействием одних и тех же факторов.

Длительная тенденция ослабления размаха колебаний кривой годового хода повторяемости форм W и E наблюдалась с начала 50-х до середины 70-х годов и совпала по времени с наиболее явно выраженным спадом для W и увеличением для E повторяемости их средних годовых значений. В этот период увеличивалась устойчивость средней годовой повторяемости форм W и E. С середины 70-х годов изменилось направление вековых трендов аддитивной составляющей повторяемости западной и восточной форм атмосферной циркуляции и соответственно проявились тенденции к росту размаха колебаний кривой их годового хода.

Для меридиональной формы атмосферной циркуляции характерно отсутствие явно выраженной вековой тенденции в колебаниях ее повторяемости, а выделенные тенденции по периодам аддитивной и модуляционной составляющих во многих чертах совпадают. Ослабление размаха колебаний кривой годового хода имело место в течение длительного периода с 1940 по 1980 г.

В табл. 3.15 приведены сравнительные оценки размаха колебаний (R) и интерквантильного расстояния ($\tilde{Q}$) внутригодовой и межгодовой изменчивости повторяемости форм атмосферной циркуляции.

Таблица 3.15

Статистические характеристики (R, $\tilde{Q}$) внутригодовой изменчивости и аддитивной и модуляционной составляющих межгодовой изменчивости повторяемости (сут/мес) различных форм атмосферной циркуляции

Форма циркуляции	Внутригодовая изменчивость		Межгодовая изменчивость			
			аддитивная составляющая		модуляционная составляющая	
	$R_г$	$\tilde{Q}_г$	$R_а$	$\tilde{Q}_а$	$R_м$	$\tilde{Q}_м$
W	31	11	15	5	20	10
E	31	13	18	5	22	10
C	31	9	9	3	18	9

Анализ данных таблицы показал, что для форм W и E, т. е. для типов циркуляции с выраженной вековой тенденцией, вклад дисперсий внутригодовой и модуляционной составляющей изменчивости сопоставим, а аддитивной в два раза меньше. Наибольшим размахом колебаний (R) характеризуется внутригодовая изменчивость, а R аддитивной и модуляционной составляющих примерно в 1,5 раза меньше.

Для меридионального типа атмосферной циркуляции, отличающегося отсутствием векового тренда, эти соотношения меняются. Вклад в общую дисперсию процесса дисперсий внутригодовой изменчивости и модуляционной составляющей одинаков, а аддитивной составляющей — в три раза меньше. Минимальный размах колебаний характерен для аддитивной составляющей, R межгодовых колебаний кривой годового хода превышает его в два раза, а максимальный размах характерен для внутригодовой изменчивости.

Результаты анализа показывают, что западная и восточная формы атмосферной циркуляции, очевидно, оказывают воздействие на формирование изменчивости элементов режима моря, в межгодовых колебаниях которых помимо модуляций годового хода присутствует долгопериодная (аддитивная) составляющая.

Таким образом, при совместном анализе всего комплекса режимообразующих факторов и выборе из него основных факторов, а также предикторов при разработке прогнозов необходимо предварительно исследовать разномасштабную изменчивость элементов режима моря и внешних факторов и оценить вклад дисперсий различных диапазонов изменчивости в общую дисперсию процесса.

3.4. Оценка вклада режимообразующих факторов в формирование временно́й изменчивости различных диапазонов элементов режима моря

Структура временно́й изменчивости гидрологических характеристик различных слоев моря зависит от степени участия различных внешних факто-

ров в их формировании. Для оценки влияния основных внешних факторов на внутригодовую и межгодовую изменчивость гидрологического режима моря в качестве основной характеристики была выбрана соленость воды, отличающаяся консервативностью по отношению к химико-биологическим процессам, протекающим в водной среде, сравнительно мало подверженная влиянию антропогенных факторов и являющаяся в связи с этим индикатором естественных изменений, происходящих в Балтийском море.

С несколько меньшей степенью детализации был выполнен совместный анализ режимообразующих факторов, колебаний уровня и модуля скорости течений.

Представление о механизмах влияния речного стока на режим солености вод Балтийского моря было выработано на основе эмпирического анализа натурных данных. И. И. Николаев [38] впервые выделил непосредственное и опосредованное влияние речного стока на солевой режим моря; причем опосредованное влияние, связанное с увеличением или уменьшением стокового течения из Балтийского моря и соответственно в большей или меньшей степени препятствующее поступлению соленых вод через проливы, автор считал основным механизмом воздействия речного стока на солевой режим моря. Впоследствии при описании режима Балтийского моря речной сток как основной режимообразующий фактор учитывался всеми океанографами. А. Е. Антонов [4] при описании закономерностей многолетней изменчивости элементов экосистемы моря исходил из предположения об однонаправленности воздействия океана и материка (т. е. притока соленых североморских вод и речного стока) на солевой режим моря. Согласно взглядам автора, максимальное воздействие материка (через речной сток) проявляется на солевом режиме поверхностного слоя вод восточной части Балтики, а наибольшее влияние океана (через ответвление Северо-Атлантического течения) — в придонных и глубинных слоях юго-западной части моря. И. М. Соскин [47], Фонзелиус [67], Калейс [81], Лауняйнен [88] подтвердили наличие связи между многолетними колебаниями речного стока и солености воды: за периодами повышенного стока следуют, хотя и с очевидным запаздыванием, периоды низкой солености и наоборот. В рамках исследований по проекту «Балтика» [14] долгопериодных изменений гидрологических условий в центральной части Балтийского моря под влиянием суммарного речного стока, водообмена через Датские проливы и повторяемости различных типов атмосферной циркуляции был установлен механизм влияния речного стока на соленость вод различных слоев центральной части моря (Готландская впадина). Так, непосредственное распресняющее влияние речные воды оказывают на поверхностный слой, а на выходе из Балтийского моря, в узком и мелководном Бельтском море (п/м Гедсер-Рев), речные воды частично перемешиваются с североморскими и, поступая обратно в море, распространяются в промежуточном и глубинном слоях. Влияние речного стока на соленость в этих слоях осуществляется опосредованно через колебания солености в проливах Большой и Малый Бельты и с существенным сдвигом во времени.

Значительное влияние речного стока на режим солености Балтийского моря и его заливов приводит к необходимости получения количественных оценок этого влияния.

Авторами статьи [5] предложено несколько подходов, позволяющих с помощью теоретических методов анализа получить количественные оценки влияния речного стока на соленость вод моря или его заливов.

В большинстве случаев при исследовании этой задачи авторы пытались найти единственный показатель речного стока в море и дать характеристику его изменчивости и влияния. Так, И. И. Николаев и Калейс в качестве такого показателя использовали суммарный сток трех крупных рек бассейна: Невы, Нарвы и Даугавы. И. М. Соскин и Фонзелиус в качестве показателя речного стока в море использовали данные о стоке Вуоксы, а Лауняйнен дополнил их данными о стоке Кемийоки. А. Е. Антонов считал, что особенности многолетних колебаний водности бассейна Балтийского моря интегрирует Нева.

В то же время только исследование генезиса речного стока по водосборному бассейну во времени (см. гл. 3.1) и комплексный анализ речного стока и солености воды на единой методологической основе в широком диапазоне частот дают возможность понять механизм влияния речного стока на режим моря.

3.4.1. Годовой ход

Наличие во временной структуре процессов явно выраженной ритмики годовой цикличности приводит к необходимости исследования их взаимодействия начиная с диапазона внутригодовой изменчивости. В этом диапазоне изменчивости речной сток и соленость воды рассмотрены как совместно периодически коррелированные случайные процессы. Для установления вида их взаимосвязи использованы рассчитанные для каждого месяца года автокорреляционные $K_Q(t, \tau)$, $K_S(t, \tau)$ и взаимокорреляционные $K_{SQ}(t, \tau)$ функции внутригодовой ($\tau =$ $= 1$ мес) изменчивости.

Особенности влияния речного стока на режим солености Балтийского моря исследованы на примере репрезентативных рек Неман и Нева, представляющих реки двух районов: Прибалтики и Северо-Востока соответственно. Эти районы относятся к одному климатическому району, но отличаются по степени естественной зарегулированности стока рек.

Поскольку максимальное влияние речного стока на соленость вод проявляется в прибрежных районах, то в справочнике в основном использованы данные наблюдений за соленостью воды на береговых, островных и фиксированных станциях.

На рис. 3.43 приведены графики оценок математического ожидания стока рек Невы и Немана и солености воды.

Годовой ход солености воды, измеряемой на ГМС Клайпеда (1961—1983 гг.), практически зеркально отражает годовой ход стока Немана: минимум солености совпадает с максимумом стока и наблюдается в апреле, в период весеннего половодья; нисходящая ветвь годового хода солености совпадает с восходящей ветвью годового хода стока и наоборот; зимний максимум солености совпадает с минимумом речного стока периода межени; в пе-

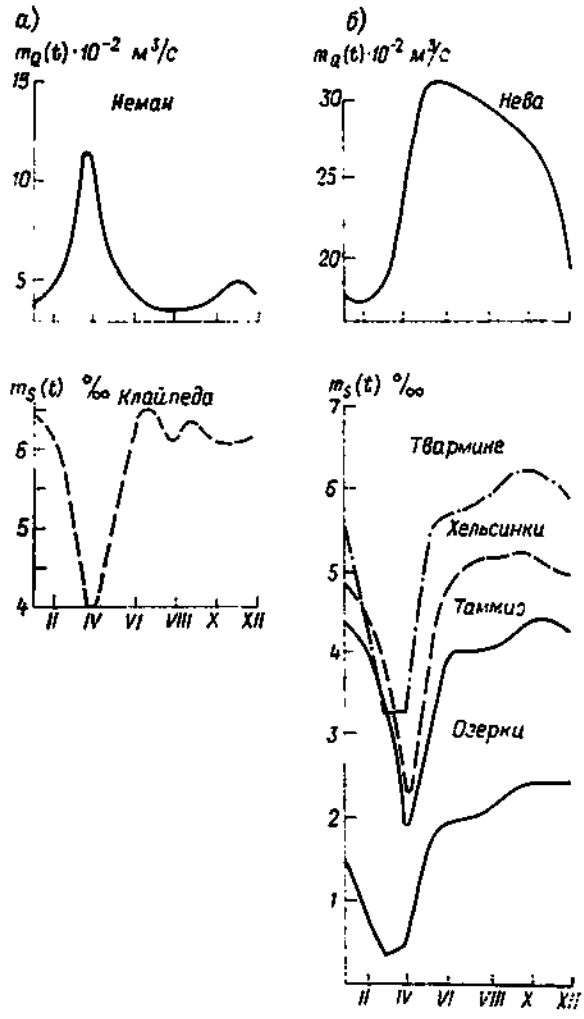


Рис. 3.43. Оценки математического ожидания стока Немана и солености воды на ГМС Клайпеда (*а*), стока Невы и солености воды на станциях вдоль северного побережья Финского залива (*б*).

$m_Q(t)$ — математическое ожидание стока, $m_S(t)$ — то же солености.

риод осеннего половодья наблюдается вторичный минимум солености. Различия проявляются лишь летом (август), когда при минимуме стока на кривой годового хода солености также наблюдается минимум.

По мере увеличения степени естественной зарегулированности стока, что свойственно рекам Северо-Востока, меняется картина его влияния на режим солености. Сравнение кривых стока Невы и солености вод на станциях вдоль северного побережья Финского залива показывает, что годовой ход солености сдвинут по отношению к годовому ходу стока. Так, минимум солености наблюдается в марте—апреле и наступает на 2—3 мес раньше, чем максимум стока (май—июль), очевидно, в этом случае преобладает распресняющее влияние процессов ледотаяния. Максимум солености также наблюдается на 2—3 мес раньше, чем минимум стока. Только во вторую половину года (после летнего половодья, с июня по октябрь) уменьшению речного стока соответствует увеличение солености.

Необходимо обратить внимание на неизменность формы кривой годового хода солености по мере удаления финских фиксированных станций от устья Невы. Существенно возрастает лишь средний уровень (общий фон) годового хода солености; так, нулевой коэффициент разложения в ряд Фурье кривой $m_S(t)$ увеличивается от 1,73 ‰ на ГМС Озерки до 6.07 ‰ на ст. Твармине.

Для детализации особенностей взаимосвязи речного стока и солености воды в отдельные месяцы года рассмотрен характер поведения авто- и взаимокорреляционных функций внутригодовой изменчивости процессов (рис. 3.44).

Вид автокорреляционных функций внутригодовой изменчивости стока Немана и солености воды на ГМС Клайпеда для одного и того же месяца идентичен, но от месяца к месяцу изменяется (3.44 *а*). Вид взаимокорреляционных функций тех же характеристик для разных месяцев года различен, но подобен виду автокорреляционных функций $K_Q(t, \tau)$ и $K_S(t, \tau)$ для каждого из месяцев. Коэффициенты взаимной корреляции (табл. 3.16) существенны для всех месяцев года, кроме марта. В марте, несмотря на когерентность кривых оценок математического ожидания речного стока и солености (см. рис. 3.43), процессы не коррелируют и преобладающее влияние на режим солености оказывает таяние льда.

Достаточно высокие коэффициенты взаимной корреляции для всех месяцев года, кроме марта, медленное затухание авто- и взаимокорреляционных функций внутри года позволяет считать, что в этом диапазоне частот сток Немана и солености на ГМС Клайпеда взаимодействуют как коррелированные красные шумы.

Анализ рис. 3.44 позволяет выдвинуть следующую гипотезу о влиянии годового хода речного стока на режим солености.

Поступление в залив большого количества пресной воды в период весеннего половодья естественно незарегулированной реки формирует не только основной минимум солености в близлежащем

Таблица 3.16

Средние месячные коэффициенты взаимной корреляции речного стока и солености морской воды на береговых и островных ГМС

Река — пункт наблюдений (период расчета)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Нева — Озерки (1955—1975)	−0,54	−0,36	−0,35	0,37	−0,49	−0,54	−0,42	−0,39	−0,49	−0,40	−0,61	−0,39
Нева — о-в Мощный (1954—1972)	−0,37	−0,56	−0,51	−0,46	−0,26	−0,38	−0,51	−0,40	−0,49	−0,52	−0,26	0,03
Нева — о-в Гогланд (1920—1939)	−0,74	−0,07	−0,17	−0,30	−0,62	−0,68	−0,38	−0,30	−0,64	−0,58	−0,47	−0,62
(1961—1975)	−0,44	−0,53	−0,21	−0,06	−0,31	−0,49	−0,38	−0,30	−0,45	−0,35	−0,43	−0,37
Нева — Хельсинки (1920—1966)	−0,40	−0,31	−0,27	−0,20	−0,31	−0,46	−0,39	−0,37	−0,44	−0,43	−0,40	−0,20
Нева — Утё (1911—1966)	−0,23	−0,05	−0,10	0,23	−0,04	−0,04	0,01	−0,06	−0,03	0,06	0,02	−0,18
Нарва — Пыхуу (1948—1977)	0.07	−0,19	−0,01	0,01	−0,34	−0,51	−0,70	−0,57	−0,53	−0,31	−0,26	−0,12
Неман — Клайпеда (1961—1983)	−0,74	−0,69	−0,02	−0,70	−0,89	−0,44	−0,36	−0,72	−0,64	−0,75	−0,76	−0,40

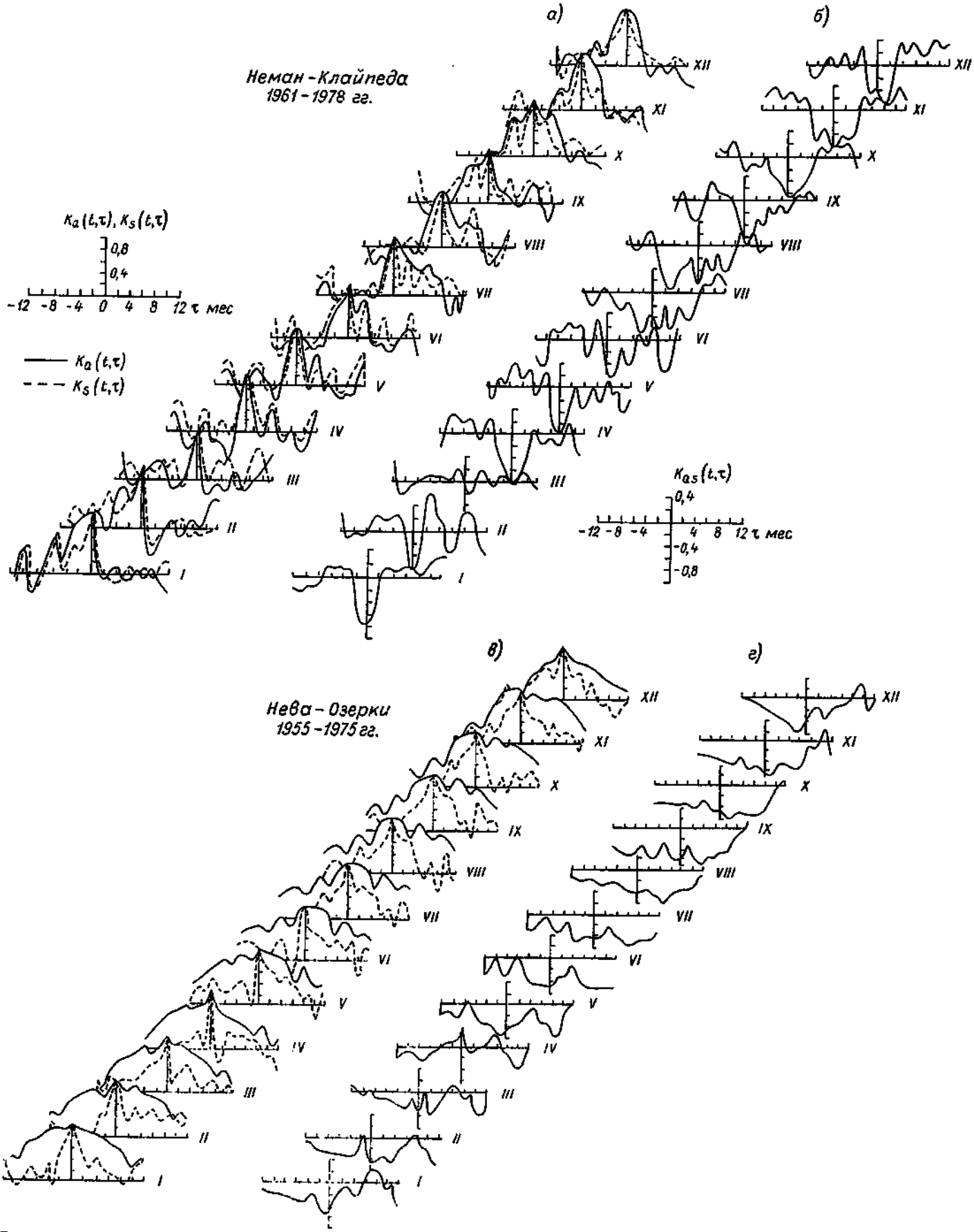


Рис. 3.44. Автокорреляционные функции внутригодовой изменчивости стока Немана и солености воды на ГМС Клайпеда (*а*), стока Невы и солености на ГМС Озерки (*в*) и взаимокорреляционные функции внутригодовой изменчивости стока Немана — солености на ГМС Клайпеда (*б*), стока Невы — солености на ГМС Озерки (*г*).

$K_Q(t, \tau)$ — автокорреляционная функция стока, $K_S(t, \tau)$ — то же солености; $K_{QS}(t, \tau)$ — взаимокорреляционная функция.

к устью районе, но и общий уровень процесса следующей части года, на который накладывается действие второстепенных факторов. Уровень зимнего максимума солености также существенно зависит от объема речной воды, поступившей в залив в период половодья.

Иная зависимость существует между стоком Невы и соленостью воды на ГМС Озерки (рис. 3.44 *в, г*). Ход автокорреляционных функций $K_Q(l, \tau)$, $K_S(l, \tau)$ внутригодовой изменчивости процессов неидентичен. Для стока Невы $K_Q(l, \tau)$ для всех месяцев года являются незатухающими, симметричными, однотипными и значимыми. Автокорреляционные функции внутригодовой изменчивости солености различаются от месяца к месяцу и затухают в течение года. По виду взаимокорреляционной функции внутригодовой изменчивости в пределах года можно выделить два периода: с декабря по апрель (до летнего половодья), когда связь между процессами выражена слабо, и с мая по ноябрь (в период и после половодья), когда связь не затухает внутри года и переходит в диапазон межгодовой изменчивости. В первый из периодов года связи повторяют вид автокорреляционных функций солености, во второй период года — вид автокорреляционных функций речного стока. Подобная картина наблюдается и на других станциях Финского залива, что объясняется наличием во временной изменчивости стока Невы долгопериодного колебания, формирующего соответствующие изменения солености.

Поскольку такие факторы, как водообмен между Балтийским и Северным морями и речной сток, являются важнейшими составляющими водного баланса моря, то при совместном анализе внутригодовых колебаний различных режимообразующих процессов основное внимание обращалось на оценку влияния атмосферной циркуляции на изменчивость этих факторов. В результате были выявлены следующие особенности:

— годовой ход повторяемости западной формы атмосферной циркуляции (W) и притока воды в Балтийское море ($Q_{пр}$) имеет ряд общих черт; в частности, максимальные значения $Q_{пр}$ в осенне-зимние месяцы совпадают по времени с наибольшей повторяемостью W, что позволяет сделать предположение о преимущественном влиянии последней на изменчивость поступления вод в этом диапазоне изменчивости;

— годовой ход математического ожидания повторяемости меридиональной формы атмосферной циркуляции (C) близок к годовому ходу суммарного водообмена (Q_Σ) и оттока воды из Балтики ($Q_{от}$), однако последние связаны также с изменчивостью речного стока; весенние максимумы Q_Σ и $Q_{от}$ совпадают по времени с максимальным речным стоком в период весеннего половодья, а второй осенний максимум Q_Σ и $Q_{от}$ отражает влияние процессов осеннего наводка.

Необходимо отметить, что для других диапазонов изменчивости взаимосвязи могут проявляться в других сочетаниях.

Для количественной оценки связи между рядами были использованы взаимные корреляционные функции с интервалом дискретности $\tau = 1$ мес.

Коэффициенты взаимной корреляции между западным типом циркуляции и притоком воды в море для большинства месяцев имеют наибольшие значения при нулевом сдвиге во времени и достигают максимума [$K(\tau) = 0{,}58$] в январе, в остальные месяцы $K(\tau) = 0{,}3 \ldots 0{,}4$. Знак взаимосвязи меняется быстро ($\tau = 1$ мес), и в весенние месяцы максимум [$K(\tau) = -0{,}5$] приходится на сдвиг времени, равный 1 мес. Влияние W формы циркуляции на внутригодовую изменчивость $Q_{от}$ и Q_Σ проявляется с обратным знаком, а в остальном все особенности, отмеченные для взаимосвязи W—$Q_{пр}$ сохраняются. На рис. 3.45 *а, б* приведены оценки взаимокорреляционных функций пар W—$Q_{от}$ и W—$Q_{пр}$ для одного месяца каждого сезона, выбранные по принципу наиболее значимых $K(\tau)$.

Меридиональная форма атмосферной циркуляции мало влияет на внутригодовую изменчивость составляющих водообмена [$K(\tau) < 0{,}3$], а в воздействии восточной формы атмосферной циркуляции на $Q_{от}$ и Q_Σ сохраняются все особенности, отмеченные для пары W—$Q_{пр}$.

Оценка влияния разных форм атмосферной циркуляции на внутригодовую изменчивость речного стока проводилась на примере двух типов рек: зарегулированной Невы и незарегулированного Немана.

Восточный и меридиональный типы циркуляции практически не влияют на внутригодовую изменчивость стока Невы [$K(\tau) < 0{,}3$]. Обнаружена только слабая зависимость изменчивости речного стока от повторяемости циркуляции западной формы, причем максимальные коэффициенты кореляции при различных временных сдвигах колебались от 0,22 до 0,33.

Картина влияния атмосферной циркуляции на незарегулированный сток Немана ($Q_{Неман}$) отличается от описанной выше для Невы. Значимые коэффициенты корреляции между повторяемостью W формы циркуляции и $Q_{Неман}$ имеют место в январе, феврале и марте ($K(\tau) = 0{,}45$; 0,52; 0,33 соответственно) при нулевом сдвиге во времени. Вид оценок взаимокорреляционных функций пар W—$Q_{Неман}$ для характерных месяцев каждого сезона, приведенных на рис. 3.45 *в*, позволяет отметить более длительное влияние (до 6 мес) западного переноса на сток Немана летом и осенью. Зимой и весной, когда воздействие W на изменчивость стока незарегулированной реки выражено более явно, продолжительность этого воздействия сокращается и $K(\tau)$ меняет знак через 1—2 мес. Меридиональный и восточный типы атмосферной циркуляции оказывают незначительное влияние на внутригодовую изменчивость стока Немана, знак связи отрицательный и максимальные значения $K(\tau)$ не превышают $-0{,}33 \ldots -0{,}36$.

На внутригодовые колебания уровня Балтийского моря влияет целый ряд внешних факторов, однако в большинстве районов прослеживается аналогия в годовом ходе уровня H (см. гл. 5.2) и повторяемости западной формы циркуляции. Годовой ход H и W характеризуется осенним и зимним максимумом и весенним и летним минимумом, что говорит о преимущественном воздействии западного переноса на изменчивость уровня моря в этом диапазоне. В колебаниях уровня в районе Датских проливов и южной части моря также достаточно явно прослеживается влияние годового хода притока воды в Балтику.

Зависимость колебания среднего уровня Балтийского моря $\overline{H}$ от повторяемости W при нулевом

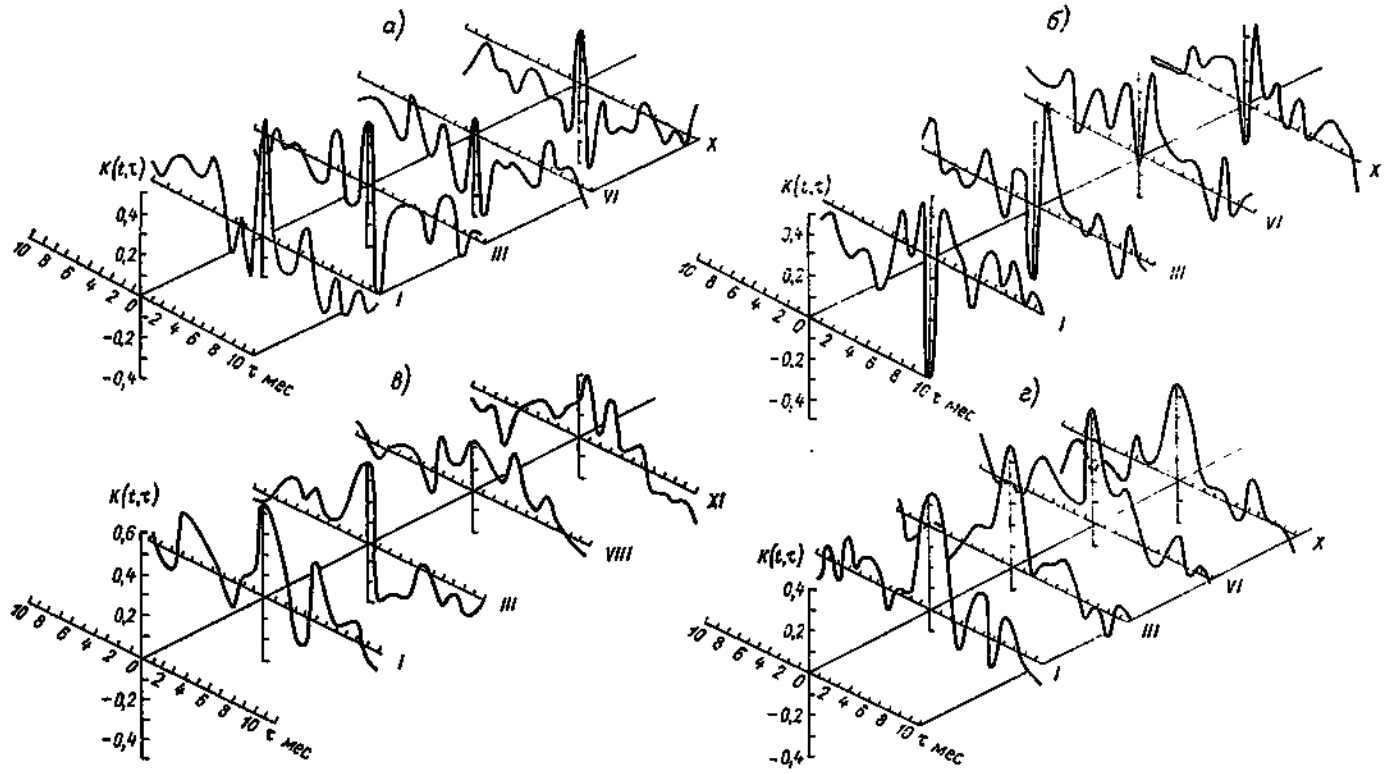


Рис. 3.45. Оценки взаимокорреляционных функций внутригодовой изменчивости западной формы атмосферной циркуляции и притока воды в море (*а*), оттока воды из моря (*б*), стока Немана (*в*), среднего уровня Балтийского моря (*г*).

сдвиге во времени проявляется практически во всех сезонах года. Максимальные значения $K(\tau)$ для центральных месяцев сезонов приведены ниже:

Месяц	I	III	IV	VIII	XII
$K(\tau)$	0,55	0,58	0,55	0,57	0,57

Анализ графиков взаимокорреляционных функций $W—\overline{H}$ для четырех сезонов (рис. 3.45 *г*) показывает, что длительное (до 5 мес) влияние W на $\overline{H}$ сохраняется в летние и осенние месяцы, а зимой и весной знак связи меняется на обратный через 1—2 мес.

Одинаковые сезонные особенности воздействия (длительного летом и осенью и более кратковременного зимой и весной) западного типа атмосферной циркуляции на изменчивость среднего уровня Балтийского моря и стока незарегулированных рек позволяют представить механизм этого влияния следующим образом:

— летом и осенью влажные воздушные массы, поступающие при западном переносе с Атлантического океана, приносят обильные осадки на акваторию моря и его водосборный бассейн и воздействие их на изменчивость уровня моря и речного стока растянуто во времени;

— зимой и особенно весной поступление теплых воздушных масс способствует быстрому снего- и ледотаянию, и влияние этих процессов на изменчивость речного стока и уровня моря более кратковременно.

Воздействие восточного типа атмосферной циркуляции на внутригодовую изменчивость среднего уровня моря проявляется с обратным знаком в зимние и осенние месяцы при нулевом сдвиге во времени, при этом значения $K(\tau)$ колеблются от —0,39 до —0,54.

Меридиональная форма C на этот диапазон изменчивости $\overline{H}$ заметного влияния не оказывает.

3.4.2. Межгодовая изменчивость

При анализе взаимосвязи межгодовой изменчивости элементов режима моря и внешних факторов были использованы различные подходы.

Совместный анализ выделенных на временны́х реализациях средних годовых значений временны́х отрезков с однонаправленными тенденциями позволил качественно оценить влияние режимообразующих факторов на изменение зависящих от них гидрометеорологических процессов.

Ряд исследователей, занимающихся режимом Балтийского и Северного морей, отмечали взаимосвязь межгодовой изменчивости солености и температуры с характером атмосферных процессов над Северной Атлантикой и Западной Европой. Так, Диксон [63, 64] выявил связь между меридиональным индексом атмосферной циркуляции и соленостью шельфовых морей и показал, что наиболее благоприятной ситуацией для повышения солености в Датских проливах является наличие глубокой меридиональной ложбины над Западной Атлантикой и интенсивного гребня над Западной Европой. Лэмбу [86] удалось обнаружить связь между повторяемостью западных ветров, блокирующих ситуаций над северо-западной Европой и дрейфом океанических вод в Северное море.

Анализ межгодовой изменчивости солеобмена и водообмена в Датских проливах, а также солености в глубоководных впадинах, выполненный И. М. Сокиным [47], выявил их взаимосвязь с береговым стоком и глубинным противотечением, а в качестве одного из основных внешних факторов, влияющих на изменчивость, была названа западная форма атмосферной циркуляции.

Практически все макросиноптические ситуации, значительно влияющие на межгодовую изменчивость солености и температуры Балтийского моря

и зоны проливов (как уже отмечалось в гл. 3.3), могут быть описаны с помощью типизации атмосферных процессов. В наибольшей степени это относится к меридиональной форме циркуляции, при которой расположение гребней и ложбин соответствует благоприятной ситуации (по Диксону) для повышения солености в море.

С учетом преобладающей роли атмосферной циркуляции в формировании межгодовой изменчивости элементов режима Балтийского моря был выполнен совместный анализ выявленных однонаправленных тенденций этих процессов (см. пп. 3.2.5, 3.3.5 и рис. 3.46, 3.48, 3.49).

Ход межгодовой изменчивости водообмена Q_{Σ} и его составляющих $Q_{пр}$ и $Q_{от}$ во многих чертах повторяет особенности хода C формы циркуляции с некоторым (5—10 лет) запаздыванием во времени (знаки тенденций $Q_{пр}$ и $Q_{от}$ противоположны). Явно выраженным тенденциям увеличения повторяемости формы C в конце XIX в. и с середины 30-х до конца 40-х годов соответствуют периоды увеличения притока вод в Балтийское море в начале XX в и в 40-х — начале 50-х годов (в эти же периоды отмечалось ослабление интенсивности оттока и суммарного водообмена, см. гл. 3.2). Спад интенсивности меридиональных атмосферных процессов в начале века и в конце 40-х годов также сказался (с отмеченным запаздыванием) на ходе Q_{Σ}, $Q_{от}$ и $Q_{пр}$.

Выявлены длительные переходные периоды между разнонаправленными тенденциями, характеризующиеся близостью процессов к квазистационарным. Для C формы циркуляции это временны́е интервалы с конца 10-х до начала 30-х и с начала 50-х до конца 60-х годов и соответственно 20—30-е и 60—70-е годы для процессов водообмена.

Тенденции суммарного стока рек $Q_{\Sigma_р}$ повторяют с запаздыванием в несколько лет (рис. 3.46) особенности тенденции повторяемости W формы циркуляции, одновременно у этих процессов совпадает и общая тенденция к снижению их интенсивности с начала века. Западный тип атмосферной циркуляции характеризуется поступлением влажных воздушных масс на водосборный бассейн Балтийского моря и, как следствие, со сдвигом в несколько лет наблюдаются тенденции к увеличению речного стока. Однако в отличие от диапазона внутригодовой изменчивости тенденции $Q_{\Sigma_р}$ по периодам повторяют ряд особенностей межгодовой изменчивости формы C (в противофазе).

Как следует из анализа межгодовой изменчивости солености (см. гл. 4.4) наряду с отмеченными ранее в литературе колебаниями солености периодичностью от 2 до 6 лет выделяются периоды со значительными линейными трендами, а также временны́е интервалы с практическим отсутствием тенденций.

Совместный анализ режимообразующих факторов и солености подтвердил, что структура межгодовой изменчивости солености в различных районах и слоях моря связана с преимущественной ролью отдельных внешних факторов в ее формировании.

Исследование однонаправленных тенденций в межгодовой изменчивости режимообразующих факторов и солености показало, что степень их взаимосвязи зависит не только от местоположения станций, но и от горизонта наблюдений.

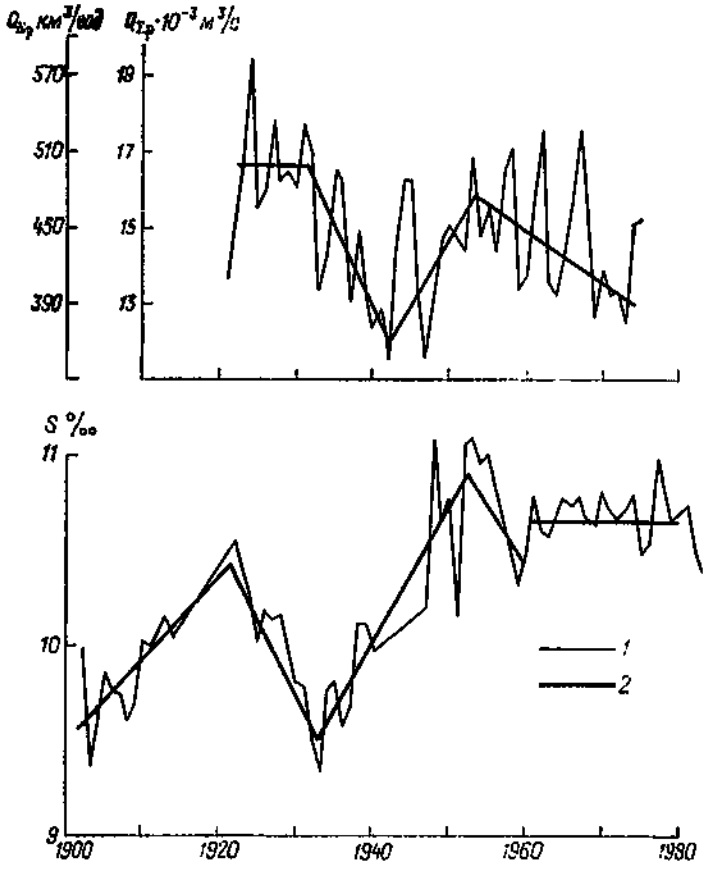


Рис. 3.46. Средние годовые значения (*1*) и тенденции по периодам (*2*) суммарного речного стока $Q_{\Sigma_р}$ и интегральной солености S на ст. ВУ 15.

В межгодовых колебаниях солености в различных районах моря можно выделить общие закономерности, наиболее ярко проявляющиеся при анализе хода солености, осредненной по вертикали (см. рис. 3.46). Существуют четыре длительных периода с различной тенденцией крупномасштабных изменений солености, причем даты начала и окончания этих периодов на разных станциях несколько сдвинуты.

Первый период, от начала века до 20-х годов, характеризовался увеличением солености, причинами которого можно считать наблюдавшиеся (с опережением в несколько лет) тенденции к увеличению притока воды в море и уменьшению оттока воды из моря, а также усиление интенсивности E и C форм циркуляции и ослабление W.

Второй период, от начала 20-х до начала 30-х годов, характеризовался значительным уменьшением солености, последовавшим за уменьшением $Q_{пр}$ и увеличением $Q_{от}$. Этому процессу также предшествовал значительный спад интенсивности C формы циркуляции.

В период от начала 30-х до начала 50-х годов вновь отмечалось значительное увеличение солености, явно связанное с предшествующим увеличением $Q_{пр}$ и повторяемости C и уменьшением $Q_{от}$ и суммарного речного стока $Q_{\Sigma_р}$.

В начале 50-х годов начался четвертый длительный период, продолжавшийся более 25 лет, когда режим осредненной по вертикали солености был близок к квазистационарному. Соответственно

в первую половину этого временно́го интервала средние годовые значения $Q_{пр}$, $Q_{от}$, Q_{Σ} и повторяемости C испытывали незначительные колебания вокруг средних (за интервал) значений.

В этот же период в поверхностных и придонных слоях наблюдались противоположно направленные тенденции в ходе солености (в промежуточных слоях явно выраженные тенденции отсутствовали). Повышение солености верхнего слоя вод могло быть обусловлено предшествующим ослаблением интенсивности W формы циркуляции и уменьшением $Q_{\Sigma р}$, а повышение солености глубинных слоев — увеличением $Q_{пр}$ (временно́й сдвиг около 10 лет).

Общая тенденция к росту солености, от начала века до 70-х годов, совпадала с трендом в ходе повторяемости E формы циркуляции и была обратна тенденции повторяемости W.

С конца 70-х годов вновь наметилась тенденция к спаду солености, которой предшествовали периоды уменьшения повторяемости C и W форм циркуляции и увеличения E.

Для характеристики взаимосвязи стока отдельных рек (Q) и солености (S) на длительных отрезках времени использовался квантильный анализ средних годовых величин Q и S. Исследования выполнены на примере стока рек Невы и Немана и солености воды на береговых станциях в различных районах Финского залива и ст. Клайпеда соответственно.

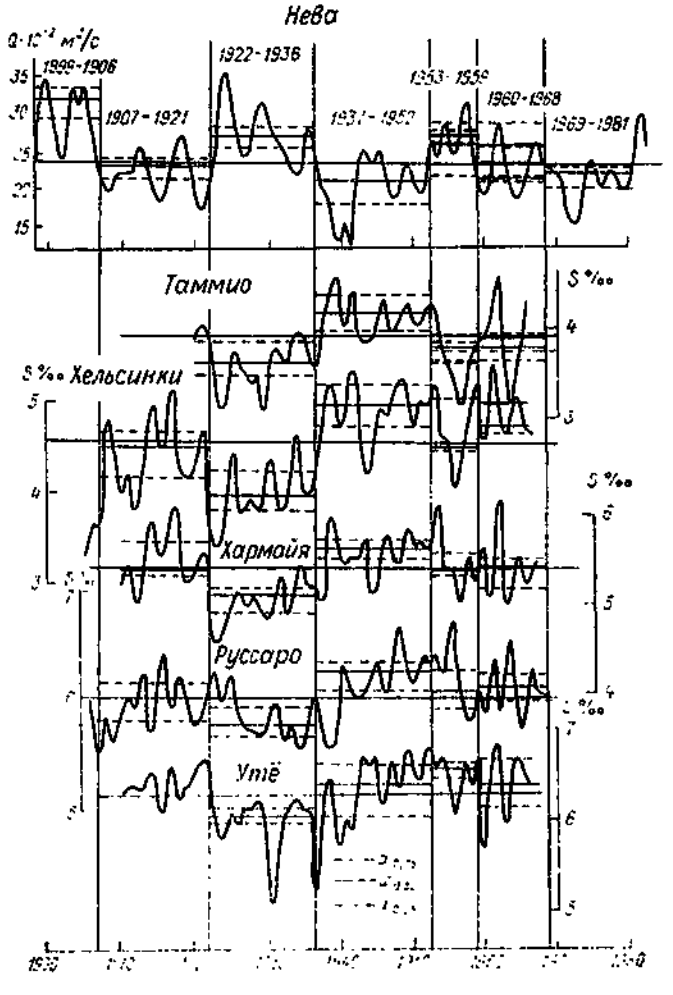


Рис. 3.47. Квантильные диаграммы по периодам средних годовых значений стока Невы Q и солености воды S на станциях вдоль побережья Финского залива.

Совместный анализ реализаций Q и S показал, что для многолетней изменчивости процессов характерны периоды, когда многоводным, маловодным и близким к норме периодам соответствуют опресненные, осолоненные и близкие к норме периоды (рис. 3.47).

При отсчете интервалов, исходя из медианных значений речного стока и солености, можно выделить следующие периоды:

— многоводные и опресненные: 1899—1906, 1922—1936, 1953—1959 гг. и с 1982 г. до настоящего времени;

— маловодные и осолоненные: 1937—1952, 1969—1981 гг.;

— близкие к норме: 1907—1921, 1960—1968 гг.

По мере удаления от устья Невы наблюдается некоторое запаздывание в наступлении периодов опреснения и осолонения и увеличение их продолжительности по отношению к соответствующим многоводным и маловодным периодам.

Влияние речного стока на соленость вод распространяется и на станции открытого моря. По данным И. И. Николаева [38], на глубине 80 м в Бронхольмской впадине в многоводный период (1922—1936 гг.) наблюдалась пониженная соленость, а в маловодный период (1937—1952 гг.) — повышенная. Аналогичная картина имела место и в глубинных слоях Готландской впадины [113] и на плавмаяке Утё [88].

Результаты взаимного корреляционного анализа речного стока Невы и солености вод на прибрежных станциях Финского залива приведены в табл. 3.17. Наиболее тесная связь между Q и S отмечается на станциях, расположенных близко к устью Невы (Озерки, Таммио, о-в Готланд), коэффициенты корреляции $K(\tau)$ при нулевом сдвиге во времени колеблются здесь от —0,63 до —0,77. Корреляция между рядами затухает быстро, на первом-втором шаге временно́го сдвига τ.

По мере удаления станций от устья Невы коэффициенты корреляции при $\tau = 0$ уменьшаются. На ст. Хармайя (200 км от устья Невы) максимальное значение $K_{QS}(\tau) = -0{,}52$ наблюдается при $\tau = 1$ год, т. е. имеет место не только ослабление влияния речного стока, но и запаздывание его во времени.

Аналогичное влияние оказывает сток Немана на межгодовую изменчивость солености в прибрежных районах, максимальное значение $K_{QS}(\tau) = -0{,}62$ отмечается на ГМС Клайпеда при $\tau = 0$.

В различных районах Балтийского моря межгодовые колебания уровня характеризуются разнонаправленными тенденциями (см. гл. 5.2), причем тенденция к понижению уровня моря (H), характерная для северного и западного побережий выражена более явно, чем тенденция к подъему H в южных и восточных районах Балтики.

Совместный анализ однонаправленных тенденций в колебаниях уровня и режимообразующих факторов проводился на примере трех станций (Стокгольм, Хельсинки, Гедсер) и среднего уровня моря (рис. 3.48).

Межгодовая изменчивость уровня моря на станциях Стокгольм и Хельсинки характеризуется длительными периодами спада H (конец XIX в.—1906 г., середина 20-х — 1940 г., начало 50-х — конец 70-х годов), короткими временны́ми интервалами быстрого подъема H (начало XX в., 40-е годы) и двумя периодами с режимом H, близким к ква-

Таблица 3.17

Коэффициенты взаимной корреляции $K_{QS}(l, \tau)$ при различных временны́х сдвигах (τ), рассчитанные по данным средних годовых расходов рек и солености на ГМС

Река — пункт наблюдений (период расчета)	Сдвиг по времени τ, число лет					
	0	1	2	3	4	5
Нева — Озерки (1920—1939)	—0,49	0,07	0,10	0,11	0,13	—0,24
Нева — Озерки (1955—1975)	—0,77	—0,35	0,08	0,10	—0,02	—0,09
Нева — Таммио (1920—1966)	—0,63	—0,46	—0,08	—0,03	—0,16	—0,23
Нева — о-в Мощный (1954—1972)	—0,53	—0,33	—0,01	0,01	0,25	0,34
Нева — о-в Гогланд (1920—1939)	—0,76	—0,51	—0,06	0,04	—0,08	—0,03
Нева — Хельсинки (1920—1966)	—0,54	—0,39	—0,15	—0,14	—0,19	—0,17
Нева — Хармайя (1920—1966)	—0,43	—0,52	—0,14	—0,09	—0,21	—0,30
Нева — Руссаро (1920—1966)	—0,29	—0,51	—0,32	—0,24	—0,30	—0,36
Нева — Утё (1920—1966)	—0,04	—0,30	—0,25	—0,09	—0,16	—0,34

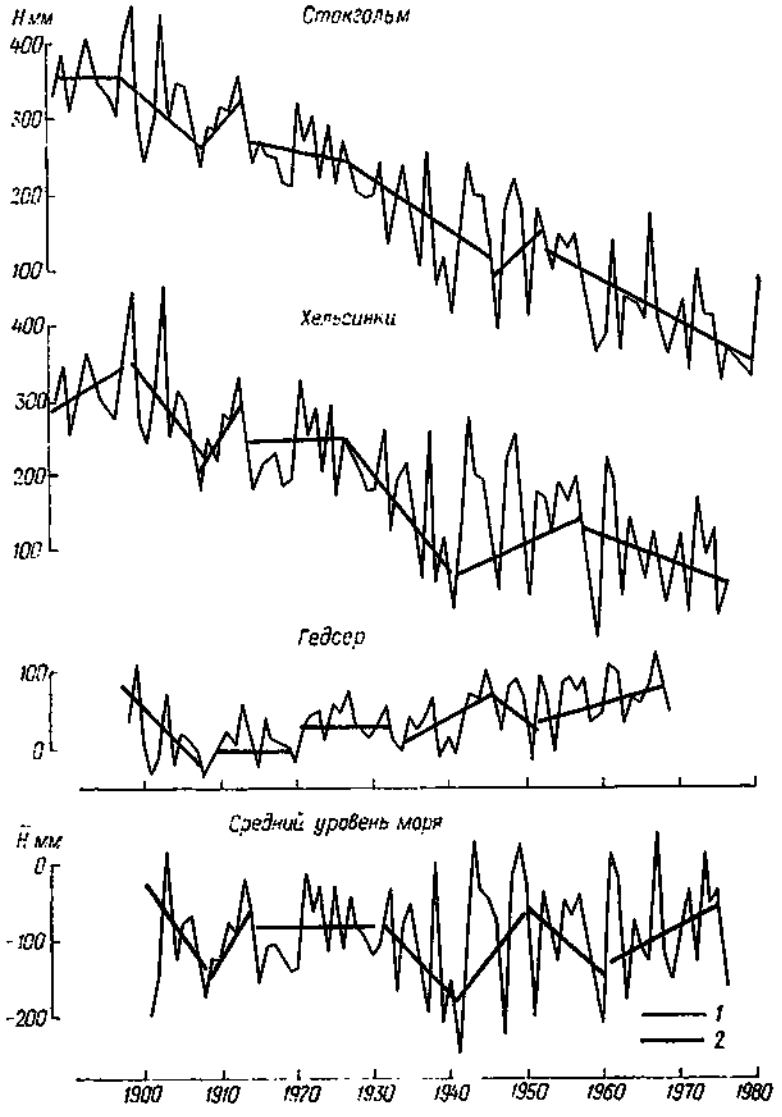


Рис. 3.48. Средние годовые значения (*1*) и тенденции по периодам (*2*) уровня Балтийского моря по данным различных станций.

зистационарному (начало 10-х—середина 20-х годов). Выделенные однонаправленные тенденции в колебаниях уровня с незначительным сдвигом во времени повторяют аналогичные тренды в ходе повторяемости западной формы атмосферной циркуляции и с обратным знаком — тенденции в ходе повторяемости восточной формы.

Очевидно, в этих районах влияние атмосферной циркуляции на уровень моря осуществляется через изменчивость интенсивности осадков и речного стока. В зоне проливов (п/м Гедсер-Рев), где должно сказываться в большей степени влияние водообмена, в тенденциях колебаний уровня проявляются общие черты с ходом повторяемости C формы циркуляции, а по отношению к трендам западного типа (W) их знак меняется на обратный (во второй половине исследуемого периода).

В межгодовой изменчивости среднего уровня Балтийского моря в связи с особенностями методики обработки данных (см. гл. 5.2) общий тренд $\overline{H}$ за исследуемый период отсутствует, а тенденции по временным интервалам повторяют особенности колебаний уровня, отмеченные для станций как северо-западного, так и юго-восточного побережий. Соответственно тенденции $\overline{H}$ с запаздыванием в несколько лет повторяют тренды в ходе повторяемости C формы циркуляции и суммарного речного стока (с обратным знаком).

Влияние режимообразующих факторов на межгодовую изменчивость интенсивности течений оценивалось по результатам совместного анализа тенденций модулей скорости поверхностных течений ($|\overline{V}|$), рассчитанных по данным наблюдений на п/м Скагенс-Рев, Лесе-Норд, Анхольт-Кноб, Дрогден, повторяемости форм атмосферной циркуляции и водообмена.

В зоне проливов межгодовые колебания скорости поверхностных течений характеризуются общей тенденцией уменьшения (около 30 % среднего) значений $|\overline{V}|$ за рассматриваемый период времени (рис. 3.49). Начиная с 30-х годов в различных районах проливов имели место однонаправленные тенденции с небольшим сдвигом во времени. Периоды от начала 20-х до конца 30-х и от середины 50-х до середины 60-х характеризовались режимом течений, близким к квазистационарному, а в период от конца 30-х до середины 50-х годов преобладала явно выраженная тенденция к уменьшению $|\overline{V}|$. Необходимо отметить, что аналогичные тенденции со значительным опережением во времени (до 10 лет и более) наблюдались в ходе повторяемости западного типа атмосферной циркуляции.

В первой половине XX в. (до 30-х годов) тенденции межгодовых изменений $|\overline{V}|$ на плавмаяках различаются между собой и в ряде случаев имеют противоположную направленность.

Пространственная неоднородность хода модулей скорости течений в этот период может быть обусловлена, с одной стороны, неустойчивостью, быстрой сменой тенденций изменчивости W формы циркуляции и соответственно ослаблением ее влияния на межгодовые колебания $|\overline{V}|$, с другой — усилением влияния локальных факторов, связанных с особенностями морфометрии района проливов и со сложной структурой течений. Подтверждением этому может служить наличие разнонаправленных течений в исследуемых районах. Так, на п/м Скагенс-Рев течения направлены на север, северо-восток и восток, на п/м Лесе-Норд направление течений меняется от северо-восточного до юго-западного с преобладанием северо-западных потоков, в районе п/м Анхольт-Норд имеют место течения всех направлений с преобладанием северо-западных, а в проливе Зунд на п/м Дрогден потоки направлены на северо-восток и юго-запад.

Подобная сложная система течений определила необходимость учета влияния различных внешних факторов на формирование межгодовой изменчивости $|\overline{V}|$. Взаимокорреляционный анализ режимообразующих факторов и модуля скорости поверхностных течений (табл. 3.18) подтвердил выводы, полученные при совместном анализе выявленных тенденций.

Западная форма атмосферной циркуляции W влияет на межгодовые колебания $|\overline{V}|$ на п/м Лесе-Норд и Дрогден с небольшим сдвигом во времени

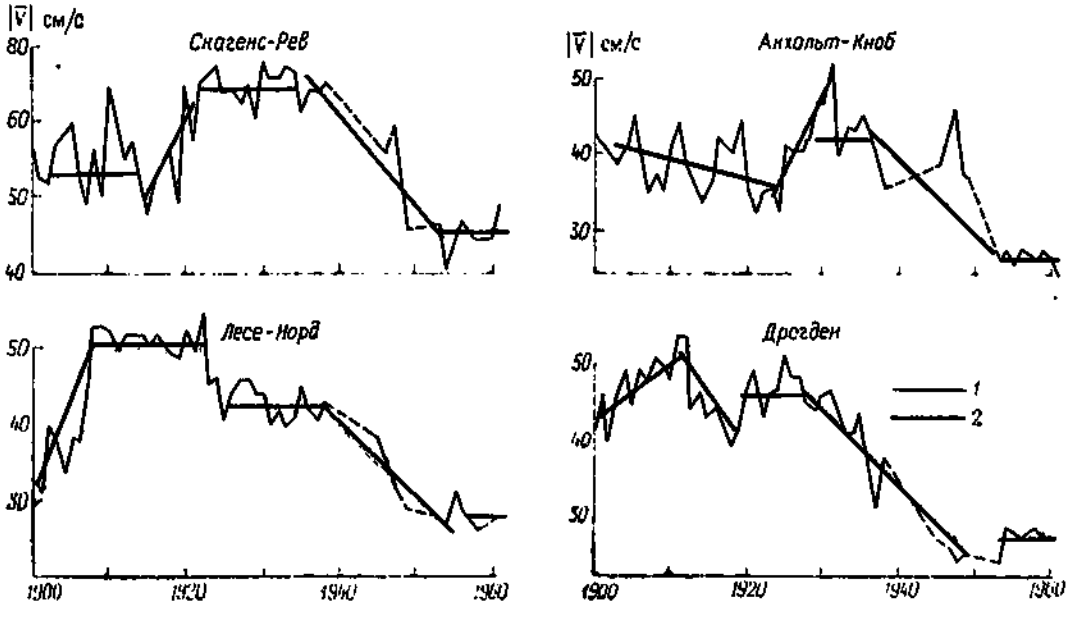


Рис. 3.49. Средние годовые значения (*1*) и тенденции по периодам (*2*) модуля скорости поверхностных течений по данным плавмаяков.

Таблица 3.18

Коэффициенты взаимной корреляции режимообразующих факторов и модуля скорости поверхностных течений

Плавмаяк	Режимообразующий фактор	Сдвиг во времени τ, число лет										
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Скагенс-Рев	W	0,26	0,24	0,21	0,24	0,29	0,35	0,41	0,49	0,50	0,49	0,39
„	C	—0,23	—0,30	—0,34	—0,36	—0,47	—0,39	—0,41	—0,53	—0,47	—0,41	—0,50
„	$Q_{пр}$	—0,37	—0,42	—0,35	—0,37	—0,26	—0,31	—0,27	—0,31	—0,17	—0,21	0,06
Лесс-Норд	W	0,48	0,54	0,51	0,56	0,55	0,52	0,50	0,45	0,38	0,38	0,36
Анхольт-Кноб	C	0,03	—0,10	—0,09	—0,09	—0,07	—0,16	—0,23	—0,37	—0,37	—0,48	—0,51
Дрогден	W	0,53	0,54	0,52	0,50	0,50	0,46	0,47	0,50	0,44	0,41	0,36

(от 0 до 4 лет), а на границе со Скагерраком (п/м Скагенс-Рев) сдвиг во времени равен 8—10 годам. При оценке влияния C формы циркуляции на изменчивость $|\overline{V}|$ на п/м Анхольт-Кноб и Скагенс-Рев значимые коэффициенты корреляции $[K(\tau) = -0{,}47 \ldots -0{,}53]$ наблюдаются при τ, равном 9, 10 лет и 4, 8, 10 лет соответственно. Выявленные значимые коэффициенты корреляции при большом временном сдвиге свидетельствуют об опосредованном влиянии форм атмосферной циркуляции на $|\overline{V}|$ в этих районах. Это предположение подтвердилось при анализе воздействия водообмена на $|\overline{V}|$ в разных районах проливов. Так, на п/м Скагенс-Рев и Анхольт-Кноб это влияние проявляется с небольшим сдвигом во времени, от 0 до 4 лет $[K(\tau) = 0{,}37 \ldots 0{,}42]$.

Совместный анализ долгопериодной составляющей межгодовой изменчивости солености и различных внешних факторов был выполнен в рамках проекта «Балтика» [14]. В продолжение этих исследований в настоящей работе проведена качественная и количественная оценка воздействия атмосферной циркуляции на долгопериодную изменчивость водообмена и речного стока, а также режимообразующих факторов на долгопериодные колебания солености и уровня в различных районах моря.

Для исключения из рядов средних годовых значений высокочастотных составляющих был использован фильтр Баттерворта, отличающийся максимальной гладкостью амплитудно-частотной характеристики, большой крутизной вблизи частоты среза и простотой вычисления коэффициентов фильтра. Во избежание появления сдвига отфильтрованного ряда по отношению к исходному и потери информации, содержащейся на его краях, фильтрация проводилась дважды; перед первой и второй фильтрациями ряд продолжался соответственно вправо и влево на половину периода среза с помощью аппроксимативной авторегрессионной модели первого порядка со спектром типа красного шума [27].

Точность фильтрации повышается при выборе периодов среза фильтра с учетом минимумов в спектрах исследуемых процессов, поэтому при выборе периодов (частот) срезов в фильтре Баттерворта учитывалась основная цикличность, заметная на исходных рядах и для уточнения минимумов использовались параметрические оценки спектров (см. пп. 3.2.5 и 3.3.5). В качестве периодов среза фильтра были выбраны 11 и 30 лет.

Совместный анализ долгопериодной изменчивости внешних факторов и элементов режима моря выполнялся на базе отфильтрованных рядов повторяемости различных форм атмосферной циркуляции, водообмена и его составляющих, суммарного речного стока в Балтийское море, солености и уровня моря в различных районах Балтики.

Основные особенности изменчивости этого масштаба для водообмена (и его составляющих) и типов атмосферной циркуляции описаны в гл. 3.2 и 3.3.

Анализ долгопериодной изменчивости суммарного речного стока (Q_{Σ_p}) выполнен за период 1921—1975 гг. По отфильтрованным рядам хорошо прослеживается общая тенденция к его уменьшению с 20-х по 70-е годы (рис. 3.50). На фоне этой

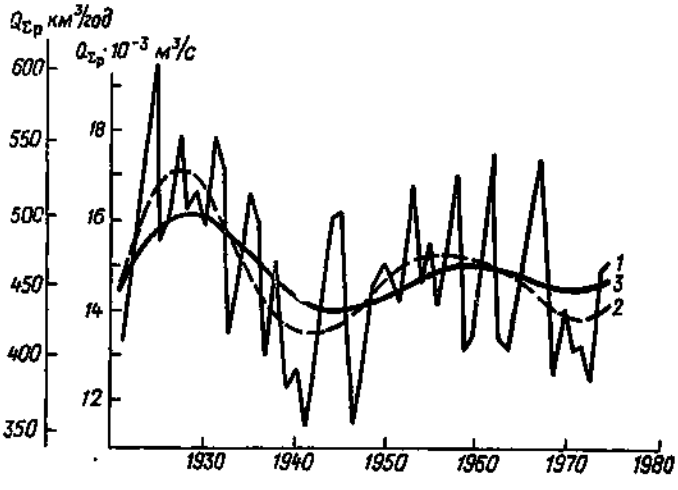


Рис. 3.50. Средние годовые (*1*) и отфильтрованные со срезом 11 лет (*2*) и 30 лет (*3*) значения суммарного речного стока.

тенденции выделяются периоды увеличения Q_{Σ_p}: конец 20-х годов, резкого уменьшения Q_{Σ_p}: 30-е и начало 40-х годов, а к началу 50-х годов — выход на квазистационарный режим и незначительное увеличение стока.

На отфильтрованных рядах солености в различных районах Балтийского моря (рис. 3.51) отмечаются основные особенности ее долгопериодной изменчивости, которые подробно описаны в гл. 4.4. Выделяются три периода с разнонаправленными тенденциями крупномасштабных изменений осредненной по вертикали солености и четвертый период (с 1960 г.), когда в течение почти четверти века колебания солености практически на всей акватории моря, за исключением проливов, происходили в квазистационарном режиме. В первые три периода (с начала века до начала 20-х годов, с начала 20-х до начала 30-х годов и с начала 30-х до начала 50-х годов) изменения солености проявля-

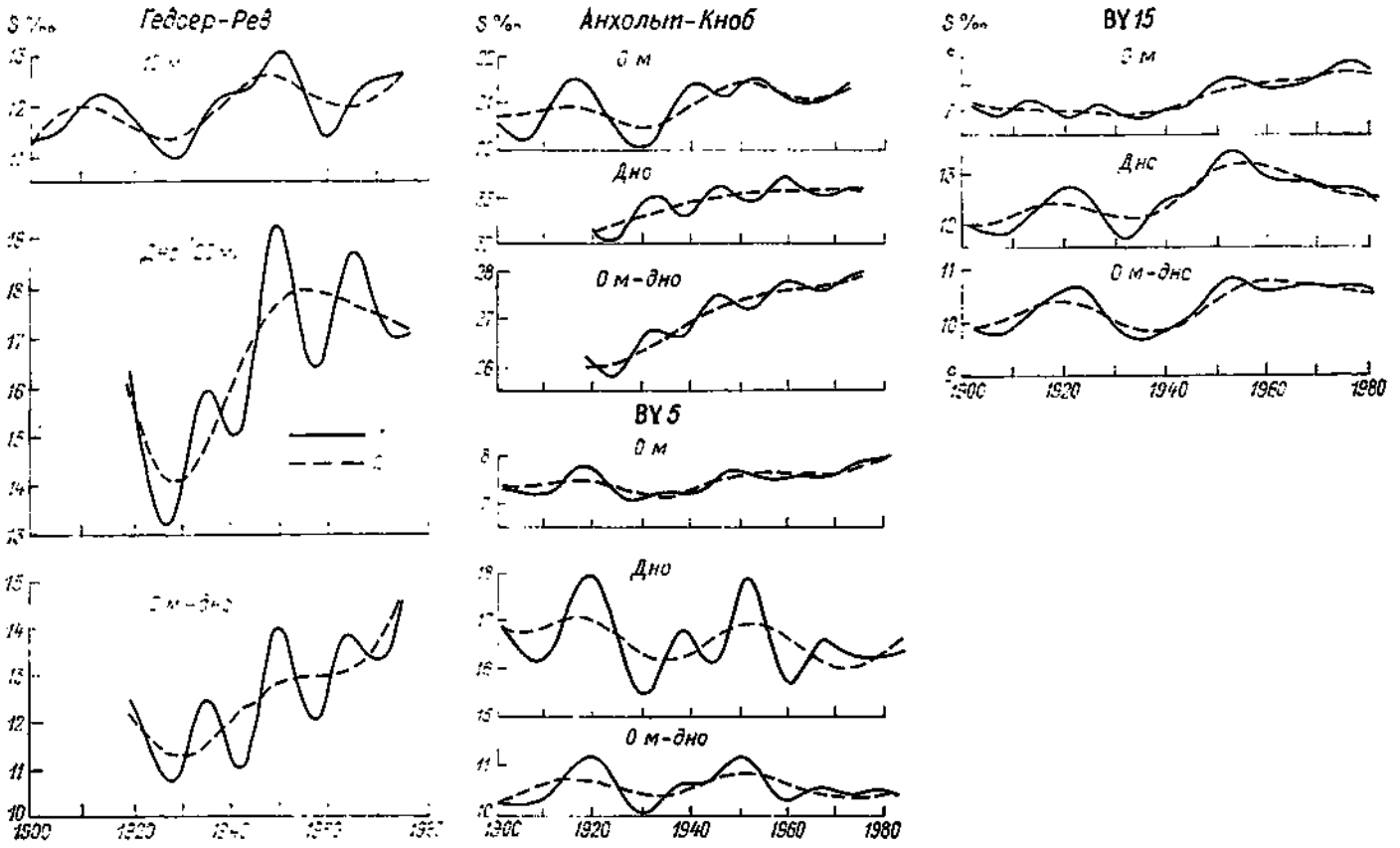


Рис. 3.51. Средние годовые значения солености, отфильтрованные со срезом 11 лет (*1*) и 30 лет (*2*).

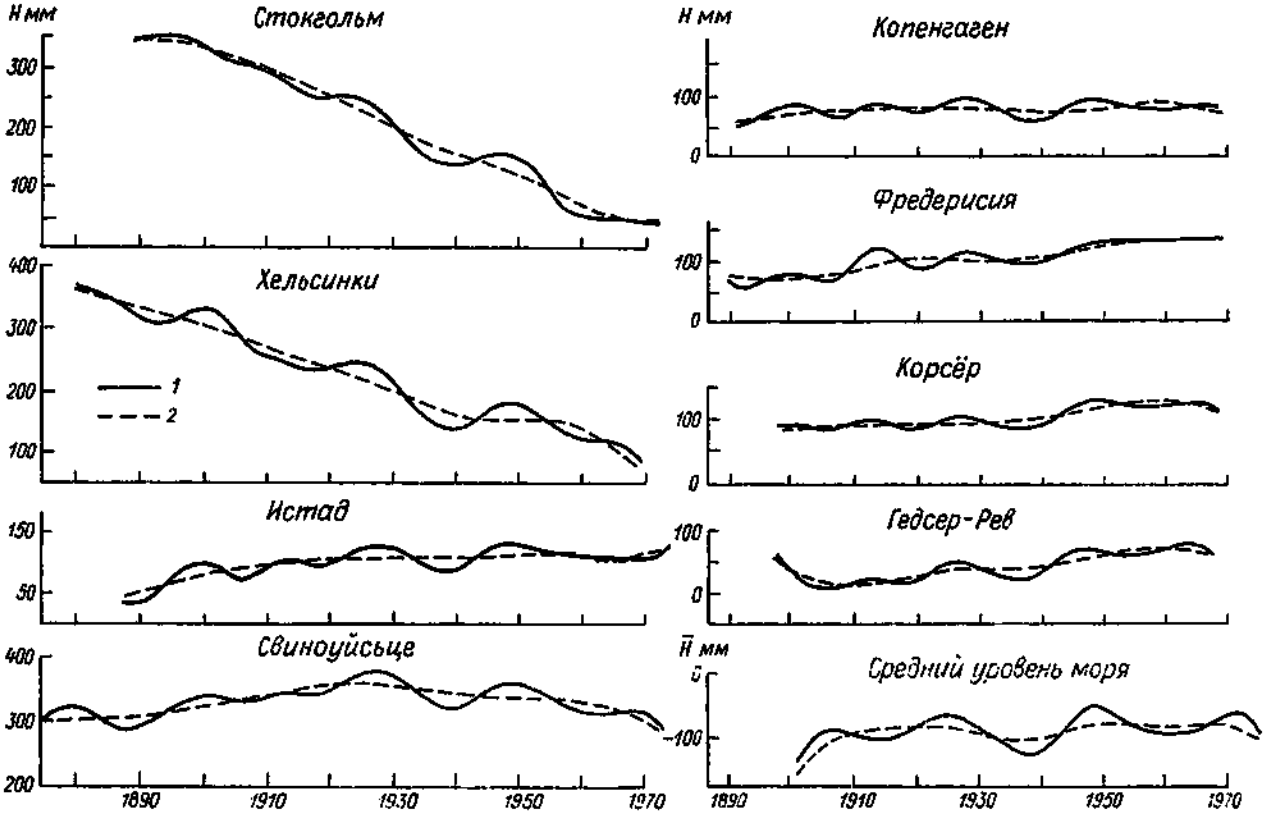


Рис. 3.52. Средние годовые значения уровня Балтийского моря, отфильтрованные со срезом 11 лет (*1*) и 30 лет (*2*).

ются одинаково на разных глубинах, а в четвертый период, который продолжался около 25 лет начиная с середины 50-х годов, для большинства районов характерно противоположное направление тенденций в верхних и придонных слоях моря.

Низкочастотная фильтрация была применена также к рядам средних годовых значений уровня, рассчитанных без учета поправки на колебания земной коры [93] и к среднему уровню Балтийского моря (см. гл. 5.2). Как следует из рис. 3.52, для пунктов, расположенных в северной части Балтийского моря (Стокгольм и Хельсинки), имеет место явно выраженная тенденция к падению уровня за весь исследуемый период (с конца XIX в. до 70-х годов), причем долгопериодный тренд резко преобладает над более короткопериодными колебаниями.

Зона проливов и прилегающие к ней районы (Истад, Копенгаген, Фредерисия, Корсёр и Гедсер-Рев) характеризуются незначительной тенденцией к подъему уровня в течение всего периода. Здесь колебания уровня различных масштабов соизмеримы между собой.

Взаимокорреляционный анализ внешних факторов и элементов режима моря в диапазоне долгопериодной изменчивости подтвердил основные выводы, полученные для средних годовых значений, однако степень влияния режимообразующих процессов на элементы режима моря в этом масштабе колебаний возросла. В первую очередь этот вывод относится к оценке воздействия атмосферных процессов на долгопериодные колебания элементов режима моря.

На изменчивость суммарного стока рек ($Q_{\Sigma_р}$ наибольшее влияние (с разными знаками) оказывают W и C формы атмосферной циркуляции. Проявляется это воздействие начиная с нулевого сдвига во времени и достигает максимума при сдвиге в 2—3 года. Для пары W—$Q_{\Sigma_р}$ наибольшие значения $K(\tau)$, равные 0,72, имеют место при масштабе колебаний более 11 лет, а для пары C—$Q_{\Sigma_р}$ — при срезе фильтра 30 лет [$K(\tau) = -0{,}80$].

Долгопериодная изменчивость составляющих водообмена ($Q_{пр}$, $Q_{от}$) в наибольшей степени зависит от повторяемости C формы циркуляции, причем зависимость возрастает с увеличением сдвига во времени и достигает максимума ($K(\tau) = 0{,}96$ и $-0{,}98$ соответственно) при $\tau = 10$ годам и срезе фильтра 30 лет.

На изменчивость солености поверхностных вод в Борнхольмской и Готландской впадинах значительно влияют западный и восточный типы атмосферной циркуляции, начиная с нулевого сдвига во времени. Степень влияния возрастает по мере увеличения τ. Коэффициенты корреляции колеблются от $-0{,}7$ до $-0{,}9$ для W и от 0,7 до 0,8 для E. В данном случае воздействие атмосферной циркуляции проявляется опосредованно через суммарный речной сток, в свою очередь тесно связанный с повторяемостью W и E.

Долгопериодные колебания солености придонных вод в районе Датских проливов и в Готландской впадине формируются под воздействием меридиональных атмосферных процессов (с опережением в 3 года и более). Максимальные значения $K(\tau) = 0{,}81$ имеют место при $\tau = 10$ годам, что, очевидно, связано с опосредованным воздействием атмосферной циркуляции на соленость вод на ст. ВУ 15 через водообмен и солеобмен в проливах и постепенным проникновением соленых вод в море.

Изменчивость интегральной солености в Борнхольмской и Готландской впадинах формируется под влиянием атмосферных процессов типа C (максимум $K(\tau) = 0{,}81$ в Готландской впадине при $\tau = 9$ годам).

Долгопериодные колебания (более 11 и 30 лет) уровня в различных районах моря связаны с изменчивостью западной и восточной форм циркуляции (с обратным знаком), причем наиболее тесная взаимосвязь отмечается при $\tau = 0$ и с увеличением сдвига во времени постепенно затухает. Наибольшие значения $K(\tau)$ для колебаний более 30 лет изменяются от $\pm 0{,}70$ до $\pm 0{,}94$ в зависимости от исследуемого района.

Изменчивость среднего уровня Балтийского моря, при расчете которого были отфильтрованы долгопериодные колебания (см. гл. 5.2), в большей степени связана с повторяемостью меридиональной формы атмосферной циркуляции, в долговременных изменениях которой также отсутствует долгопериодная тенденция. Максимум $K(\tau) = 0{,}53$ в этом случае наблюдается при срезе фильтра 11 лет и $\tau = 6$ годам.

Влияние других внешних факторов (водообмена, суммарного речного стока) на долгопериодные колебания элементов режима моря оценивалось в основном на примере хода солености в различных районах моря.

В зоне проливов влияние составляющих водообмена на соленость проявляется с нулевого сдвига во времени, постепенно уменьшаясь при увеличении τ. Максимум $K(\tau) = \pm 90$ имеет место при колебаниях более 30 лет.

Воздействие суммарного речного стока на долгопериодные колебания солености вод в Каттегате проявляется при $\tau = 0$ [$K(\tau) = -0{,}62$], а на выходе из проливной зоны при $\tau = 3 \ldots 4$ годам [$K(\tau) = -0{,}78$]. В связи с этим можно представить следующий механизм влияния $Q_{\Sigma_р}$ на соленость морских вод: распресненные воды из Балтики поступают в мелководную зону проливов, смешиваются с водами Северного моря, а затем, в первую очередь в придонных горизонтах, поступают опять в Балтийское море, поэтому характерный для максимумов $K(\tau)$ сдвиг во времени увеличивается по мере удаления от района проливов. На осредненную по вертикали соленость вод в Готландской впадине (ВУ 15) влияют как $Q_{пр}$ и $Q_{от}$, так и Q_{Σ} (с обратным знаком), значения $K(\tau)$ постепенно растут с увеличением τ, что характерно для тесно взаимосвязанных процессов.

Максимумы $K(\tau)$ для $Q_{пр}$ и $Q_{от}$ (равные соответственно 0,94 и 0,95) наблюдаются при сдвиге 4—6 лет, а для $Q_{\Sigma_р}$ — при $\tau = 9$ годам [$K(\tau) = -0{,}92$].

Выявленные максимальные значения $K(\tau)$, характеризующие тесную связь между различными элементами режима Балтики и внешними факторами, позволили получить на основе модели множественной регрессии аппроксимации долгопериодных изменений водообмена, солености и уровня в различных районах моря, достаточно хорошо согласующиеся с наблюденными значениями (рис. 3.53).

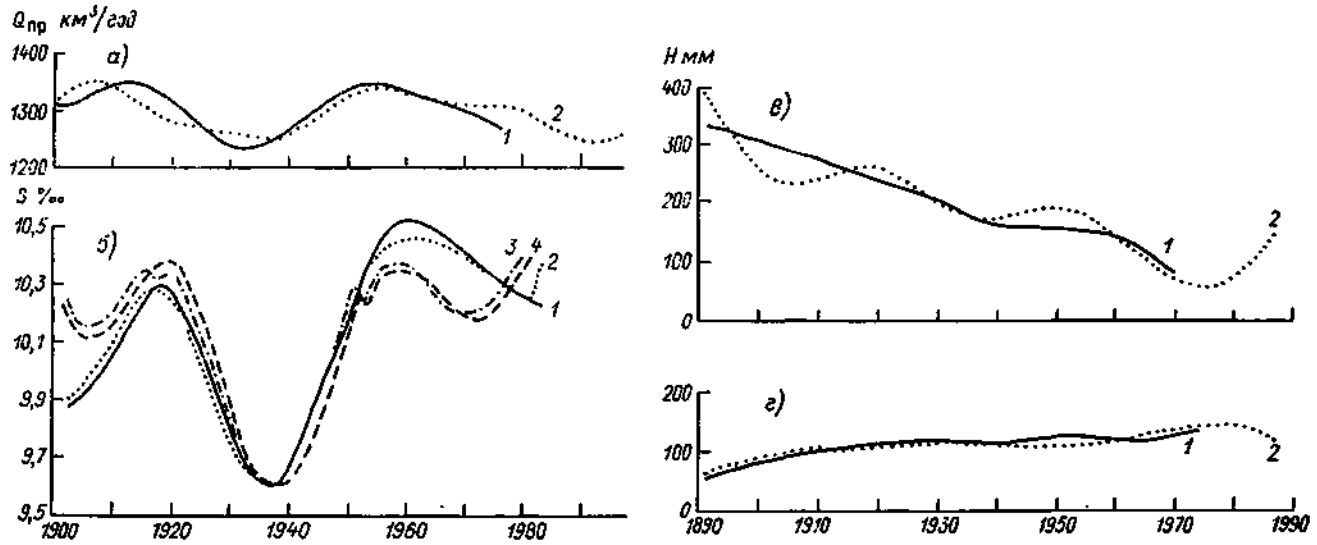


Рис. 3.53. Наблюденные и рассчитанные средние годовые значения различных элементов режима моря (срез фильтра 30 лет).

а — приток воды в Балтику: *1* — отфильтрованный ряд исходных данных, *2* — данные, рассчитанные по повторяемости *C* формы циркуляции; *б* — соленость воды в слое 0 м — дно (Готландская впадина, ст. ВУ 15): *1* — наблюденные данные, *2* — рассчитанные по $Q_{пр}$, $Q_{от}$ и повторяемости *W*, *3* — рассчитанные по $Q_{пр}$, $Q_{от}$ и повторяемости *C*, *4* — рассчитанные по $Q_{пр}$ и $Q_{от}$; *в*, *г* — уровень моря на ст. Хельсинки и ст. Истад соответственно: *1* — наблюденные данные, *2* — рассчитанные по повторяемости *W* и *E*.

Приток воды в Балтийское море рассчитывался с использованием аппроксимативной зависимости по повторяемости меридиональной формы атмосферной циркуляции. Опережение изменений атмосферных процессов по отношению к поступлению воды в море позволило оценить фоновые изменения $Q_{пр}$ до 1997 г. Результаты этой аппроксимации подтвердили высокую степень взаимосвязи.

Рассчитанные по регрессионным соотношениям долгопериодные изменения осредненной по вертикали солености (ВУ 15) на основе данных о $Q_{пр}$, $Q_{от}$ и *W* хорошо аппроксимируют наблюдавшиеся колебания солености. На рис. 3.53 *б* приведены также аппроксимации без учета повторяемости западной формы атмосферных процессов, в этом случае в рассчитанных значениях солености исчезает вековой тренд.

Долговременные колебания уровня в различных районах моря рассчитывались с помощью регрессионных соотношений, в которых учитывались изменения повторяемости *E* и *W* форм циркуляции с различными знаками и весом (рис. 3.53 *в*, *г*). Достаточно тесная связь между изменчивостью атмосферной циркуляции и колебаниями уровня подтверждается аппроксимацией *H* на ст. Истад, где колебания уровня отличаются небольшой амплитудой и слабо выраженной тенденцией роста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтшуллер В. М., Смирнова А. И. Проблема расчета и прогноза водообмена через Датские проливы//Тр. 12-й конф. балт. океанографов 1980 г.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— С. 197—209.

2. Альтшуллер В. М., Смирнова А. И. Роль водообмена через Датские проливы в проблеме задания граничных условий в математических моделях гидрофизических полей Балтийского моря//Информ. бюл. КОП СЭВ.— 1981.— № 13.— С. 5—12.

3. Антонов А. Е. Многолетние изменения гидрологических условий в южной части Балтийского моря и их влияние на промысел: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук.— Калининград, 1962.— 12 с.

4. Антонов А. Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 247 с.

5. Антонов А. Е. и др. О возможных изменениях солености в восточной части Балтийского моря при изменении речного стока//Тр. ГОИН.— 1981.— Вып. 157.— С. 72—81.

6. Вительс Л. А. Характеристики бароциркуляционного режима.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 285 с.

7. Водный баланс СССР и его преобразование/Под ред. М. И. Львовича.— Наука, 1969.— 337 с.

8. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость стока рек Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 546 с.

9. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 1. Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 173 с.

10. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 280 с.

11. Глазачева Л. И. Гидрологическое районирование средней Прибалтики//Гидрологические и метеорологические процессы и окружающая среда.— Рига, 1976.— С. 4—32.

12. Глазачева Л. И. Циклический характер колебаний стока рек и уровня озер средней Прибалтики//Тр. ГГО.— 1976.— Вып. 376.— С. 90—109.

13. Глазачева Л. И. Проблемы, пространственно-временных закономерностей речных и озерных вод средней Прибалтики.— Рига, 1983.— 312 с. Деп. в ЛатИНТИ 18.11.83, № 49 ЛА-Д83.

14. Давидан И. Н., Михайлов А. Е., Смирнова А. И. Долгопериодная изменчивость гидрологических условий Балтийского моря//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 4.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 3—61.

15. Давыдов Л. К. Гидрография СССР. Ч. 1.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1953.— 184 с.

16. Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1946.— 80 с.

17. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Применение методов периодически коррелированных случайных процессов для вероятностного анализа океанологических временных рядов//Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 4—23.

18. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы анализа ритмики океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 250 с.

19. Дюбюк А. Ф. О циркуляции атмосферы и типах циркуляции//Тр. НЧУ ГУГМС.— 1947.— Сер. 2.— Вып. 19.— С. 5—12.

20. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. 1980 г. Т. 1. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 512 с.

21. Ерофеева Е. С. и др. Электроаналоговое моделирование интегральной ветровой циркуляции в Датских проливах//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 3.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— С. 40—50.

22. Жук В. А., Ретеюм К. Ф., Чуткина Л. П. Районирование материков по характеру внутригодового распределения стока рек//Водные ресурсы.— 1983.— № 2.— С. 53—71.

23. Зайков Б. Д. Внутригодовое распределение речного стока на территории Европы//Тр. НИУ.— 1944.— Сер. 4.— Вып. 15.— 50 с.

24. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 377 с.

25. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 269 с.

26. Клименко Л. В. Синоптико-климатологическая типизация атмосферных процессов и ее каталог.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.— 108 с.

27. Лукашин Ю. Н. Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования.— М.: Статистика, 1979.

28. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара//Тр. НИУ.— 1945.— Сер. 4.— Вып. 18.— 126 с.

29. Масанова М. Д. Межгодовая изменчивость компонентов общей увлажненности территории Европы.— Л., 1979.— 179 с.

30. Материалы по режиму рек СССР. Т. 3/Под ред. Д. Л. Соколовского.— Л.— М.: Гидрометеоиздат, 1939.— 340 с.

31. Методические материалы по статистической обработке и вероятностному анализу данных временных рядов гидрометеорологических и гидролого-гидрохимических наблюдений. Проект «Моря СССР».— М., 1985.— 214 с.

32. Микульский З. Программа методологических исследований водного баланса Балтийского моря//Метеорология и гидрология.— 1976.— № 7.— С. 103—105.

33. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— С. 150—181.

34. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. Вып. 4.5. Ч. 1, 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 688 с.

35. Морочковский В. А., Рожков В. А., Смирнова А. И. Анализ межгодовой изменчивости и трендов гидрометеорологических процессов//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 149—157.

36. Мультановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Ч. 1.— М., 1933.— 139 с.

37. Нежиховский Р. А. Река Нева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 192 с.

38. Николаев И. И. О причинах колебаний солености Балтийского моря//Тр. БалтНИРО.— 1956.— Вып. 2.— С. 96—106.

39. Огиевский А. В. Гидрология суши.— М.—Л.: ГОНТИ, 1936.— 512 с.

40. Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 670 с.

41. Основные гидрологические характеристики. Т. 4. Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 239 с.

42. Основные гидрологические характеристики. Т. 4. Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 188 с.

43. Основные гидрологические характеристики. Т. 4. Вып. 3.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 216 с.

44. Очерки по биологической продуктивности Балтийского моря. Т. 1.— М., 1984.

45. Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— 316 с.

46. Соколовский Д. Л. Речной сток (методы исследований и расчетов).— Л.: Гидрометеоиздат, 1952.

47. Соскин И. М. Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 163 с.

48. Соскин И. М., Розова Л. В. Водообмен между Балтийским и Северным морями//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 41.— С. 9—30.

49. Суставов Ю. В. Общая характеристика основных факторов, формирующих изменчивость процессов Балтийского моря//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 42—46.

50. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах.— М.: Мир, 1969.— 395 с.

51. Черногаева Г. М. Водный баланс Европы.— М.: Изд. АН СССР, 1971.— 139 с.

52. Astok V., Otsmann M. Water and Salt Exchange between the Baltic Sea and the North Sea//Scinces directorate Manuscript Rep.— Ottawa, 1977.— Ser. 43.— P. 399—404.

53. Astok V., Otsmann M. A Model for Calculating Water Exchange between the North and the Baltic Sea//The Investigation and Modelling of Processes in the Baltic Sea. Pt. II.— Tallinn, 1984.— P. 5—10.

54. Baur F., Hess P., Nagel H. Kalender der Grosswetterlagen Europes 1881—1939.— Bad Honeburg V. d. H., 1944.

55. Belt Projekt. Fysiske underogelser.— Kobenhavn, 1976.— 105 p.

56. Borro K. The influence of current and meteorological forces on the mean sea level in the Danish Straits. Kobenhavn, 1970.— 47.— 63 p.

57. Brogmus W. Eine Revisions des Wasserhaushaltes des Ostsee//Kieler Meeresforsch.— 1952.— IX.— 1.— S. 15—42.

58. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Donaugebiet. Abflußjahr, 1964.— München. 1967.— 78 s.

59. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Unteres Elbegebiet. Abflußjahr, 1966.— Hamburg, 1968.— 85 s.

60. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Küstengebiet der Nord und Ostsee. Abflußjahr. 1969.— Kiel, 1970.— 89 s.

61. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet. Abflußjahr, 1967.— Mainz, 1970.— 83 s.

62. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Weser und Emsgebiet. Abflußjahr, 1969.— Hannover, 1970.— 183 s.

63. Dickson R. R. A Recurrent and Persistent Pressure — anomaly Pattern as the Principal cause of Intermediate-scale Hydrographic Variation in the European Shelf Seas// Deutsche Hydrographische Zeitschrift 24 Jahrgang 1971. H. 1.— 1971.— S. 97—119.

64. Dickson R. R. The Prediction of Major Baltic Inflows//Deutsche Hydrographische Zeitschrift 26 Jahrgang 1973. H. 1—3.— 1973.— S. 97—105.

65. Discharge of selected rivers of the world.— Paris: Unesco, 1971. Vol. 1.— P. 110; — Vol. 2.— 194 p.; Vol. 3.— 98 p.; — 1974.— Vol. 3.— 124 p.

66. Fonselius S. H. Hydrography of the Baltic deep basius//Fish. Bd. Swed. Ser. Hydrogr.— 1962.— N 13.— P. 1—14.

67. Fonselius S. H. Hydrography of the Baltic deep basin. III//Fish. Bd. Swed. Ser. Hydrogr.— 1969.— N 23.— P. 1—97.

68. Gewässerkundliches Jahrbuch der Deutschen Demokratischen Republik. Abflußjahr 1988.— Berlin, 1990.— 227 s.

69. Hela I. Uber die Schwankungen des Wasserstandes der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung des Wassertausches durch die dänischen Gewässer.— Helsinki: Merentutk. Tilk., 1944.— N 134.— S. 1—108.

70. Hess P., Brezowsky H. Katalog der Grosswetterlagen Europas//Ber. des Deutschen Wetterdienstes.— 1977.— Bd. 15.— N 113.— 68 s.

71. Hydrological dataä Norder JHD. Basic Data. National Committees for the International Hydroiogical Decade in Denmark, Finland, Ireland, Norwey & Sweden.— Oslo, 1971.— 139 p.; 1972.— 293 p.; 1977.— 149 p.

72. Hydrologicka ročenka ČSSR. č. 1. Povrcove vody. 1967.— Bratislava, 1970. 278 s.

73. Hydrologinen vuosikirja 1969—1970. Vesientutkimuslaitoksen Julkaisuja. Vesihallitus.— Helsinki, 1972.— N 3.— 153 s.

74. Jakobsen I. P. Die Wasserunsetzung durch der Grossen und der Kleinen Belt//Meddelelser fra Kommissionen for Havundersgelser. Ser. Hydrogr.— 1925.— Bd. 11.— N 9.— S. 1—12.

75. Jacobsen I. P. Die Wasserbewegung in den Verbindungsstrassen zwischen der Ostsee und dem Kattegat//V Hydr. Konf. der Balt. Staaten Confr. 9 b.— Helsinki, 1936.— 5 p.

76. Jacobsen T. S. Preliminary transport calculations for store Belt//X Conf. Balt. Oceanogr.— Göteborg, 1976.— P. 1—49.

77. Jacobsen T. S. Raw estimates of Baltic total water-balance//5th meeting of experts on the waterbalance of the Baltic Sea.— Rostock, 1977.— P. 1—33.

78. Jacobsen T. S. A barotropic model for water exchange in Oresund//XI Conf. Balt. Oceanogr.— Rostock, 1978.—P. 20—24.

79. Jacobsen T. S. The Belt Project: Sea water exchange of the Baltic Measurements and melods.— Denmark, 1980.— 107 p.

80. Jacobsen T. S., Neilsen P. B. Water transport through the Danish straits. Methodological Pilot study of the Water Balance of the Baltic sea, 1976.— P. 1—24.

81. Kaleis M. V. Present hydrographic conditions in the Baltic//Ambio Special Rep.— 1976.— N 4.— P. 37—44.

82. Keller H. Das Mittelwasser der Ostsee und der Nordsee//Zirbl. d. Bauverwaltung.— 1911.— H. 1.— 55 s.

83. Knudsen M. De hydrografiske forhold i de danske Farvande inden for Skagen i 1894—1898//Beterning fra Kommissionen for videnskabeling undersgelse af de danske Farvande.— Kobenhavn, 1899.— Bd. 2.— N 2.— S. 19—79.

84. Krauss W. Die Spektren der Temperatur — Schwankungen und der Strömung im Gebiet nordwestlich von Fehmarn//Kieler Meeresforschungen.— 1966.— Bd. XXII.— H. 1.— S. 35—398.

85. Krümmel O. Die Deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung.— Berlin, 1904.— H. 6.— 36 s.

86. Lamb H. The effect of climatic Anomalies in the oceans on Loug — term atmospheric Circulation behaviour and currentsin the North Sea and surrounding Regions North Sea Science//Nato North Sea Science Conference Aviemore.— Scotland. 1971.— P. 151—182.

87. Lange W. Zu den Ursachen hangperiodischer Strömungsänderungen im Fehmarnbelt//Kieler Meeresforschungen.— 1975.— Bd. 31.— H. 1.— P. 65—81.

88. Launiaunen J., Koljinen J. Variation of salinity at finnish fixed hydrographic stations in the Gulf of Finland and river runoff to the Baltic Sea//Meri.— 1982.— N 11.— P. 39—50.

89. Leeden F. Water resources of the World.— N. Y., 1980.— 568 p.

90. Lenz W. Monatskarten der Salzgehaltes der Ostsee// Dt. Hydrogr. Z.— 1971.— H. 11.— S. 149—298.

91. Lenz W. Monatskarten der Temperatur der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorisonte//Dt. Hydrogr. Z.— 1971.— H. 11.— S. 1—148.

92. Mikulski Z. Dopływ wod rzecznych do Morsa Baltykiego//Prz. geiliz.— 1983.— 28.— N 2.— P. 165—183.

93. Montly mean annual heights of sea level. Birkenhead: Permanent Serv. for Mean Sea level, Inst. of Oceanogr. Sci.; Bidston Observ.— Vol. 1—3, 1976—1978.

94. Müller-Navarra S. H. Modellergebnisse zur baroklinen Zirkulation im Kattegat, im Sund und in der Beltsee// Dt. Hydrogr. Z.— 1983.— Z. 36.— H. 6.— S. 237—257.

95. Namias J. Extendend forecasting by mean circulation methods. Washington: D. C., 1947.

96. Namias J. Recent seasonal interactions between North Pacific water and the overlying atmospheric circulation//Inst. Geophys. Res.— 1959.— 64.— 631 p.

97. Namias J. Short — period dimatic fluctuations// Science. 1947, 696, 1965.

98. Nielsen A. Oceanographical observations in the Great Belt in the period 1970—1971//Rep. Inst. Phys. Ocean.— N 18.— P. 1—36.

99. Nielsen P. B., Jacobsen T. S. Tables of monthly water exchange through the Danish Straits July 1975—December 1976//5th meeting of experts on the waterbalance of the Baltic Sea.— Rostock, 1977.

100. Nielsen P. B. The exchange of water through the Danish Straits, related statistically to atmospheric pressure and sea level.— Copenhagen, 1979.

101. Pedersen F. B. On the influence of a bridge across the Great Belt on the hydrography of the Baltic Sea//XI Conf. Balt. Oceanogr.— Rostock, 1978.— 22.— 12 p.

102. Rossby C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action//J. Mar. Research.— Vol. 11.— N 1.— 1939.

103. Rundo A. Sur l'apport des eaux fluviales à la Baltigue//III Hydrogr. Konf. Balt. St.— Warschau, 1930.

104. Saikow B. D. Karte der spezifischen Abflusmengen im Ostseegebiet//V Hydrogr. Konf. Balt. St.— Helsinki, 1936.

105. Scherhag R. Die Erwarmung der Arktik//J. du cons Intern. pour l'Explor de la Mer.— 1937.— N 3.

106. Sokolovski D. L. Über die wasserbilanz der Ostsee//IV Conf. Hydrobiologique des Etats Baltiques.— Leningrad, 1933.— T. III.— N 64.— 12 s.

107. Spethmann H. Der Wasserhaushalt der Ostsee// Ztschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin.— Berlin, 1912. S. 738—754.

108. Stigebrandt A. On the effect of barotropic current fluctuations on the two — layer transport capacity of a constriction//J. Phys. Ocean.— 1977.— 7 : 1.

109. Svansson A. On the water exchange of the Baltic//VIII Conf. Balt. Oceanogr.— Copenhagen, 1972.— 26.

110. Svansson A. Physical and Chemical Oceanography at the Skagerrak and the Kattegat//Fish. Bd. Swed.— 1975.— 1—88 p.

111. Svansson A., Szaron J. Sea level compulations of the Baltic with a 20-canal model.— Tellus, 1975.— 27 : 6.

112. Synteza surowego bilansu wodnego Polski w latach 1951—1965.— Warszawa, 1971.— 204 s.

113. The Background Document for the First Periodic Assesment.— Helsinki Commission, 1985.

114. The Belt Project. Sea water exchange of the Baltic Measurements and methods/By Torben Schelde Jacobsen.— Denmark. 1980.— 107 p.

115. Voipio A. Läänemere hüdragraafilised iseärasused ja Saastumme mine.— Eesti Loodus, 1972.— 2 lk.— 89—94.

116. Water Balance of the Baltic Sea.— Helsinki Commision, 1986.— N 16.— 176 p.

117. Witting R. Die Meeresoberfläche, die Geoidfläche den Baltischen Meeres entlang und an des Nordsee//Fennia.— Helsinki.— 1918.— Bd. 39.— N 5.— 346 s.

118. Witting R. Die Hydrographie der Ostsee//Z. Dtsch. Ges. Erdk.— 1919.

119. Wyrtki K. Die Dynamik der Wasserbewegungen in Fehmarnbelt//Kieler Meeresforschungen.— 1953.— Bd. IX.— H. 2.— S. 155—170.

120. Wyrtki K. Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee//Deutsche Hydrogr. Z.— 1954.— N 7.— S. 91—129.

ЧАСТЬ 4. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

4.1. Краткий обзор экспедиционных исследований

4.1.1. Экспедиционные исследования в период с середины XIX в. до первой мировой войны

Один из наиболее старинных источников гидрологических сведений о Балтийском море, дошедший до наших дней,— трактат, опубликованный Урбаном Гнарке в 1702 г. в Швеции. В этом сочинении высказаны первые гипотезы о причинах колебаний уровня Балтийского моря, режиме солености вод и т. д. Так, по мнению автора, «...воды на дне Балтийского моря гораздо солонее, чем в верхних слоях». Самые ранние наблюдения относительно удельного веса и температуры воды в различных районах шведского побережья Балтийского моря были выполнены в конце XVIII в. Мушенброком и Вильке. Подобные наблюдения были проведены Бладом в Аландском море и Ботническом заливе. Изучение удельного веса морской воды в Балтике в эти же годы проводилось и другими известными исследователями того времени: Томсоном, Румфордом, Прево, Бергером, Горнером, Россом [96].

Первые крупные гидрологические исследования вод Балтийского моря относятся к середине XIX в. (Гебель, 1842, 1844 гг.; Браун и Форшхаммер, 1847 г.; Струве, 1852, 1864 гг.). В работе «Исследование физических отношений западной части Балтийского моря» [125] приводится много наблюдений за температурой и соленостью поверхностных вод Балтийского моря и Финского залива, проведенных Зенгером в течение июля — августа 1870 г. Следует отметить, что разрозненные наблюдения за температурой воды, проведенные ранее, не носили научного аспекта, который стал придаваться этим наблюдениям позднее. Так, Гумбольд летом 1834 г. наблюдал в южной части Балтийского моря резкое понижение поверхностной температуры воды с 22 до 11 °С [96]; по-видимому, это первое наблюдение явления апвеллинга в Балтике.

В 1870 г. в Киле (Германия) была основана Комиссия по научному исследованию немецких морей, которая и продолжила начатую Мейером работу по изучению гидрологического режима Балтийского моря. Именно с этого года в Балтийском море стали проводиться регулярные экспедиционные гидрологические наблюдения. По плану этой комиссии для научных исследований в Балтике были организованы три экспедиции: в 1871, 1877 и 1887 гг. [96]. По программе, сходной с программой Кильской комиссии, в 1876—1877 гг. со стороны России Гидрографическим департаментом на крейсерах таможенной службы были организованы гидрологические исследования и в русской части Балтийского моря. Обзор результатов, полученных в этих исследованиях, приведен в работе Карстена [102].

С 1871 по 1890 г. Эльмгрен в продолжение целого ряда лет (с небольшими перерывами) проводил регулярные наблюдения за температурой воды около Гельсингфорса (о. Мункхольм). В эти же годы Финляндским научным обществом под руководством Олссона велись наблюдения за температурой, соленостью и хлорностью морской воды вдоль северного побережья Финского залива [96]. К середине 80-х годов XIX в. относятся и первые глубоководные исследования в открытой части Балтийского моря, которые были выполнены С. О. Макаровым во время кругосветного плавания корвета «Витязь». Позднее, в 1899 г., во время плавания ледокола «Ермак» С. О. Макаров определял температуру, соленость и удельный вес поверхностной морской воды в Финском заливе и Балтийском море.

Однако детальное и систематическое изучение гидрологического режима Балтийского моря было положено только работами под руководством Ф. Экмана и О. Петтерссона в 1892—1893 гг. Эти годы — наиболее важные вехи в истории гидрологических исследований Балтики. Именно в эти годы была основана и проведена «кооперация» между гидрографами различных стран, имевшая своей целью рациональное и систематическое исследование Балтийского моря. На заседании скандинавских естествоиспытателей в Копенгагене в 1892 г. по предложению Петтерссона была вынесена резолюция: «Ввиду большой важности достаточных знаний гидрографических отношений в скандинавских фарватерах (как с научной, так и с практической точек зрения) и вследствие трудности приобретения таких знаний без взаимного сотрудничества заинтересованных наций, собрание высказало пожелание, чтобы скандинавские страны совместно, по общему плану, произвели гидрографические исследования части моря, граничащей с их берегами» [96]. С этого года для экспедиционных исследований Балтийского моря с целью унификации работ принимается система постоянных разрезов: одного продольного и нескольких поперечных. И уже в 1893—1894 гг. Данией, Швецией и Германией были проведены совместные исследования гидрологического режима Каттегата, Скагеррака и прилегающих районов Балтийского и Северного морей [96, 106]. Аналогичные исследования в эти годы, а также и в последующие были выполнены Финляндией в Ботническом заливе и Шхерном море.

В результате проведенных экспедиционных работ в Балтийском море опыт гидрографов показал, что «... исследования моря с целью достижения наилучших результатов работы должно производить по общему плану и совместными усилиями. Гидрологические явления, происходящие в одной части моря, настолько тесно связаны с явлениями и изменениями в граничащих с этой областью районах, что понимание процессов, происходящих в этом районе, никогда не будет удовлетворительным без одновременного, достаточного изучения смежных областей Балтийского моря» [96]. Поэтому в 1899 г. на Международном географическом конгрессе в Берлине Петтерссоном было высказано пожелание о создании Международной комиссии по изучению морей (ICES) [65], которая и была создана в Копенгагене в 1902 г. Эта организация имела (и сейчас имеет) весьма скромное назначение — спо-

собствовать сохранению рыбных запасов Балтийского и Северного морей и в связи с этим проводить дальнейшее изучение этих морей, фактически же она сыграла более выдающуюся роль в истории океанографии, способствуя унификации и интеркалибрации средств и методов океанографических наблюдений на всех океанах и морях.

Согласно решению ICES, работы по исследованию Балтийского моря были возложены на Финляндию (Ботнический, Финский заливы и северная часть Балтики), Германию (южная и западная части Балтики) и Швецию (западная часть Балтийского моря). Ввиду обширных гидрологических работ, проводимых Россией на Баренцевом море, работы в восточной части моря должны были по очереди выполнять остальные участники ICES. Кроме того, Международной комиссией были намечены и определенные сроки (февраль, май, август и ноябрь), в которые должны были выполняться океанографические съемки на стандартных разрезах.

С самого начала работ особенно серьезное внимание производству гидрологических исследований Балтийского моря уделяла Финляндия, ежегодно проводившая глубоководные наблюдения, как экспедиционные, так и регулярные стационарные на береговых и рейдовых станциях и плавмаяках в Ботническом и Финском заливах и северной части Балтийского моря.

Как уже упоминалось, Россия почти не участвовала в этих работах. В 1905—1908 гг. в Финском заливе под руководством Н. М. Книповича работала экспедиция Зоологического института Российской Академии наук, в ходе которой были выполнены гидрологические наблюдения лишь на отдельных станциях [32]. Первые русские крупные целенаправленные исследования по изучению гидрологического режима восточной части Финского залива и Невской губы были выполнены в 1911—1912 гг. Достаточно полный обзор исследований в этом районе приведен в работе [41].

Таким образом, перед началом первой мировой войны отдельными странами были проведены весьма обширные работы по исследованию гидрологического режима Балтийского моря. Достаточно сказать, что за 10 лет только Финляндией было выполнено свыше 1200 гидрологических станций, из них в Финском заливе — 600, в Ботническом заливе — 400 и в северной части Балтийского моря — 250 станций. С началом первой мировой войны океанографические работы на Балтийском море были прерваны.

4.1.2. Экспедиционные исследования в период между первой и второй мировыми войнами

Начало советских экспедиционных работ на Балтийском море относится к 1919 г., когда под руководством Ю. М. Шокальского и К. М. Дерюгина были начаты гидрологические исследования в восточной части Финского залива. Эти работы продолжались и все последующие годы.

Экспедиционные исследования Финляндии после первой мировой войны были возобновлены в 1919 г. и проводились ежегодно на стандартных гидрологических разрезах до 1939 г. Германия и Швеция начали свои исследования в 1919 г., Эстония и Латвия — в 1923 г. Германия, в зависимости от назначения экспедиции, довольно часто меняла программы своих работ и расположение станций, однако почти всегда выполнялись работы на станциях, расположенных в Арконской, Борнхольмской, Готландской и других глубоководных впадинах Балтийского моря; Польша начала свои экспедиционные исследования только в 1928 г. и работы проводились в основном только в Гданьском заливе.

В этот период в Балтийском море проводились и международные экспедиции. Так, в 1922—1923 гг. в Аландском и Шхерном морях Швецией и Финляндией были осуществлены крупные совместные исследовательские работы по изучению водообмена между Ботническим заливом и Балтийским морем [148]. В 1931 г. состоялась международная экспедиция (Германия, Дания, Финляндия и Швеция) по исследованию синоптической изменчивости гидрологических условий и течений в Каттегате [78]. А в 1939 г. в центральной части Балтийского моря работала международная экспедиция в составе Германии, Швеции, Финляндии и Латвии [92].

Этим собственно и исчерпываются основные экспедиционные работы, которые были выполнены на Балтийском море до второй мировой войны. В середине 1941 г. в связи с началом военных действий на Балтийском море океанографические исследования были практически прекращены за исключением наблюдений на отдельных плавмаяках в Датских проливах, на которых наблюдения велись и в военные годы.

4.1.3. Экспедиционные исследования после второй мировой войны

Сразу же после окончания войны, в середине 1945 г., океанографические исследования Балтийского моря возобновились и в последующие годы приняли особенно широкий размах. Основное место в советских исследованиях этого периода занимает изучение гидрологического режима Финского залива, а с 1947 г. и бо́льшей части акватории Балтийского моря.

Из наиболее крупных океанографических исследований Балтийского моря в послевоенный период следует отметить работы в рамках Международного геофизического года (МГГ) и Года международного геофизического сотрудничества (МГС) по программе, разработанной на 1-й конференции балтийских океанографов (КБО) в 1957 г. в Хельсинки [55]. На этой конференции было признано целесообразным проводить регулярные океанографические наблюдения в открытом море по единой схеме стандартных разрезов и глубоководных станций в установленные синоптические периоды: 10—20 февраля, 25 марта — 5 апреля, 10—20 мая, 1—10 августа и 25 октября — 5 ноября [116].

Международная кооперация океанографических исследований на Балтийском море продолжала развиваться и после завершения работ по программе МГГ—МГС (1957—1959 гг.). Наступил следующий важный этап в изучении гидрологического режима Балтийского моря. Так, в августе 1964 г. совместной экспедицией шести прибалтийских стран (СССР, Швеция, ГДР, ФРГ, Польша и Финляндия) была организована и проведена Международная синоптическая съемка Балтийского моря (Cooperative Synoptic Investigations of the Baltic). Научная программа экспедиции включала исследо-

Таблица 4.1

Международные экспедиции в Балтийском море после второй мировой войны

Название программы исследований	Период работы	Район исследований	Кол-во судов	Характеристика работ
Международная синоптическая съемка 1964 г.	1—12 августа 1964 г.	Собственно Балтийское море	11	9 многосуточных станций, 28 береговых станций, 4 АБС, 4 разреза
Международный Балтийский год 1969—1970 гг. (IBY)	Январь 1969 г.— декабрь 1970 г.	Собственно Балтийское море, Финский залив	12	Ежегодно 39 станций, 38 полных съемок, 20 неполных съемок
Балтийский эксперимент в открытом море BOSEX-77	5—22 сентября 1977 г.	Южная часть Готландского бассейна	12	Полигон 30×30 км, 10 АБС
Советско-шведские экспедиции по мониторингу Балтики		Собственно Балтийское море		
первая	5—25 июня 1976 г.		1	20 станций (1 многосуточная)
вторая	17—30 марта 1978 г.		1	22 станции (1 многосуточная)
третья	1—19 июля 1979 г.		1	20 станций (2 многосуточные)
Проект «Балтика»		Собственно Балтийское море		
1-я Междуведомственная комплексная экспедиция	14 августа — 7 сентября 1983 г.		5	140 станций, 3 полигона, 4 многосуточные станции, 2 АБС
Проект «Экосистема»		Собственно Балтийское море		
Международная экспедиция стран СЭВ	11 мая — 17 июля 1984 г.		1	61 станция, 3 полигона, 2 суточные станции
Международный эксперимент по пятнистости «PEX-86»	20 апреля — 10 мая 1986 г.	Южная часть Готландского бассейна	14	Полигон 40×20 миль, полигон 20×10 миль, 2 многосуточные станции, 14 АБС

вание колебаний динамических, физических и химических факторов в синоптическом диапазоне изменчивости в открытой части Балтийского моря и в районах основных глубоководных впадин — Арконской, Борнхольмской, Гданьской, Готландской и Ландсортской.

В последующие годы исследования Балтийского моря на основе кооперации экспедиционных работ прибалтийских стран были продолжены и еще более развиты (табл. 4.1). Так, в рамках международного сотрудничества Академиями наук стран-членов СЭВ в 1968—1969 гг. были выполнены специализированные исследования в прибрежной зоне Балтийского моря, которые затем были продолжены в 1973—1976 гг. (Цингст — 1973 г., Любятово — 1974, 1976 гг.). Используя накопленный опыт в проведении таких крупных совместных работ на Балтике, как исследования по программе МГГ—МГС и синоптическая съемка 1964 г., в 1969—1970 гг. был проведен Международный Балтийский год (International Baltic Year) (рис. 4.1).

С 1974 по 1978 г. Данией осуществлялся крупный национальный эксперимент «Бельт-проект», посвященный всесторонней оценке состояния среды в Датских проливах, изучению водообмена между Балтийским и Северным морями и др. [143]. В эти же годы (1973—1977 гг.) Швецией и Финляндией в районе Аландских островов были проведены специальные исследования по изучению водообмена между Ботническим заливом и Балтийским морем [69, 81]. В 1975 г. в ФРГ по программе «Балтика-75» проводились исследования гидрологического режима на полигоне в Борнхольмском бассейне. А в 1977 г. по плану международной экспедиции BOSEX (Baltic Open Sea Experiment) 12 научно-исследовательских судов из семи прибалтийских государств вели интенсивные исследования в центральной Балтике с целью изучения синоптической изменчивости гидрофизических полей (см. табл. 4.1).

В последние 10—15 лет в связи с возросшей ролью Балтийского моря в хозяйственном потенциале стран прибалтийского региона и продолжающейся интенсивной эксплуатацией его природных богатств особую остроту приобрела проблема рационального использования ресурсов Балтийского моря. Это потребовало проведения комплексных исследований режима Балтики. Так, в 1976 г. по программе экологического мониторинга состоялась 1-я советско-шведская экспедиция, а в 1978—1979 г.— 2-я и 3-я экспедиции [22, 23]. В 1984 г. в Балтийском море в рамках сотрудничества Академиями наук стран-СЭВ проводилась международная экспедиция по проекту «Экосистема» [68]. А в 1986 г. на полигоне в центральной Балтике с целью исследования механизмов и процессов генерации пятнистости физических, химических и биологических полей в пространственных и временных масштабах был организован эксперимент «PEX-86» (Patchiness Experiment).

В начале 80-х годов в СССР была принята национальная программа комплексного исследования Балтийского моря как единого географического объекта — проект «Балтика», в рамках которой осуществлялась координация междуведомственных экспедиционных исследований.

Всего по проекту «Балтика» за последнее десятилетие были проведены несколько крупных междуведомственных экспедиций, включающие синоптические съемки отдельных акваторий Балтийского моря одновременно несколькими судами, работы на специализированных полигонах, постановки авто-

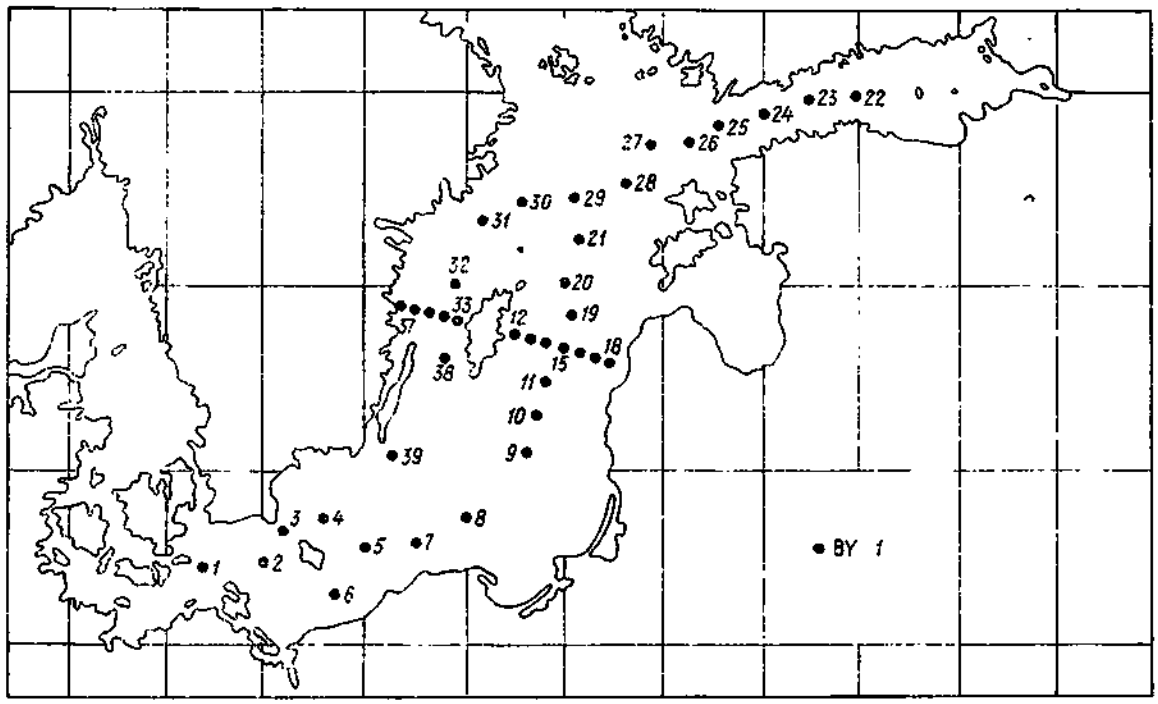


Рис. 4.1. Расположение океанографических станций в период проведения Международного Балтийского года (IBY) 1969—1970 гг.

номных станций и проведение многосуточных глубоководных гидрологических наблюдений и др.

В заключение краткого обзора экспедиционных исследований можно отметить, что формирование начальных представлений о гидрологическом режиме Балтийского моря преимущественно носило интуитивный характер и поэтому основное внимание на первых этапах уделялось экспедиционным работам, в ходе которых получали информацию о параметрах и их изменениях в толще вод Балтики. В результате многолетних исследований к настоящему времени накоплен огромный объем данных наблюдений. Дальнейшее накопление океанографической информации, внедрение в практику автоматизированных наблюдательных систем и т. д. поставили на повестку важнейшую проблему создания банка океанографических данных по Балтийскому морю.

4.2. Характеристика информационной базы банка океанографических данных

По объему накопленной гидрометеорологической информации более чем за 100-летний период исследований Балтийское море выгодно выделяется среди других морей Советского Союза и является одним из наиболее изученных в гидрометеорологическом отношении. В настоящее время для получения океанографической информации на акватории Балтийского моря используется достаточно широкая наблюдательная сеть: стандартные (вековые) океанографические станции и разрезы, выполняемые по международным, национальным и специализированным программам; рейдовые и береговые станции и посты; плавмаяки и эпизодические станции. Эта информация многообразна по видам и формам представления (глубоководные батометрические наблюдения, морские метеорологические, гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах, измерения течений и др.) и многомерна: одновременно на нескольких горизонтах производится определение более чем десяти параметров состояния среды [52]. Положение осложняется тем, что в бассейне Балтийского моря расположено шесть экономически высокоразвитых государств (СССР, Финляндия, Швеция, Дания, Германия, Польша), каждое из которых имеет свою национальную сеть океанографических станций, в общем случае не совпадающую с другими.

Кроме того, материалы наблюдений весьма разнородны не только по продолжительности и дискретности измерений, но и по своему видовому составу, качеству (в особенности это касается гидрохимической информации [66]) и другим характеристикам. Все это налагает специфические требования, предъявляемые к анализу материалов наблюдений, содержащихся в информационной базе Банка океанографических данных Балтийского моря (ИБ БОД БМ) [12, 42, 43, 52], сформированной в ЦОД ВНИИГМИ—МЦД. Поэтому в информационной базе БОД БМ выделяется специальный уровень инвертированных массивов, которые в дальнейшем используются для исследования закономерностей формирования гидрологических процессов и полей в Балтийском море.

4.2.1. Информационная база глубоководных гидрологических наблюдений

Массив глубоководных гидрологических наблюдений («Рейс») содержит порейсовые данные судовых наблюдений, полученные на стандартной сети океанографических станций и при эпизодических измерениях в экспедициях на советских и зарубежных научно-исследовательских судах за период с 1902 по 1985 г. Массив объединяет данные наблюдений на 115 000 океанографических станциях (по

состоянию на 1985 г.) и является одним из наиболее полных среди известных банков океанографических данных по Балтийскому морю (НИОЦ ГУНиО МО СССР, БалтНИИРХ, ICES). Так, массив данных НИОЦ содержит 45 тысяч станций, массив БалтНИИРХ — около 20 тысяч станций, а массив ICES — 82 тысячи станций [11], причем дублирование данных в этих массивах по отношению к массиву ЦОД ВНИИГМИ—МЦД составляет около 60—70 %. Следует отметить, что ИБ БОД БМ включает в себя указанные выше массивы и постоянно пополняется текущей информацией. Соотношение числа океанографических станций по одноградусным трапециям Марсдена, находящихся в ИБ БОД БМ ЦОД ВНИИГМИ—МЦД и ICES [11, 52], представлено на рис. 4.2. Видно, что для собственно Балтийского моря, Финского и Рижского заливов массив данных ЦОД ВНИИГМИ—МЦД значительно превышает массив ICES. В то же самое время для Ботнического залива и Датских проливов наблюдается обратная картина: массив ЦОД включает данные только 7356 станций, а массив ICES — данные 12 289 станций. Интересно отметить, что информационная база автоматизированной системы обработки данных Института морских исследований (Хельсинки) включает по Ботническому заливу только 2400 станций за период с 1962 по 1975 г. [134].

В объединенном массиве «Рейс» (табл. 4.2) преобладают данные советских экспедиций (78,3 %), а из зарубежных стран наибольший объем измерений представлен ФРГ и Финляндией.

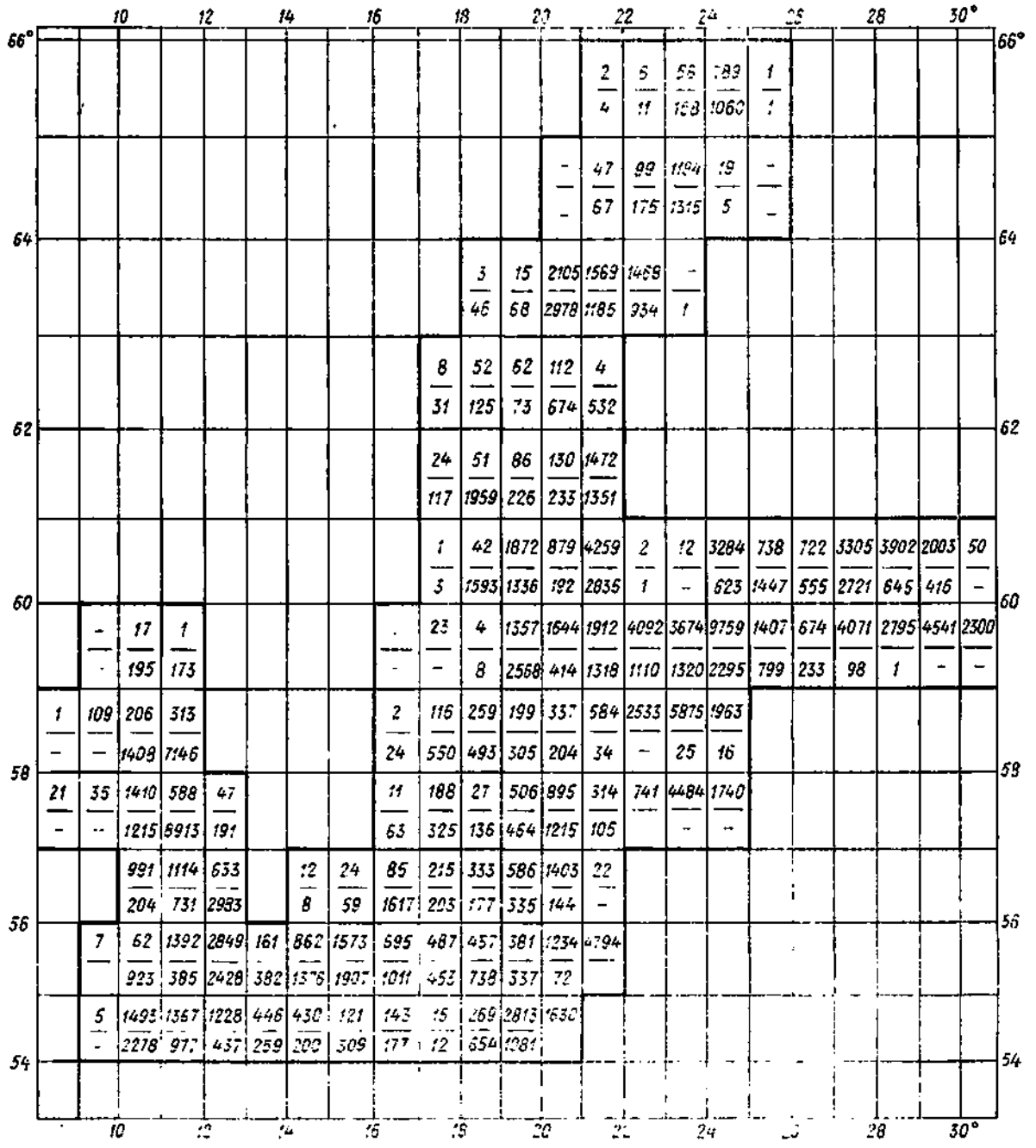


Рис. 4.2. Распределение глубоководных океанографических станций в Балтийском море по одноградусным квадратам Марсдена (по состоянию на 1985 г.).

В числителе — количество станций в ИБ БОД БМ (ВНИИГМИ — МЦД, ЦОД), в знаменателе — в банке данных ICES

Таблица 4.2

Состав массива «Рейс» по Балтийскому морю (по состоянию на 1985 г.)

Страна	Количество рейсов	%
СССР	2495	78,3
ФРГ	201	6,3
Финляндия	175	5,5
Дания	152	4,8
Швеция	96	3,0
Польша	42	1,3
ГДР	25	0,8
Всего	3186	100,0

Основная часть данных (около 90 %), содержащихся в объединенном массиве «Рейс» ИБ БОД БМ, получена в течение последнего 30-летия (1956—1985 гг.).

Инвертированные массивы создаются на основе массива «Рейс» путем систематизации данных глубоководных наблюдений по одноградусным трапециям и месяцам («Квадрат») и пунктам (станциям) с фиксированными координатами («Временные ряды»).

Наиболее естественно вести обобщение результатов глубоководных наблюдений на основе массива «Квадрат» [52]. Однако анализ информационной базы БОД БМ показывает, что в поквадратном массиве данные «размазаны» по пространству и времени: количество наблюдений в одноградусных квадратах изменяется от нескольких наблюдений в конкретный месяц года на отдельном горизонте до нескольких сотен измерений и более. Такое распределение данных обусловлено сезонными съемками, при выполнении которых система океанографических станций является основой для получения длительных рядов наблюдений в открытой части Балтийского моря. Таким образом, поквадратный массив данных может быть использован для изучения пространственной изменчивости океанографических полей и для предварительного режимного обобщения в диапазоне сезонной изменчивости [51].

Массив «Временные ряды» содержит глубоководную океанографическую информацию в фиксированных точках с многолетними рядами наблюдений: международные станции, станции вековых и стандартных разрезов («Ряд-1») и стационарных пунктов — плавмаяки, рейдовые станции («Ряд-2»). Из 455 временных рядов, находящихся в информационной базе БОД БМ [52], только у 10 % продолжительность наблюдений составляет 30 лет и более и охватывает период с 1950 по 1985 г., 20 % рядов имеют продолжительность наблюдений около 10 лет, а 40 % — не более 5 лет. Дискретность наблюдений у этих временных рядов также неоднородна (табл. 4.3): более или менее равномерное распределение данных в течение всего года имеют 90 рядов (29 рядов с дискретностью наблюдений один раз в месяц и 61 ряд — один раз в сезон), а около 200 рядов имеют данные измерений только в навигационный период — с мая по ноябрь. Географическое распределение океанографических станций с длительными рядами наблюдений в Балтийском море также весьма неоднородно.

Таким образом, фактическое пространственное и временное распределение океанографических

Таблица 4.3

Количество пунктов, имеющих многолетние ряды глубоководных наблюдений («Временные ряды») с различной дискретностью

Длительность, лет	Период, годы	Число пунктов с дискретностью измерений					
		один раз в месяц			один раз в сезон		
		I—XII	V—XI	Всего	II, V, VIII, XI	V, VIII, XI	Всего
> 30	до 1985	—	—	—	2	2	4
30	1950—1980	1	2	3	8	34	42
25	1955—1980	1	6	7	—	25	25
20	1960—1980	10	12	22	10	22	32
15	1965—1980	8	11	19	4	22	26
10	1970—1980	9	—	9	23	15	38
5	1975—1980	—	14	14	14	28	42
Всего	1950—1985	29	45	74	61	148	209

станций в Балтийском море с учетом состава измеряемых параметров, продолжительности и дискретности наблюдений существенно отличается от исторически сложившейся «теоретической» схемы. Причинами такого расхождения являются, с одной стороны, колебание координат океанографических станций, достигающее в отдельных случаях довольно существенных значений (до 10—20 миль), а, с другой стороны, выполнение целенаправленных исследований продолжительностью до 5—10 лет в отдельных районах моря. Тем не менее временные ряды массива «Ряд-1» в характерных районах акватории Балтийского моря позволяют исследовать и дать количественную характеристику не только сезонной, но и межгодовой изменчивости гидрологических параметров.

Как уже было отмечено выше, качество определения гидрологических характеристик весьма разнородно, что связано с методами и техническими средствами их измерения и анализа. За исторический период наблюдений метод определения солености морской воды неоднократно изменялся. Так, в начале текущего столетия для определения солености использовался ареометрический метод, затем в течение 1920—1925 гг. был осуществлен переход на аргентометрический метод определения хлорности (солености). При этом для пересчета хлорности в соленость использовались несколько формул, основной из которых является формула Кнудсена [47]. В последние 10—15 лет при производстве океанографических наблюдений используется электрометрический метод определения солености. При подготовке массива «Временные ряды» в информационной базе БОД БМ значения солености были приведены к однородному виду по соотношению ЮНЕСКО [47]. Кроме того, результаты наблюдений за температурой и соленостью морской воды предварительно были интерполированы на стандартные горизонты (для тех случаев, когда наблюдения отсутствовали на этих горизонтах) и по соотношениям, приведенным в работе [63], рассчитана условная плотность морской воды. На заключительном этапе подготовки массива «Временные ряды» проводился контроль данных гидрологических наблюдений с использованием робастных оценок толерантных пределов выборок [62].

Анализ содержательной структуры массива «Временные ряды» с учетом их полноты для сезонного и межгодового диапазонов изменчивости, репрезентативности для характеристики гидрологи-

ческих условий в различных районах Балтийского моря, пространственного распределения станций по акватории моря и т. д. позволил из всей совокупности временных рядов выделить 75 станций в открытой части моря. На рис. 4.3 показано расположение этих станций в Балтийском море и дана количественная характеристика наблюдений за 1956—1985 гг. В связи с различной полнотой данных измерений гидрологических параметров на этих станциях результаты наблюдений на различных этапах подиапазонного описания режима Балтийского моря использовались дифференцировано. В зависимости от принадлежности решения к определенному классу задач (сезонная, межгодовая, пространственная изменчивость или вертикальная структура термохалинных характеристик) выделялась оптимальная группа временных рядов (станций), позволяющая дать описание режима в характерных районах Балтийского моря.

Совсем иное положение складывается с данными глубоководных измерений, осуществляемых на плавмаяках и рейдовых станциях (рис. 4.4). Здесь наблюдения отличаются регулярностью и продолжительностью, имеют вид последовательного ряда, упорядоченного в хронологическом порядке, и сформированы в массив «Ряд-2». Однако этот массив данных практически ограничен двумя элементами — температурой и соленостью вод. Кроме того, расположение этих станций на акватории моря и их густота во временном интервале подвержены значительным колебаниям. Так, в 1969 г. в районе Датских проливов и Каттегата было сосредоточено 11 плавмаяков, в 1976 г. их насчитывалось 6, а в 1980 г. осталось только 2. Аналогичная картина имеет место в Финском, Ботническом заливах и в открытой Балтике [52].

Существенным недостатком этих наблюдений является также их непрезентативность для рас-

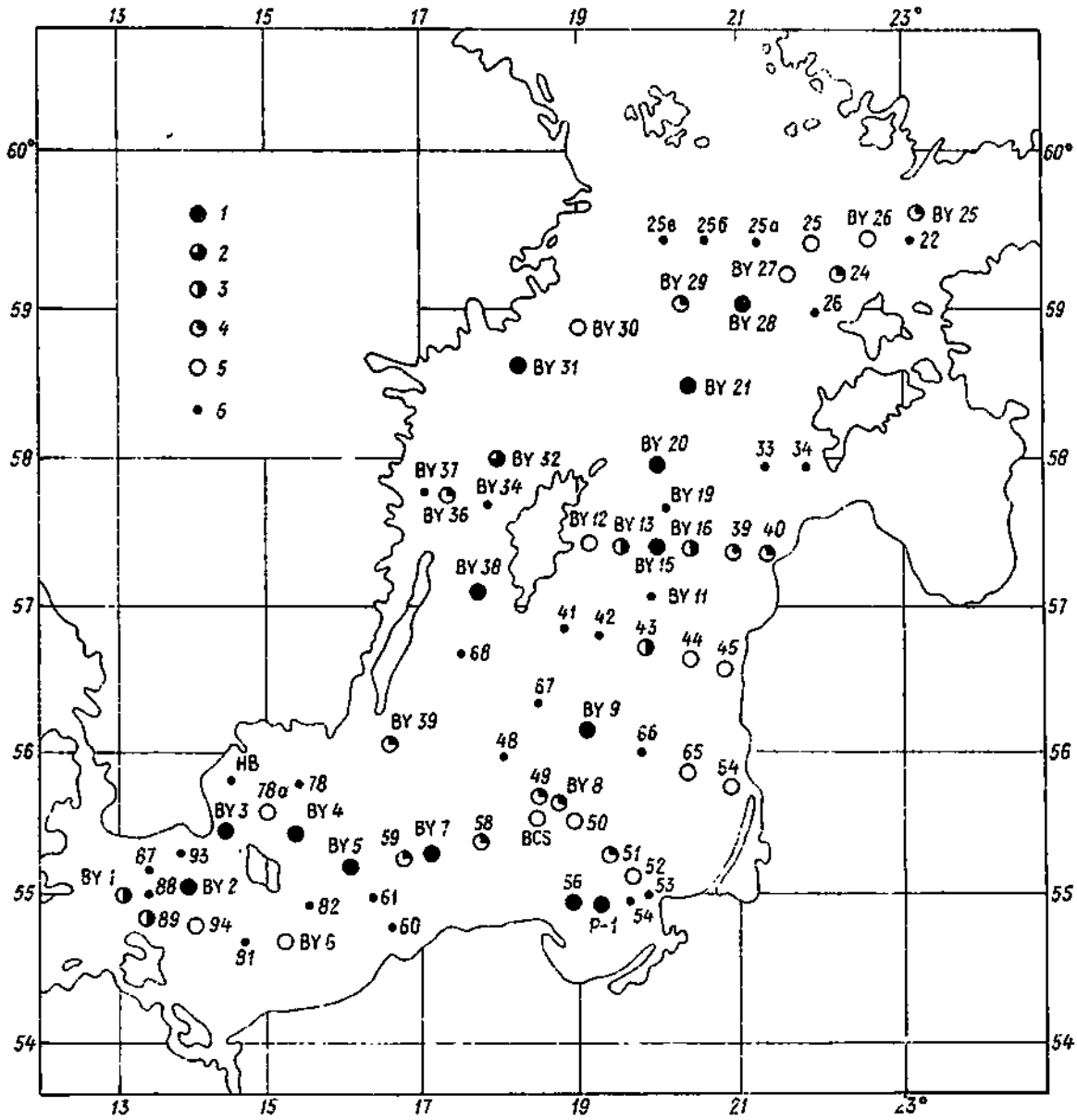


Рис. 4.3. Расположение станций и количество наблюдений на океанографических станциях в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Количество наблюдений: *1* — более 300, *2* — 250—299, *3* — 200—249, *4* — 150—199, *5* — 100—149, *6* — менее 100.

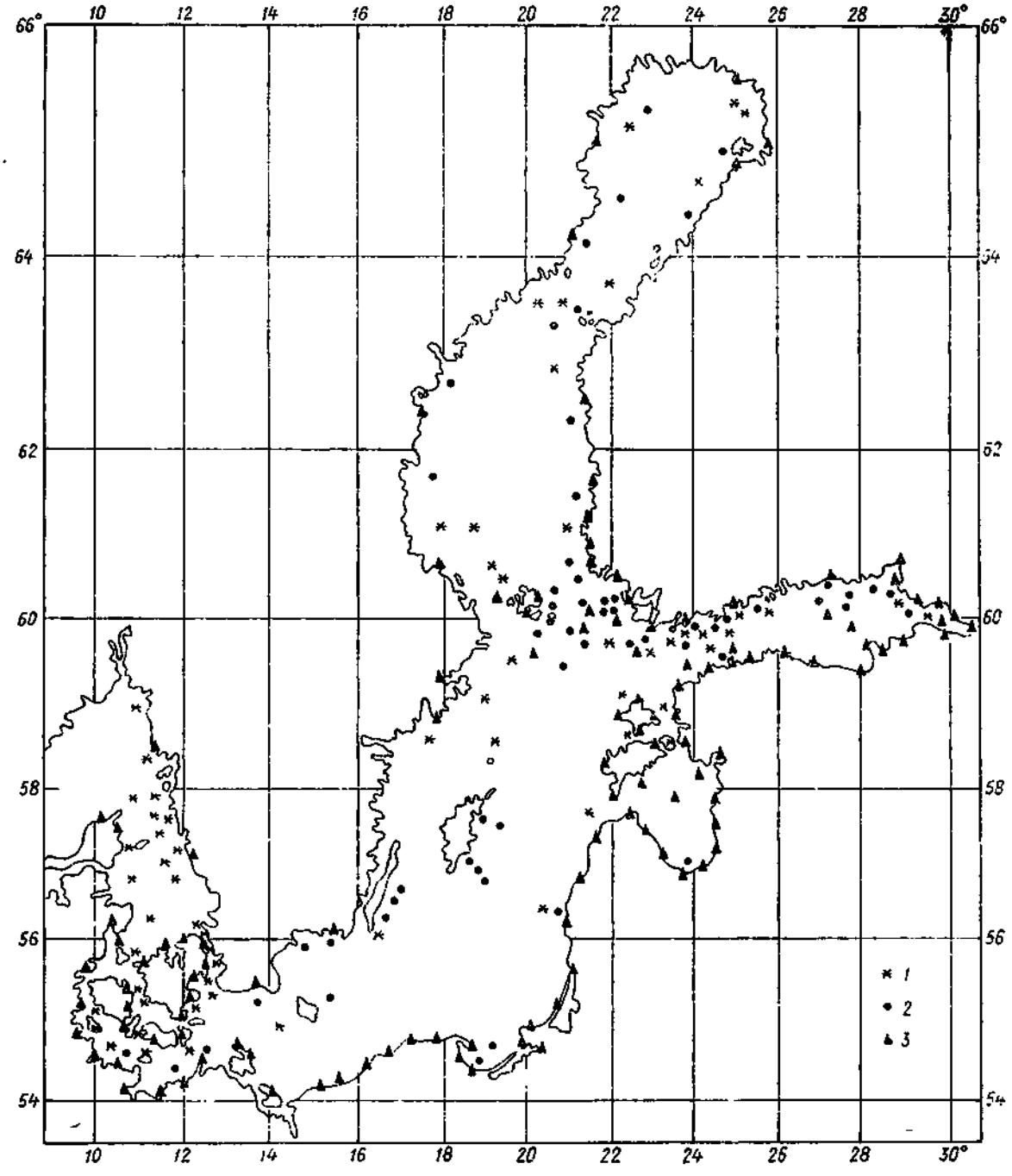


Рис. 4.4. Основная сеть стационарных пунктов (плавмаяки, береговые и рейдовые станции) в Балтийском море. СССР, Финляндия, Швеция, Германия, Польша и Дания; 1880—1985 гг.

1 — плавмаяк, *2* — рейдовая станция, *3* — береговая станция.

пространения результатов обобщения данных измерений на бо́льшую акваторию, так как при выборе местоположения, например, плавмаяков решающее значение имели требования, предъявляемые со стороны обеспечения безопасности мореплавания, а наблюдения, связанные с освещением гидрометеорологического режима прилегающих районов моря, отодвигались на второй план. С другой стороны, подавляющее большинство плавмаяков и рейдовых станций расположено в прибрежной зоне Балтийского моря, а их практически стационарное местоположение, регулярность и продолжительность наблюдений позволяют использовать эти временные ряды в качестве эталонных для характеристики гидрологического режима в прибрежной зоне моря. Следует отметить перспективность использования этого массива в различных задачах, так как длительность наблюдений в отдельных пунктах достигает 80 лет и более. Материалы наблюдений на плавмаяках и рейдовых станциях опубликованы в специальных изданиях [73, 123, 124, 127, 128, 136, 137, 142 и др.].

4.2.2. Информационная база береговых гидрологических наблюдений

Гидрологические наблюдения на береговых станциях и постах на побережье Балтийского моря (см. рис. 4.4) формируют массив «Станция» и имеют вид последовательности данных, упорядо-

ченных в хронологическом порядке. Массив «Станция» выделяется не только регулярностью и частотой наблюдений (один раз в сутки и чаще), но также и продолжительностью и практически является основой для исследования изменчивости гидрологических параметров в широком диапазоне: от внутрисуточной и синоптической до сезонной и межгодовой. По своему географическому распределению (см. рис. 4.4) существующая сеть береговых станций и постов достаточно равномерно покрывает береговую черту моря, но наиболее она развита в Финском, Рижском, Куршском и Вислинском заливах, в южной части Балтийского моря и Датских проливах.

На Балтийском море существует достаточно разветвленная сеть зарубежных станций и постов, продолжительность наблюдений на которых в отдельных пунктах достигает 100 лет. Материалы этих наблюдений регулярно публикуются в специальных изданиях [124, 127, 128, 137 и др.]. Интересно сравнить в количественном отношении вклад отдельных прибалтийских стран в развитие береговой сети наблюдений (табл. 4.4). Отчетливо

Таблица 4.4

Количество береговых станций с наблюдениями за температурой T (°С) и соленостью S (‰) в различные годы

Год	СССР		Финляндия		Дания		Польша	
	T	S	T	S	T	S	T	S
1900	2	—	5	—	11	11	н.с.	н.с.
1920	7	—	26	26	15	15	н.с.	н.с.
1940	12	1	23	23	—	—	н.с.	н.с.
1950	39	5	20	20	16	16	7	7
1960	49	19	18	18	16	16	5	5
1980	52	24	н.с.	н.с.	16	16	н.с.	н.с.

Примечание. Н. с.— нет сведений.

видно, что береговая сеть наблюдений для собственно Балтийского моря, Финского, Рижского и Ботнического заливов наиболее развита в Советском Союзе и Финляндии, а в районе Датских проливов — в Дании.

4.3. Методика статистической обработки и анализа натурных данных

Изменчивость характеристик гидрологического режима Балтийского моря обусловлена взаимодействием большого числа режимообразующих факторов различного масштаба и степени периодичности. Эта изменчивость проявляется в широком частотном диапазоне: от внутрисуточных и синоптических до сезонных и межгодовых флюктуаций. Выявление закономерностей этих изменений в гидрологическом режиме Балтики и тенденций их развития под влиянием естественных факторов основано на анализе информационной базы натурных данных (см. п. 4.2) вероятностными методами, учитывающими особенности исследуемых процессов, специфику данных и масштабы изменчивости [19, 39, 40, 51 и др.].

При изучении сезонной изменчивости по данным океанографических съемок на станциях открытого моря наиболее целесообразно использовать квантильный анализ [62] неэквидистантных временных рядов [39]. По этим рядам оцениваются квантили $x_{0,25}$, $x_{0,50}$ (Me), $x_{0,75}$ функции распределения $F(X)$, а через них — размах колебаний и интерквартильное расстояние

$$R = x_{\max} - x_{\min},$$
$$Q = x_{0,75} - x_{0,25}$$

как оценки разброса данных и масштаба выборки. При этом в качестве средних месячных и средних годовых оценок гидрологических параметров использовалось трехсреднее значение

$$x_3 = (x_{0,25} + 2x_{0,50} + x_{0,75})/4,$$

которое более полно, чем медиана Me, учитывает плотность выборки вблизи ее центра.

Сопоставление значений Q или $0{,}74Q$ как оценки среднего квадратического отклонения $\sigma = \sqrt{D}$ позволяет охарактеризовать сезонные изменения разброса данных, а сопоставление Q для различных горизонтов показывает особенности изменчивости исследуемого процесса по вертикали.

Как показано в работах [20, 62], оценки квантилей являются более эффективными по сравнению с классическими моментными оценками (среднее, дисперсия) при использовании данных ограниченного объема, значительной разбросанности и т. п.

Сезонный ход на береговых, рейдовых станциях и плавмаяках, где данные измерений имеют вид эквидистантных временных рядов, исследуется на основе теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП) [45]. Здесь, кроме перечисленных выше квантилей распределения, Q, x_3 и R, оцениваются математическое ожидание $m_x(t)$ и дисперсия $D_x(t)$ исследуемого процесса. Важную характеристику годового хода элементов гидрологического режима дают коэффициенты разложения $m_x(t)$ и $D_x(t)$ в ряд Фурье, позволяющие исследовать амплитудно-фазовые соотношения между различными гармониками годового хода, а для станций открытого моря — их изменение с глубиной и в пространстве. Методика оценивания вероятностных характеристик годовой ритмики достаточно полно приведена в работах [19, 53, 61].

Межгодовая изменчивость гидрологических процессов проявляется в виде колебаний от года к году средних годовых значений $x(t)$; при этом изменяются форма, амплитуда и фаза годового цикла, т. е. межгодовая изменчивость содержит аддитивную и модуляционную составляющие [51]. Для описания межгодовой изменчивости, согласно работам [9, 46], использовались следующие характеристики: среднее многолетнее значение (m_x); дисперсия (D_x); экстремальные значения ($x_{\min}$ и $x_{\max}$); угловой коэффициент (α_x) линейного тренда, определяемого по методу наименьших квадратов [46].

Наряду с квантильным анализом исследуемого процесса и выделением характерных элементов колебаний применялись методы спектрального анализа в стационарном приближении [51].

В результате статистической обработки натурных данных полученные вероятностные характеристики показателей изменчивости гидрологического режима в основном в диапазонах сезонной и межгодовой изменчивости обобщались по акватории

Балтийского моря для исследования пространственной изменчивости и вертикальной структуры гидрологических полей.

4.4. Крупномасштабная изменчивость гидрологического режима

4.4.1. Общие сведения

Географическое положение Балтийского моря в пограничном районе между океаном и материком, значительная меридиональная протяженность его акватории, сложный рельеф дна и берегов, влияние других внешних и внутренних факторов определяют многообразие условий формирования гидрологического режима и диапазонов его изменчивости.

Так, формирование температурного режима Балтийского моря происходит под воздействием целого комплекса гидрометеорологических процессов, среди которых выделяются три основных фактора, практически определяющие пространственную и временную изменчивость тепловых условий в море в широком диапазоне масштабов:

— поступление тепла (холода) через поверхность моря в результате взаимодействия системы море—атмосфера (радиационный фактор);

— поступление тепла (холода) путем водообмена в Северным морем и перенос его течениями (адвективный фактор);

— перенос тепла (холода) процессами вертикального обмена (конвекция, турбулентный обмен, и др.).

Температурный режим Балтийского моря чрезвычайно своеобразен и в первую очередь связан с наличием поверхностей раздела слоев воды различной плотности (термоклин и галоклин) [50, 59], которые ослабляют процессы взаимодействия моря и атмосферы и препятствуют их распространению в глубинные слои. На мелководьях с глубиной менее 20—30 м на формирование поля температуры наибольшее влияние оказывает радиационный фактор. В более глубоководных районах моря важное значение приобретают процессы горизонтальной и вертикальной адвекции тепла. По условиям формирования теплового состояния водных масс в Балтийском море можно выделить несколько слоев:

— верхний слой, находящийся под непосредственным воздействием процессов теплообмена на границе вода—воздух и отражающий особенности климатических изменений над акваторией моря;

— промежуточный слой, являющийся реликтом осенне-зимней конвекции и отражающий состояние вод в этот период;

— глубинный слой, подверженный эпизодическим затокам теплых североморских вод, особенно в южной Балтике.

Режим солености — одного из важнейших физико-химических параметров состояния морской воды, в значительной степени формирующего весь гидролого-гидрохимический климат Балтийского моря определяется следующими основными факторами:

— поступлением соли путем водообмена с Северным морем (адвективный фактор);

— поступлением пресного (речного) стока в море;

— переносом соли процессами вертикального обмена (турбулентный обмен, внутриволновые процессы, вихри и др.).

Осадки, испарение, процессы ледообразования и ледотаяния для открытого моря не имеют столь решающего значения как для прибрежной зоны, поэтому их влиянием в большинстве случаев можно пренебречь. Характерная особенность толщи вод Балтики — деление их по режиму солености на два слоя:

— верхний (распресненный), подверженный непосредственному воздействию пресного (речного) стока и метеорологических факторов (осадки, испарение и др.);

— нижний (более соленый), подверженный эпизодическим кратковременным затокам соленых североморских вод.

Поле плотности в Балтийском море образуется в результате суммарного воздействия основных факторов, формирующих гидрологический режим моря. В то же время пространственная неоднородность поля плотности является одной из главных причин, возбуждающих течения в море. Плотность зависит от температуры и солености воды (влиянием давления в условиях Балтики вследствие незначительной глубины моря — средняя глубина составляет 52 м — можно пренебречь). Основные факторы, обусловливающие характер плотностной структуры вод и ее изменчивости следующие:

— климатические неоднородности;

— ветровое воздействие на водную поверхность моря (метеорологический фактор);

— поступление пресного (речного) стока;

— адвекция вод морскими течениями.

Степень влияния этих факторов зависит от сезона года и удаленности района от источников воздействия. По условиям формирования плотностной структуры вод в Балтийском море выделяются два слоя:

— верхний, подверженный непосредственному влиянию климатических и метеорологических факторов и воздействию пресного стока;

— нижний, подверженный эпизодическим затокам более плотных североморских вод.

Из всего изложенного следует, что характерной особенностью открытой части Балтийского моря является вертикальная переслоенность с ярковыраженными поверхностями раздела слоев различной плотности (температуры, солености). По-видимому, это основная причина принципиальных различий в структуре временной изменчивости гидрологических процессов, протекающих в поверхностных и глубинных слоях моря (рис. 4.5).

Характеристика современного состояния гидрологического режима Балтийского моря и оценка его изменений в климатическом плане, проведенная по диапазонам изменчивости гидрологических процессов, основана на анализе информационной базы БОД БМ вероятностными методами, учитывающими не только особенности исследуемых процессов, но и специфику самих данных. Основное внимание уделено изучению сезонной и межгодовой (долгопериодной) изменчивости гидрологических условий состояния среды как на отдельных (реперных) океанографических станциях в харак-

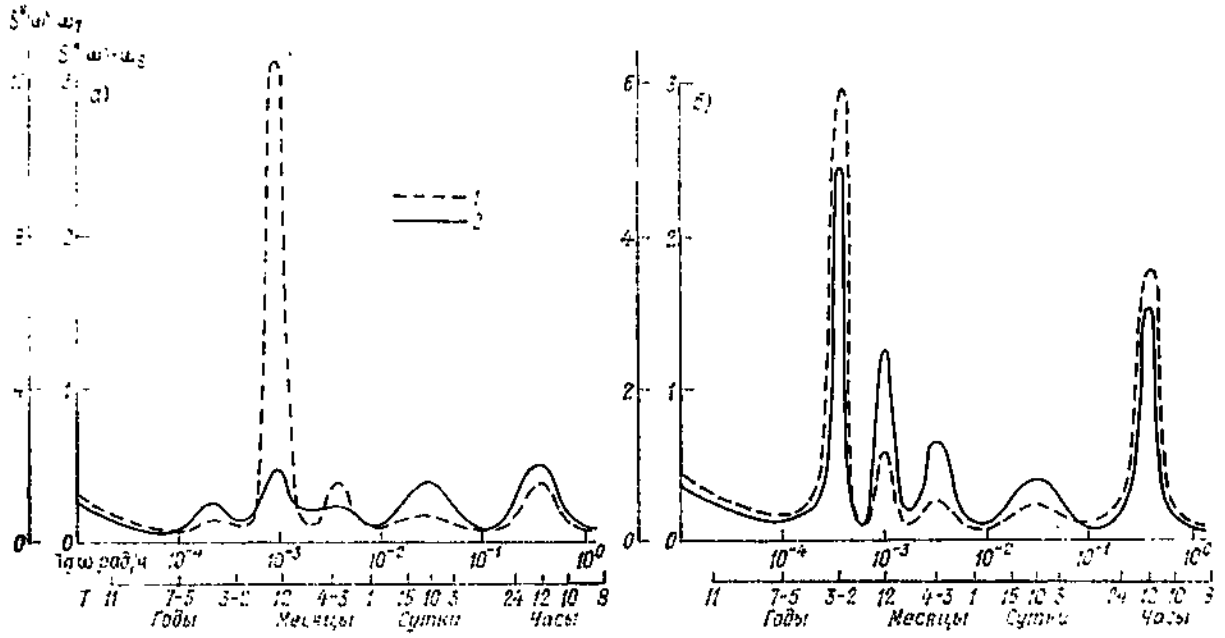


Рис. 4.5. Спектры колебаний температуры (*1*) и солености (*2*) воды в Борнхольском бассейне (ст. BY 5).
а — поверхность, *б* — придонный слой.

терных глубоководных районах Балтийского моря, береговых, рейдовых станциях и плавмаяках, так и в целом по пространству моря.

4.4.2. Характеристика состояния исследований

Исследования изменчивости гидрологического режима Балтийского моря практически были начаты вместе с регулярными наблюдениями за температурой и соленостью морской воды. Уже в первом десятилетии нашего столетия М. Кнудсеном [21], Р. Виттингом [147] и И. Герке [87, 88] были выполнены первые обобщения немногочисленных к тому времени результатов эпизодических наблюдений над температурой и соленостью воды в Балтийском море. Годовые вариации температуры и солености воды исследовал Г. Якобсен [21], использовав для этой цели регулярные наблюдения на плавмаяках в Каттегате. В последующие годы Г. Гранквистом [90, 91] для исследования годового хода температуры и солености воды на различных глубинах вдоль побережий Финского, Ботнического заливов и в северной части Балтийского моря был использован обширный материал многолетних наблюдений на финских береговых, рейдовых станциях и плавмаяках.

Годовой ход температуры, солености и плотности воды на различных глубинах у побережья Эстонии в Финском заливе и в северной части Балтики был исследован К. Кирде [103]. По мере накопления натурных данных исследователи переходили к глубоководным районам открытой части Балтики. В табл. 4.5 дана краткая характеристика основных исследований термохалинного режима Балтийского моря в диапазонах сезонной и межгодовой изменчивости с начала века по настоящее время.

Одними из первых работ, в которых были проанализированы осредненные годовые циклы температуры и солености на различных глубинах в отдельных районах открытой части Балтийского моря по еще ограниченному массиву данных, являются исследования Г. Дитриха [79, 80]. Оценки годового хода температуры воды на отдельных станциях в южной части Балтики были получены З. Ковариком [105] и Д. Пиехурой [133]. В работе О. Р. Лундберг [34] на основе всего имеющегося (опубликованного) к тому времени материала наблюдений был выполнен подробный анализ годового хода температуры воды на различных глубинах (до 100 м) по основным глубоководным районам Балтийского моря: рассчитаны характеристики основных гармоник (с периодами от года до трех месяцев) сезонных колебаний и рассмотрены некоторые особенности изменений амплитуд и фаз годовой волны по глубине. Так, было установлено, что изменения амплитуды и фазы годовой волны с глубиной отражают основные особенности гидрологического режима Балтийского моря, связанные с его слоистостью.

Значительный вклад в изучение гидрологического режима Балтики и его многолетней изменчивости внес И. М. Соскин [56]. Его исследования пространственных особенностей изменчивости температуры и солености, элементов вертикальной стратификации, а также общих тенденций многолетних изменений гидрологических условий в Балтийском море были наиболее обстоятельными в отечественной и зарубежной океанографии того времени. На основе обработки и анализа длительных (5—50 лет) рядов наблюдений на береговых, рейдовых станциях, плавмаяках и станциях открытого моря в характерных районах (Борнхольмская, Гданьская и Готландская впадины) И. М. Соскиным были сделаны заключения о циклическом характере многолетних колебаний температуры и солености воды в Балтике. Его работа «Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря», несмотря на более чем 25 лет, прошедшие с момента ее издания, и в настоящее время является настольной книгой балтийских

Таблица 4.5

Характеристика основных исследований сезонной и межгодовой изменчивости гидрологического режима Балтийского моря (1900—1989 гг.)

Автор, год	Район исследований	Характеристика материалов наблюдений					Характер обобщения		
		Период	Э	Б	Р	П	С	Г	М
Виттинг Р., 1905	Ботнический залив	1898—1902	+				+		
Кнудсен М., 1908	Балтийское море	1902—1907	+				+		
Якобсен И., 1908	Датские проливы	1880—1905				+	+		
Геркс И., 1909, 1910	Финский и Ботнический заливы, Балтийское море	1898—1907	+				+		
Сметман Г., 1913	Балтийское море	—				+	+		
Гранквист Г., 1938, 1952	Финский и Ботнический заливы, Балтийское море	1921—1940	+		+	+	+	+	+
Неймани Г., 1938	Южная часть Балтийского моря	1926—1935				+	+		
Кирде К., 1938	Финский залив, северная часть Балтийского моря	1924—1936			+		+		
Рудовиц Л. Ф., 1943	Ботнический, Финский и Рижский заливы, Балтийское море, Датские проливы	1900—1930			+	+	+		
Слаукитаес Л., 1947	Рижский залив	—	+				+		
Дитрих Г., 1953	Балтийское море, Датские проливы	1902—1938	+			+	+	+	
Джерлов Н., 1953	Датские проливы	1923—1952				+			+
Коши Ф., 1954	Ботнический залив, Балтийское море, Датские проливы	1923—1952				+	+		
Фонселиус С., 1962, 1969	Ботнический залив, Балтийское море	1890—1961	+						+
Хупфер П., 1962	Датские проливы	1900—1960				+			+
Ахлнес К., 1962	Ботнический и Финский заливы	1948—1957			+	+	+		
Соскин И. М., 1963	Ботнический и Финский заливы, Балтийское море, Датские проливы	1900—1960	+	+	+	+			+
Лундберг О. Р., 1964	Финский залив, Балтийское море	1900—1960	+				+	+	
Хела И., 1966	Ботнический залив, Балтийское море	1900—1965	+						+
Ковалик З., 1966	Южная часть Балтийского моря	1950—1962	+				+		
Пиехура Д., 1970	Гданьский залив	1948—1962	+				+		
Ледер И. З., 1972	Прибрежная зона Балтийского моря	1923—1964		+			+		
Маттеус В., 1972, 1975, 1979, 1985	Балтийское море	1877—1983	+				+	+	+
Свенсон А., 1977	Ботнический залив, Балтийское море, Датские проливы	1880—1970							
Авлошенко И., 1978	Балтийское море	1952—1969	+						+
Михайлов А. Е., 1983	Балтийское море	1902—1980	+				+		
Давидан И. Н., Михайлов А. Е., Смирнова А. И., 1989	Балтийское море	1902—1983	+						+

Примечания: 1. Здесь Э — эпизодические наблюдения, Б — береговые, Р — рейдовые станции, П — плавмаяки, С — сезонная изменчивость (характеристика дискретного годового хода), Г — амплитудно-фазовые характеристики годового хода, М — межгодовая и долгопериодная изменчивость. 2. В работе Ледера выполнено районирование акватории по годовому ходу температуры воды.

океанографов и служит источником для разработки новых идей и гипотез.

В числе отечественных авторов, занимавшихся в разное время исследованием гидрологического режима Балтийского моря, необходимо отметить работы К. С. Померанца [48], М. В. Калейса [24], А. Е. Михайлова и Ю. В. Суставова [13, 50] и др. Особо следует выделить исследование И. З. Ледера [33], в котором было выполнено районирование побережья Балтийского моря по вероятностным характеристикам годового хода температуры воды на поверхности.

Из зарубежных авторов вопросам сезонной и межгодовой изменчивости гидрологического режима Балтийского моря посвящены работы П. Хупфера [98], С. Фонзелиуса [83, 84], В. Маттеуса [110—122 и др.], И. Хела [94], Н. Франка [85, 86] и других авторов. Результаты режимного обобщения гидрологических данных можно найти в работах Ф. Коши [104], А. Свенссона [140, 141], а также в специальных изданиях [109, 144, 145 и др.].

Кроме того, справочные материалы о характере географического распределения температуры, солености и плотности воды на различных глубинах в Балтийском море представлены в ряде Атласов [30, 72, 74—76, 107, 126, 146] (табл. 4.6). Наиболее полным из них в настоящее время следует при-

Таблица 4.6

Характеристика атласов гидрологического режима Балтийского моря

Название	Место издания и год	Период наблюдений	Характер обобщения	
			по времени	по глубине
Карты Северного и Балтийского морей [146]	Гамбург, 1904 г.	—	По сезонам: март — май, июнь — август, сентябрь — ноябрь, декабрь —февраль	Поверхность
Атлас температуры, солености и плотности Северного и Балтийского морей [72]	Гамбург, 1927 г.	1902—1907	По отдельным месяцам: февраль, май, август, ноябрь	0, 10, 20, 40, 60, 80, 100 м и дно
Карты Северного и Балтийского морей [126]	Гамбург, 1935 г.	1904—1932	По всем месяцам	Поверхность
Карты поверхностной температуры воды Северного и Балтийского морей и прилегающих вод [76]	Гамбург, 1951 г.	1906—1938	То же	„
Климатический и гидрологический атлас Балтийского моря [30]	Москва, 1957 г.	1867—1955	„	„
Карты температуры, солености и плотности Балтийского моря [74, 75, 107]	Гамбург, 1971 г.	1902—1956	„	0, 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100 м и дно

знать Атлас, изданный в 1971 г. в Гамбурге [74, 75, 107], исходными данными для которого послужили 138 тысяч измерений на стандартных и эпизодических станциях за период с 1902 по 1956 г., хранящихся в ICES.

Последнее десятилетие (1978—1987 гг.) ознаменовалось пристальным вниманием балтийских океанографов к исследованию гидрологического режима Балтики. Здесь наиболее существенный вклад внес В. Маттеус. В целой серии работ [110—122 и др.] этого автора всесторонне рассматриваются вопросы изменчивости гидрологического режима Балтийского моря в сезонном, межгодовом и долгопериодном диапазонах. Основой для этих ра-

Таблица 4.7

Характеристика информации, использованной для исследования межгодовой изменчивости гидрологических условий в открытой части Балтийского моря

Район моря	Станция	Координаты		По Маттеусу [85, 86, 110—122]		Настоящая работа	
		с. ш.	в. д.	Период наблюдений, годы	Количество наблюдений	Период наблюдений, годы	Количество наблюдений
На входе в Балтику	BY 1	55°00′	13°18′	—	—	1956—1985	217
Арконская впадина	BY 2(80)	55 00	14 05	1906—1983	428	1956—1985	640
Впадина Христиансё	BY 4	55 19	15 14	1933—1970	336	—	—
Борнхольмская впадина	BY 5(62)	55 15	15 59	1902—1976	470	1902—1985,	662
						1956—1985	618
Слупский желоб	BY 7(58a)	55 13	17 04	—	—	1956—1985	462
Южная часть Готландского бассейна	BY 9(46)	56 08	19 10	1924—1976	129		
		56 08	19 17			1956—1985	453
Гданьская впадина	P 1(55)	54 52	19 20	1902—1976	291		
		54 52	19 08			1956—1985	410
Готландская впадина	BY 15(37)	57 20	20 03	1877—1980	390	1902—1985	624
						1956—1985	584
Впадина Форе	BY 20(31)	58 00	19 54	1904—1976	147		
		58 00	19 57			1956—1985	424
Восточнее о. Готска-сандом	BY 21(30)	58 26	20 20	—	—	1956—1985	247
Северная часть Готландского бассейна	BY 28(27)	59 02	21 05	1902—1976	121	1956—1985	324
Ландсортская впадина	BY 31(71a)	58 35	18 14	1877—1976	164	1956—1985	392
Впадина Норрчёпинг	BY 32(71)	58 00	18 00	1905—1974	102	1956—1985	293
Впадина Карлсё	BY 38(69)	57 07	17 40	1902—1974	118	1956—1985	302
Восточнее о. Эланд	BY 39(77)	56 07	16 32	—	—	1956—1985	179

Примечание. В скобках указаны номера станций национальной сети наблюдений Советского Союза.

бот послужили отмеченные выше исследования Г. Гранквиста [90, 91], И. М. Соскина [56] и О. Р. Лундберг [34]. В качестве исходных материалов В. Маттеусом были использованы результаты многолетних океанографических наблюдений на отдельных станциях в характерных районах глубоководных впадин Балтийского моря (табл. 4.7). Следует отметить, что в этих работах был использован и массив ICES.

Затрагивая вопрос многолетних изменений гидрологических условий Балтийского моря, нельзя не отметить исследование А. Е. Антонова [1], в котором заложена своеобразная методика диагноза и прогноза межгодовой и долгопериодной изменчивости основных режимообразующих факторов и их связи с компонентами экосистемы моря. Этим же диапазонам изменчивости гидрологических условий в Балтийском море посвящены обстоятельные работы И. Н. Давидана, А. Е. Михайлова и А. И. Смирновой [15, 16], в которых на основе вероятностного анализа длительных временных рядов наблюдений за соленостью, температурой воды, речным стоком, водообменом с Северным морем и повторяемостью типов атмосферных процессов (W, E, C) были получены количественные оценки долгопериодной изменчивости гидрологических условий в Балтийском море. В этих работах [15, 16] впервые были выделены четыре основных этапа долгопериодных изменений в гидрологических условиях Балтики и установлено, что современный период, который начался в середине 50-х годов и продолжался (или продолжается), по крайней мере, более 25—30 лет, характеризуется незначительными колебаниями интегральной (осредненной по вертикали) солености с периодом 2—6 лет без существенного линейного тренда. Последнее обстоятельство представляется наиболее важным и более подробно будет изложено в соответствующем разделе.

В заключение краткого обзора состояния исследований гидрологического режима Балтийского моря можно отметить, что для подавляющего большинства работ (см. табл. 4.5) характерна фрагментарность исследований не только по районам моря, но и по диапазонам временной изменчивости. Так, климатические показатели гидрологических условий получены по неоднородным рядам: периоды наблюдений имеют различную продолжительность, объем данных на отдельных станциях изменяется в довольно широких пределах. С другой стороны, состав используемых статистических показателей гидрологического режима Балтийского моря существенно ограничен: среднее арифметическое значение параметра и среднее квадратическое отклонение (дисперсия). И наконец, расчет климатических показателей и характеристик изменчивости выполнялся без учета особенностей исследуемых процессов и масштабов их изменчивости. Настоящее исследование лишено этих недостатков и подводит итог многолетних исследований гидрологического режима Балтийского моря на качественно новом уровне.

4.4.3. Межгодовая (долгопериодная) изменчивость

В настоящее время вопрос о межгодовых (долгопериодных) изменениях гидрологических условий в Балтийском море изучается весьма интенсивно. В результате этих исследований (табл. 4.5) было

Таблица 4.8

Характеристика материалов наблюдений, использованных для исследования межгодовой изменчивости термохалинных условий в прибрежной зоне Балтийского моря

Номер станции	Станция	Координаты		Период наблюдений	Параметр
		с. ш.	в. д.		
1	Христиансё	55°19′	15°12′	1900—1976	Температура, соленость
2	Мнеждуздрой			1950—1970	То же
3	Мнелно			1950—1970	„
4	Владиславово	54 47	18 25	1950—1970	„
5	Гдыня	54 31	18 34	1946—1970	„
6	Балтийск	54 39	19 53	1948—1983	Температура
				1959—1983	Соленость
7	Клайпеда	55 44	21 05	1949—1983	Температура
				1961—1983	Соленость
8	Вилсанди	58 23	21 50	1949—1981	Температура
				1951—1983	Соленость
9	Ристна	58 55	22 04	1945—1982	Температура
				1949—1982	Соленость
10	Ханко	59 46	22 57	1900—1966	Температура
				1904—1966	Соленость
11	Твармине	59 52	23 16	1926—1966	Температура, соленость
12	Бенгтскар	59 43	22 30	1920—1966	Температура, соленость
13	Уте	59 47	21 22	1900—1966	Температура
				1911—1966	Соленость
14	Лом	60 07	21 41	1920—1966	Температура, соленость
15	Юнгфрускар	60 08	21 04	1920—1966	То же
16	Лагскар	59 51	19 55	1921—1961	„
17	Маркет	60 18	19 08	1906—1966	„

Примечание. Номер станции соответствует номеру на рис. 4.6.

установлено, что долгопериодные изменения температуры и солености, а также некоторых гидрохимических параметров среды характеризуются хорошо выраженным трендом (тенденцией). Так, по мнению ряда исследователей [56, 83, 84, 94, 95, 110 и др.], происходит общее повышение солености моря как в глубинном, так и в поверхностном слоях, а температуры воды — в глубинном слое. На фоне этого процесса хорошо прослеживаются и крупномасштабные циклические колебания температуры и солености воды. Причины таких изменений — долгопериодные колебания атмосферных процессов над Северной Атлантикой и Европейским континентом, регулирующие механизм изменений гидрологических условий через тепловые процессы на границе море—атмосфера, водообмен с Северным морем через Датские проливы и речной (пресный) сток [15, 16, 21].

В качестве основной характеристики режима для исследования долгопериодной изменчивости гидрологических условий в Балтийском море была выбрана соленость воды, которая, во-первых, в значительной степени формирует гидрологический режим моря и его специфические особенности, во-вторых, отличается консервативностью по отношению к влиянию тепловых и химико-биологических процессов, протекающих в водной среде, в третьих, пока еще сравнительно мало подвержена влиянию антропогенных факторов и, таким образом, может служить индикатором естественных изменений, происходящих в Балтийском море. Кроме того, имеются достаточно продолжительные ряды наблюдений за соленостью воды, достигающие для некоторых районов (пунктов) моря 80 лет с небольшими перерывами. Температура воды в значительно меньшей степени удовлетворяет перечисленным выше условиям, хотя по температуре также имеются длительные ряды наблюдений. Плотность воды как функция температуры и солености отражает суммарный эффект влияния этих параметров и может служить общим показателем изменчивости гидрологического режима Балтийского моря.

Основными исходными данными при анализе гидрологических условий в Балтийском море послужили результаты измерений солености и температуры на 14 международных океанографических станциях открытого моря в характерных районах Балтийского моря, через которые проходит основной транзит соленых глубинных вод из южной части моря в его центральные и северные районы (рис. 4.6, табл. 4.7). Наиболее продолжительные ряды наблюдений (1902—1985 гг.) получены по двум станциям, расположенным в Борнхольмской (ст. BY 5) и Готландской (ст. BY 15) впадинах, путем дополнения данных с 1902 по 1953 г. из монографии [56]. Общий объем использованной информации на всех станциях в 1,5—2 раза превышает количество данных, использованных ранее в работах [110, 113 и др.]. Вместе с данными наблюдений в открытом море были использованы данные многолетних рядов наблюдений на 21-й береговой станции южного и восточного побережий Балтийского моря, в Финском заливе и в северной части моря (см. табл. 4.8). Наряду с непосредственными данными наблюдений для анализа изменчивости гидрологических условий использовались также результаты исследований, опубликованные ранее в отечественной и зарубежной литературе.

Соленость. В настоящем исследовании, в отличие от ранее опубликованных работ [110, 113], большое внимание уделено изучению изменчивости средней по вертикали солености $S_{0-н}$. Такой подход позволил исключить изменчивость термохалинных характеристик, вызванную процессами, протекающими в самой водной среде (вертикальный обмен, внутренние волны, вихри и др.), и сконцентрировать основное внимание на изменчивости гидрологических условий, обусловленных внешними факторами: водообменом через Датские проливы, речным стоком и взаимодействием моря с атмосферой. Осредненная по вертикали (или по слоям) характеристика термохалинных условий является более устойчивым показателем изменчивости, что очень важно при обработке временных рядов, включающих неэквидистантные измерения. Физическая сущность долгопериодных изменений гидрологических условий в Балтийском море достаточно подробно рассмотрена в рамках проекта «Балтика» [15], где некоторые аспекты этого исследования представлены в виде, дающем не только качественные, но и количественные характеристики особенностей межгодовой изменчивости термохалинных условий.

Как показали проведенные исследования, короткопериодная изменчивость $\bar{S}_{0-н}$ солености по данным многосуточных измерений существенно меньше межгодовых колебаний солености и особенно тех линейных трендов, которые отмечались в отдельные периоды времени в научной литературе [110, 112, 113 и др.]. Более существенна годовая амплитуда солености на отдельных горизонтах (особенно вблизи галоклина), поэтому при описании межгодовой изменчивости гидрологических условий использовались также значения солености в верхнем квазиоднородном и придонном слоях воды, в которых изменения солености в течение года менее значительны. Учитывая, что короткопериодная изменчивость солености на ст. BY 15 существенно меньше, чем на ст. BY 5, основные выводы о закономерностях долгопериодной изменчивости гидрологических условий в целом в Балтийском море основываются главным образом на данных наблюдений в наиболее обширной Готландской впадине (ст. BY 15).

На рис. 4.7 приведены многолетние ряды $\bar{S}_{0-н}$ по данным шести основных океанографических станций, расположенных в открытой части Балтийского моря. Анализ представленных данных позволил выявить определенную общность в ходе изменений средней годовой солености $\bar{S}_{0-н}$ на этих станциях, несмотря на то, что отдельные станции расположены на значительном удалении друг от друга. Эта общность проявляется, например, в согласованном сдвиге по времени наступления существенных изменений солености в зависимости от местоположения станций друг относительно друга и от преобладающих направлений перемещения водных масс. Так как осолонение связано главным образом с распространением более соленых вод с юго-запада на северо-восток, то запаздывание во времени наступления этого осолонения должно согласовываться со схемой распространения более соленых глубинных вод (см. рис. 4.6) [15, 111].

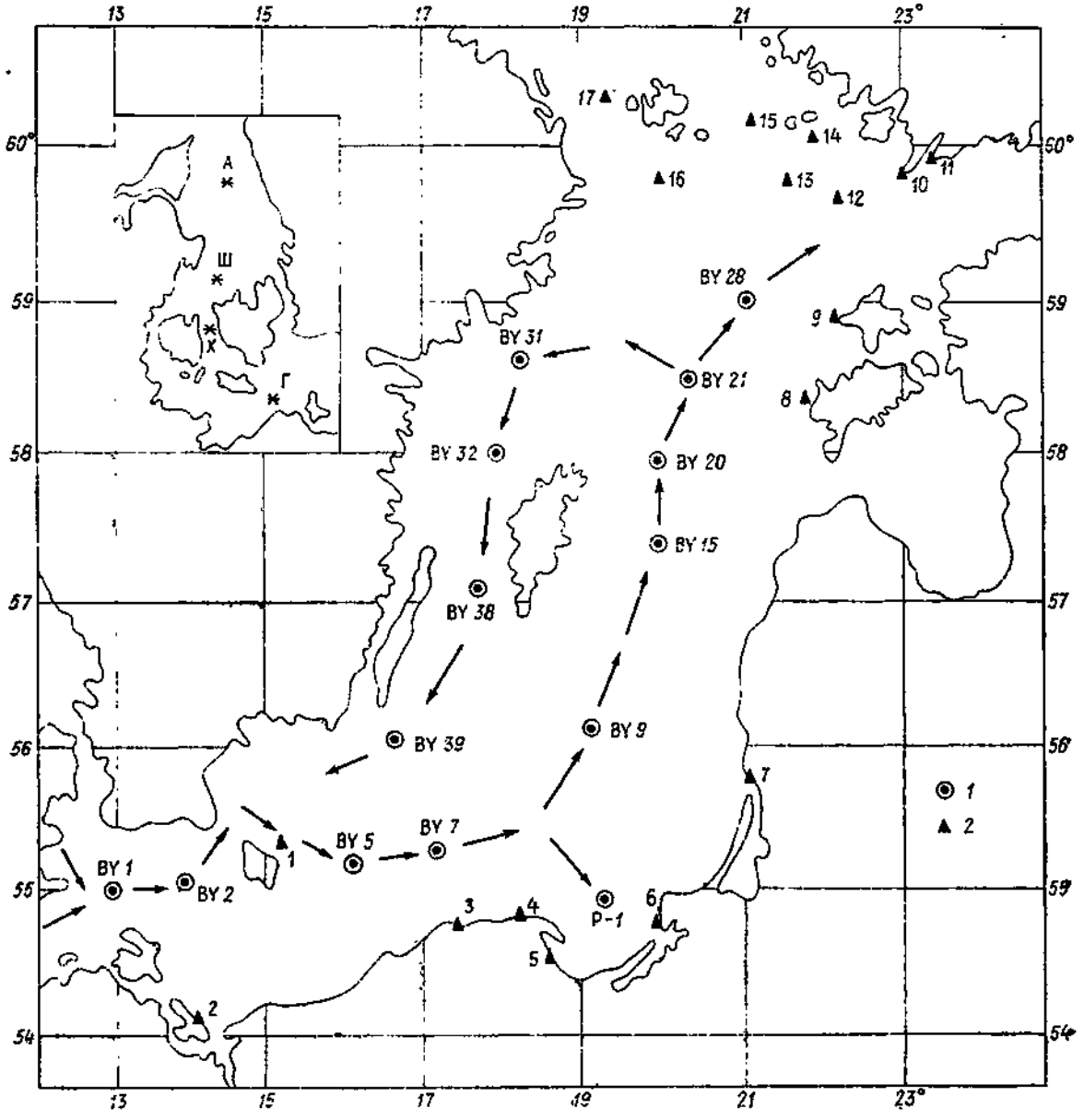


Рис. 4.6. Расположение станций с многолетними рядами наблюдений в открытой части Балтийского моря и основное направление распространения соленых глубинных вод (показано стрелками).

1 — станции открытого моря, ВУ; *2* — береговые станции; на врезке показано расположение плавмаяков (*).

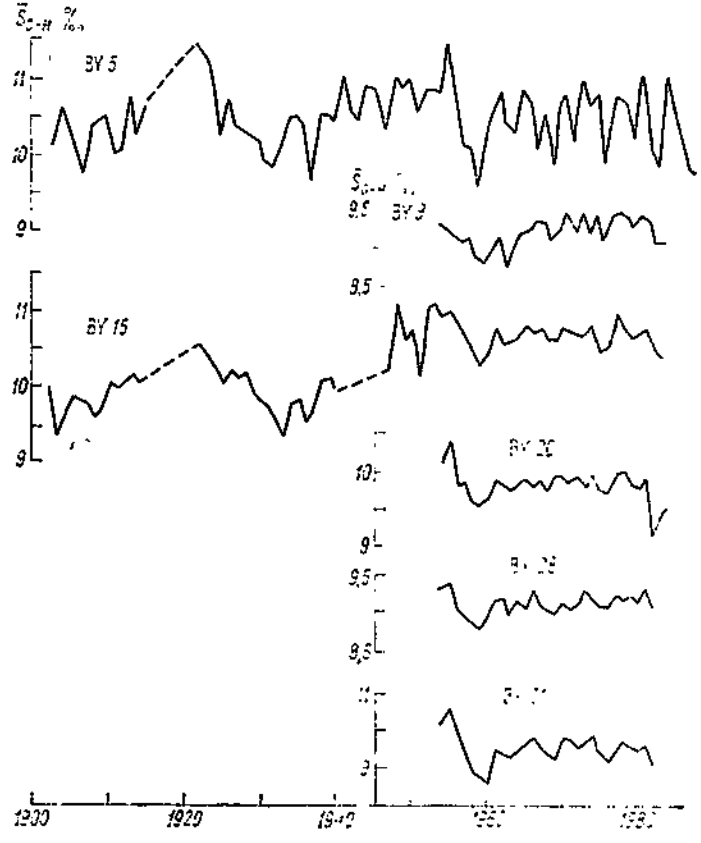


Рис. 4.7. Многолетние изменения средней по вертикали солености $\bar{S}_{0-H}$ на станциях, расположенных в открытой части Балтийского моря.

Представление о спектральной структуре колебаний солености воды по всей толще вод в Борнхольмской и Готландской впадинах дают рис. 4.8 и 4.9. Спектры рассчитаны в квазистационарном

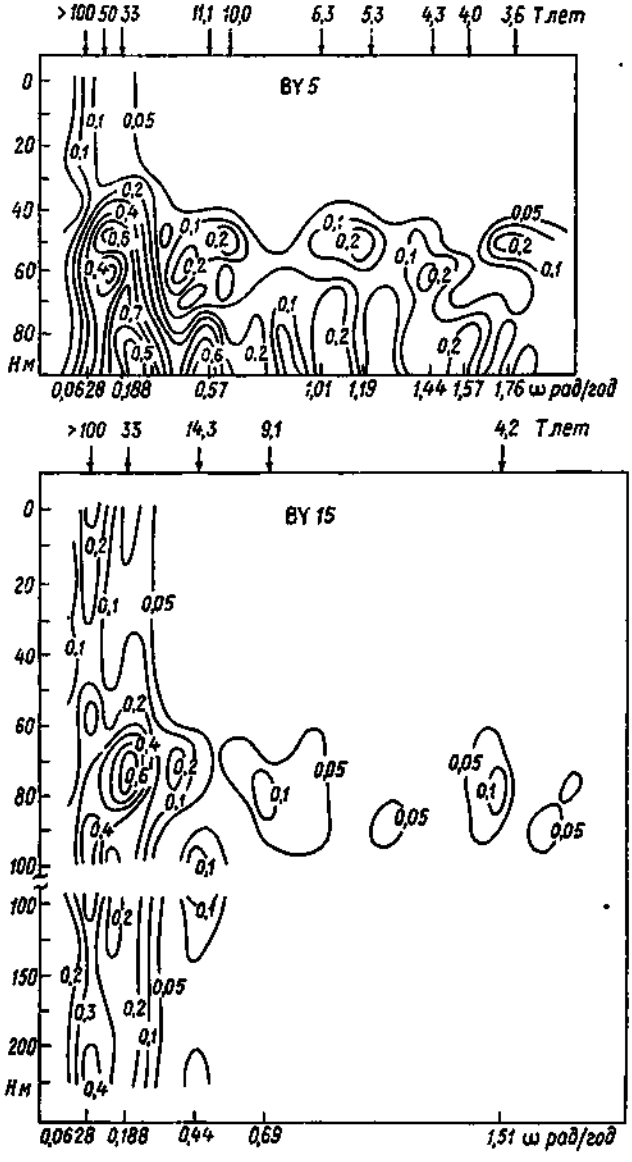


Рис. 4.8. Вертикальное распределение спектральной плотности $S(\omega, H)$ межгодовых изменений солености воды на ст. BY 5 и ст. BY 15.

приближении по данным средних годовых (1902—1983 гг.) и средних месячных (1954—1983 гг.) значений солености на стандартных горизонтах. Следует отметить, что из-за ограниченности использованных реализаций, оценки спектральной плотности $S(\omega)$, особенно в области низких частот, являются ориентировочными.

Как видно из представленных данных, наибольшая амплитуда колебаний солености в диапазоне межгодовых изменений (см. рис. 4.8) наблюдается на периодах 3—6, 10—11 и около 30 лет [15], а в диапазоне короткопериодных изменений солености (см. рис. 4.9) наибольшая амплитуда колебаний отмечается в 30-месячном цикле в придонных слоях (70—90 м) Борнхольмской впадины и в зоне галоклина (50—90 м) в Готландской впадине [15, 59]. Спектр осредненной по вертикали солености (см. рис. 4.9 *в*) также показывает, что основные изменения солености происходят в рамках 30-месячной цикличности, причем в Южной Балтике они более значительны, чем в центральной части моря.

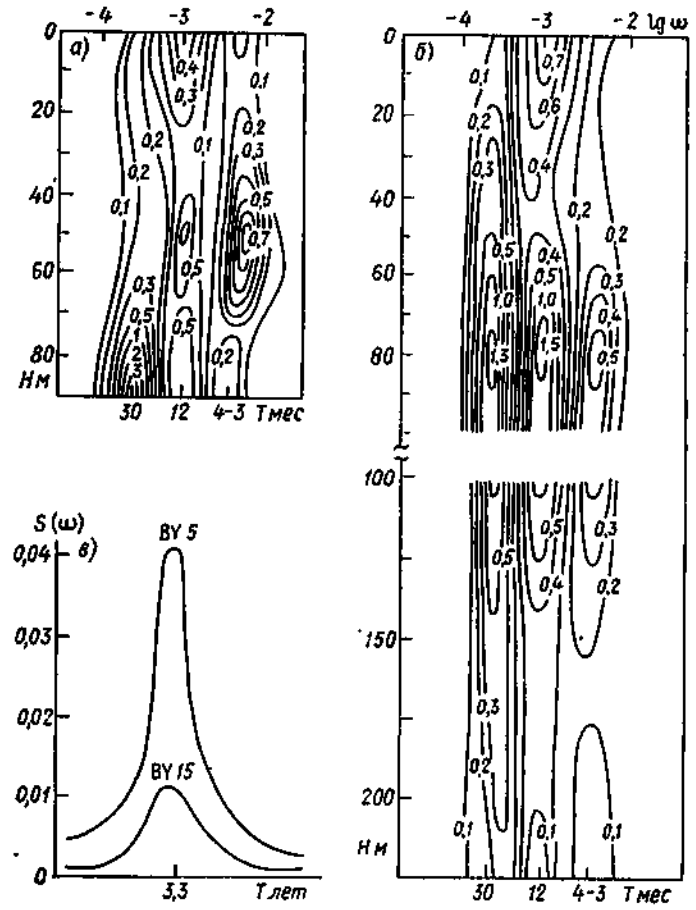


Рис. 4.9. Вертикальное распределение спектральной плотности $S(\omega, H)$ короткопериодных (менее 10 лет) изменений солености на ст. BY 5 (*а*), BY 15 (*б*) и спектр осредненной по вертикали солености (*в*).

Из приведенных выше данных (см. рис. 4.7) видно, что наряду с циклическими колебаниями солености Балтийского моря с периодичностью от 2—3 до 5—7 лет и более отмечаются промежутки времени с ярко выраженными линейными трендами в изменениях солености и, наоборот, промежутки времени, когда линейные тренды незначительны.

Рассмотрим эти закономерности более подробно. Во-первых, из рис. 4.7 видно, что можно выделить четыре периода с различной тенденцией крупномасштабных изменений осредненной по вертикали солености. Начало и окончание этих периодов несколько сдвинуто на различных станциях.

Первый период охватывает промежуток времени от начала века до начала 20-х годов. Несмотря на отсутствие наблюдений во время первой мировой войны, можно утверждать, что в этот период в общем имело место увеличение солености как в Борнхольмском, так и в Готландском бассейнах.

Второй период продолжался с начала 20-х годов до начала 30-х годов. Для этого периода характерно отчетливо выраженное как в Борнхольмской, так и в Готландской впадинах значительное уменьшение солености.

Третий период охватывает промежуток времени с начала 30-х до начала 50-х годов и характеризуется значительным увеличением солености.

Наконец, четвертый период начался в 50-х годах и продолжался по крайней мере более 25—30 лет. Для этого периода характерны колебания солености около некоторого среднего ее значения.

Во все отмеченные периоды мелкомасштабные колебания солености с периодом 2—6 лет (в основном 3—5) в Борнхольмском бассейне существенно превышали по амплитуде колебания солености такого же масштаба в Готландском бассейне и в Северной Балтике. Последнее связано с тем, что не все затоки соленых вод в глубинные слои Борнхольмского бассейна преодолевали Слупский порог, отделяющий этот район от Готландского бассейна, и что соленые воды, поступающие в более обширный и глубокий Готландский бассейн, вызывали менее значительные колебания его средней солености. Сравнение многолетних изменений солености в Борнхольмской и Готландской впадинах позволяет установить наряду с общими чертами еще одно важное различие. Оно заключается в том, что в Готландской впадине наблюдался очень значительный полувековой линейный тренд средней по вертикали солености: с начала века и до середины 50-х годов соленость увеличилась на 1,5 ‰ (с 9,5 до 11,0 ‰), а после небольшого снижения колебалась очень длительное время около среднего значения 10,6 ‰.

В Борнхольмской впадине различие между средней соленостью в первое десятилетие нашего века и соленостью в конце исследуемого периода (1970—1980 гг.) значительно меньше (всего 0,5 ‰), чем в Готландской впадине.

Количественные характеристики изменений средней по вертикали солености в Борнхольмской и Готландской впадинах для перечисленных выше четырех периодов приведены в табл. 4.9. Видно, что в этих бассейнах Балтийского моря в первые два десятилетия нашего века средняя соленость увеличилась на 1,2—1,3 ‰, а затем за 10 лет понизилась на 1,7 ‰ в Борнхольмской впадине и на 1,2 ‰ в Готландской. С начала 30-х годов в обоих бассейнах началось повышение солености и продолжалось в течение почти 20 лет. В этот период соленость увеличилась на 1,6—1,7 ‰. Конечно, в течение каждого из перечисленных периодов соленость изменялась нелинейно: чередовались периоды понижения и повышения солености, но в результате отмечались выявленные выше тенденции долгопериодного повышения или понижения солености. Обращает на себя внимание то, что в первые два десятилетия начала века и с 30-х по 50-е годы значительные повышения солености продолжались примерно в течение 20 лет, а понижение солености, наблюдавшееся между этими двадцатилетними периодами, происходило значительно быстрее — в среднем в течение около 10 лет.

С другой стороны, для более мелкомасштабных изменений солености имеет место обратное явление, а именно — рост солености происходит более интенсивно, чем ее понижение, что хорошо видно, например, на рис. 4.10. Из рисунка отчетливо видно, что короткопериодные изменения солености вызваны резкими вторжениями соленых североморских вод, после которых начинается постепенное понижение солености; затем по мере достижения определенных минимальных значений, наступает новое увеличение и происходит это в основном в рамках 3—5-летнего цикла.

После второго очень большого повышения средней солености, когда ее значение увеличилось в Борнхольмской впадине с 9,38 ‰ в 1931 г. до 11,49 ‰ в 1954 г., а в Готландской впадине с 9,35 ‰ в 1933 г. до 10,96 ‰ в 1954 г., началось очередное очень резкое понижение солености. В Борнхольмской впадине средняя соленость за четыре года понизилась на 2 ‰, а в Готландской впадине за пять лет — на 0,8 ‰, но дальнейшее понижение было прервано незначительным повышением солености, и примерно с 1960 г. в течение почти четверти века колебания солености происходят в квазистационарном режиме при отсутствии сколько-нибудь выраженного линейного тренда. В этот период отмечались лишь циклические повышения и понижения солености с периодом 3—5 лет. При этом средняя соленость в Борнхольм-

Таблица 4.9

Общая характеристика четырех периодов изменений солености $\overline{S}_{0-H}$ в Борнхольмской и Готландской впадинах

Период, годы	Тенденция изменения солености	Продолжительность периода, лет	$\overline{S}_{0-H}$ ‰		$\Delta\overline{S}_{0-H}$ ‰	Среднее годовое изменение солености, ‰
			начало периода	конец периода		
	Борнхольмская впадина, ст. BY 5					
1902—1921	Увеличение	19	10,16	11,47	+1,31	0,069
1921—1931	Уменьшение	10	11,47	9,78	—1,69	0,169
1931—1954	Повышение	23	9,78	11,49	+1,71	0,074
1954—1980	Небольшое понижение и выход на квазистационарный режим (1958—1980 гг.)	26	11,49	11,08	—0,41	0,016
	Готландская впадина, ст. BY 15					
1903—1922	Повышение	20	9,37	10,56	+1,19	0,060
1922—1933	Понижение	11	10,56	9,35	—1,21	0,110
1933—1954	Повышение	21	9,35	10,96	+1,61	0,077
1954—1980	Понижение и выход на квазистационарный режим (1958—1980 гг.)	26	10,96	10,70	—0,26	0,010

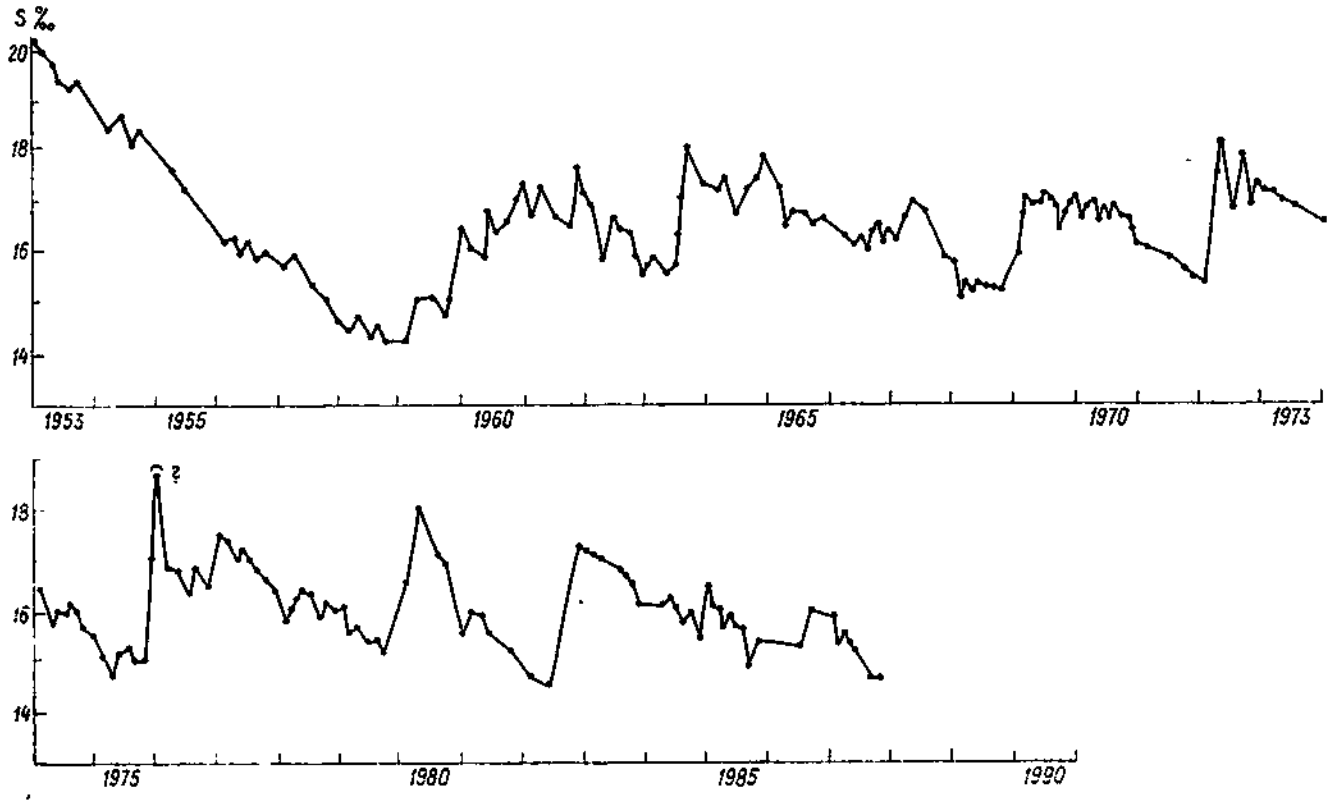


Рис. 4.10. Колебания придонной солености в Борнхольмской впадине. 1953—1987 гг.

ской впадине составила 10,52 ‰, что совпадает со средней соленостью в этом районе за весь период наблюдений.

Достаточно близкой (10,63 ‰) к среднему многолетнему значению (10,27 ‰) была и соленость в Готландском бассейне в течение 1958—1980 гг. Особый интерес имеет то обстоятельство, что резкое прекращение на рубеже 50-х—60-х годов начавшегося после 1954 г. понижения солености совпало с имевшим место в это время резким и неожиданным спадом интенсивности атмосферной циркуляции в умеренных широтах над Атлантическим океаном [15]. Возможно, следовало бы выделить в отдельный переходный период промежуток времени с 1954 по 1960 г., но это не сделано по той причине, что изменения солености в это время по своему характеру существенно не отличались от обычных циклов изменений солености, происходящих с периодичностью 3—5 лет.

Следует отметить, что в ранее опубликованных работах советских и зарубежных авторов не было отмечено наличие четвертого длительного периода (около 25—30 лет) с незначительной изменчивостью средней солености Балтийского моря и связано это с тем, что обычно рассматривалось изменение солености лишь на отдельных горизонтах. Необходимо, однако, иметь в виду, что сведения об осредненной по вертикали солености, хотя и характеризуют наиболее определенно изменчивость солености в том или ином конкретном бассейне Балтийского моря, все же недостаточны при изучении причин этих изменений, так как отдельные бассейны моря разделены мелководными порогами, затрудняющими непосредственный обмен между глубоководными слоями водоемов. Так, например, на изменения солености Готландского бассейна основное влияние оказывают не столько глубинные и придонные, сколько промежуточные слои воды, по которым происходит перенос вод от проливов [111].

Во время отдельных вторжений в Борнхольмский бассейн нередко поступает вода с меньшей соленостью, чем на больших глубинах. Такие вторжения могут оказать существенное влияние на глубинные слои Готландской впадины и по этой причине ход изменений средней по вертикали солености несколько различен в разных впадинах. В связи с этим целесообразно дополнить анализ осредненной по вертикали солености анализом изменений солености в верхнем квазиоднородном и придонном слоях. Из сопоставления рис. 4.11 и 4.7 и табл. 4.10 и табл. 4.9 можно заметить следующее: если первые три из выделенных выше периодов изменения солености на различных горизонтах (слоях) имели одинаковую тенденцию с изменениями интегральной солености, т. е. знаки линейных трендов в эти периоды совпадали (или изменения солености одинаково проявились на различных глубинах), то во время четвертого периода (1958—1983 гг.), когда в изменениях средней по вертикали солености не отмечалось существенных тенденций, в верхних и нижних слоях воды такие тенденции четко проявились, причем с противоположными знаками.

Так, в Борнхольмской впадине в верхнем однородном (0—10 м) и придонном (80—90 м) слоях изменения солености имели одинаковую направленность тенденции, в Готландской впадине в верхнем однородном слое изменения солености имели положительный линейный тренд, а в придонных слоях — отрицательный. Таким образом, четвертый период изменений солености в центральной части Балтийского моря отличается от первых трех не только отсутствием сколько-нибудь значительного

Таблица 4.10

Характеристика изменений солености (‰) в различных слоях глубоководных впадин Балтийского моря

Период	Продолжительность периода, лет	Слой 0—10 м			Придонный слой		
		начало периода	конец периода	ΔS ‰	начало периода	конец периода	ΔS ‰
Борнхольмская впадина, ст. BY 5							
I	17—20	7,15 (1905)	7,81 (1921)	+0,66	16,46 (1902)	18,34 1921)	+1,88
II	10—11	7,81 (1921)	7,02 (1931)	—0,79	18,34 (1921)	14,87 (1930)	—3,47
III	24	7,02 (1931)	7,80 (1954)	+0,78	14,87 (1930)	19,24 (1953)	+4,37
IVa	6—7	7,80 (1954)	7,40 (1960)	—0,40	19,24 (1953)	14,28 (1958)	—4,96
IVб	24—26	7,40 (1960)	8,20 (1983)	+0,80	14,28 (1958)	16,70 (1983)	+2,42
Готландская впадина, ст. BY 15							
I	19—23	6,84 (1904)	7,14 (1926)	+0,30	11,60 (1904)*	12,68 (1922)*	+1,08
II	8—12	7,14 (1926)	6,55 (1933)	—0,59	12,68 (1922)*	11,36 (1933)*	—1,32
III	22—23	6,55 (1933)	7,62 (1955)	+1,07	11,36 (1933)*	13,50 (1954)	+2,14
IVa	4—5	7,62 (1955)	7,44 (1958)	—0,18	13,50 (1954)	13,00 (1958)*	—0,50
IVб	23	7,44 (1958)	7,61 (1980)	+0,17	13,00 (1958)*	12,65 (1980)	—0,35

Примечание. Придонный слой на ст. BY 5 равен 80—90 м, на ст. BY 15 — 225—240 м; звездочкой отмечен слой 200—225 м.

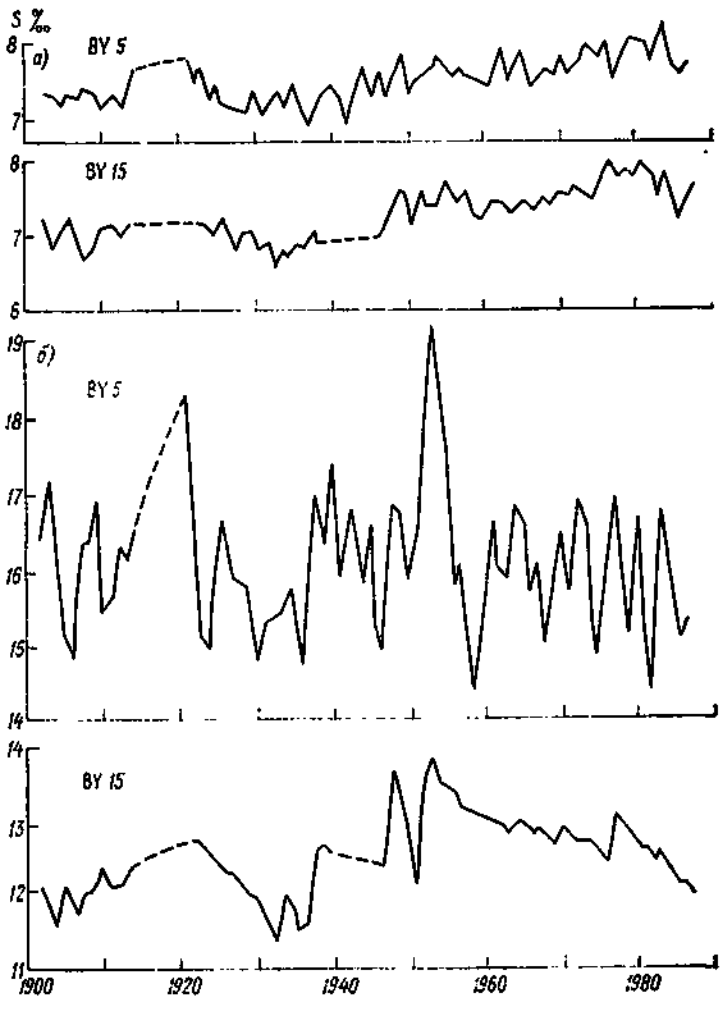


Рис. 4.11. Средняя годовая соленость в верхнем квазиоднородном (*а*) и придонном (*б*) слоях в Борнхольмской (ст. BY 5) и Готландской (ст. BY 15) впадинах.

Придонный слой на ст. BY 5 равен 80—90 м, на ст. BY 15 — 200—225 м.

линейного тренда в изменении средней солености, но и наличием противоположных тенденций в изменении солености в поверхностных и придонных слоях. Анализ изменений солености на разных горизонтах позволяет объяснить те различия, которые выявлены в ходе изменений средней солености в различных бассейнах Балтийского моря.

Согласно рекомендациям ВМО [46], для получения статистически достоверных оценок изменения климата (режима) моря необходима продолжительность наблюдений около 25—30 лет; ВМО были рекомендованы два периода: 1901—1930 и 1931—1960 гг. В нашем случае был выбран период 1956—1985 гг., который, как уже отмечалось, во-первых, характеризуется квазистационарным режимом в изменениях гидрологических условий в Балтийском море, а во-вторых, наиболее полно обеспечен регулярными наблюдениями в открытой части моря.

Средние годовые значения солености в поверхностном и придонном слоях глубоководных впадин Балтийского моря за период с 1956 по 1985 гг. приведены на рис. 4.12, а статистические характеристики межгодовой изменчивости солености воды, рассчитанные по этим значениям, приведены в табл. 4.11. Из представленных данных видно, что размах колебаний солености за многолетний период в поверхностном слое южной части Балтийского моря составил 0,75—1,0 ‰, а в центральной и северной — 0,53—0,82 ‰. На всех станциях достаточно хорошо прослеживается тенденция к повышению солености в поверхностном слое (см. рис. 4.12 *а*).

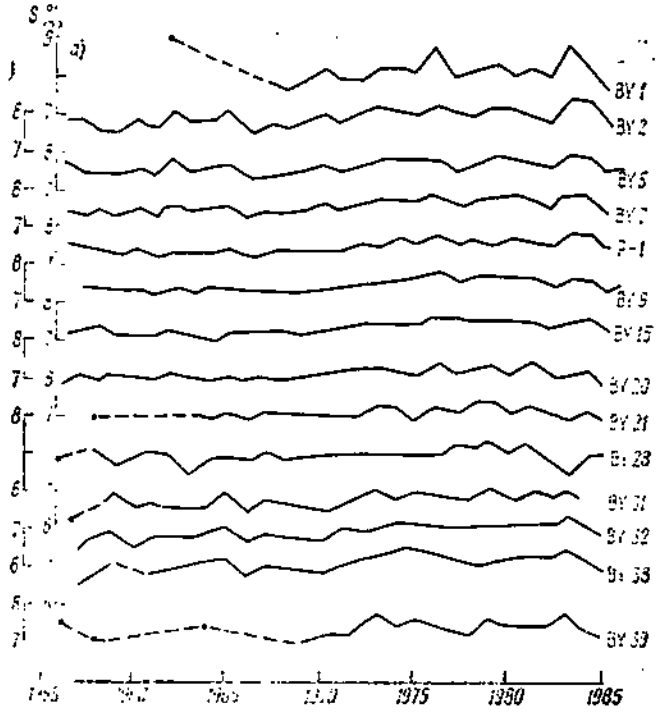
В придонном слое (см. рис. 4.12 *б*) южной части Балтики выделяются циклические колебания с периодом 2—6 лет и значительной амплитудой колебаний: на ст. BY 2 размах колебаний за период 1956—1985 гг. составил 6,21 ‰, на ст. BY 5 — 2,39 ‰, на ст. P 1 в Гданьской впадине — 2,22 ‰. В центральной и северной частях Балтийского

Таблица 4.11

Статистические характеристики межгодовой изменчивости солености воды (‰) в поверхностном и придонном слоях открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	Горизонт, м	X_{min}	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	X_{max}	$X_з$	Q	R
BY 1	0	7,89	8,05	8,21	8,33	8,93	8,20	0,28	1,04
	40	12,41	13,13	13,97	14,64	16,44	13,93	1,51	4,03
BY 2(80)	0	7,58	7,80	8,00	8,17	8,53	7,99	0,37	0,95
	40	9,35	11,93	13,01	13,80	15,56	12,94	1,87	6,21
BY 5(62)	0	7,34	7,50	7,71	7,90	8,09	7,70	0,40	0,75
	90	14,62	15,41	16,06	16,46	17,01	16,00	1,05	2,39
BY 7(58a)	0	7,35	7,50	7,63	7,84	7,98	7,65	0,34	0,63
	90	10,87	12,77	13,18	14,02	14,32	13,29	1,25	3,45
P-1(55)	0	7,29	7,43	7,55	7,66	7,86	7,55	0,23	0,57
	100	10,68	11,58	12,12	12,42	12,90	12,06	0,84	2,22
BY 9(46)	0	7,24	7,41	7,55	7,73	7,99	7,56	0,32	0,75
	100	1034	11,05	11,38	11,56	11,73	11,34	0,51	1,39
BY 15(37)	0	7,09	7,32	7,44	7,55	7,76	7,44	0,23	0,67
	200	11,99	12,51	12,65	12,77	13,08	12,64	0,26	1,09
BY 20(31)	0	6,90	7,07	7,17	7,32	7,54	7,18	0,25	0,64
	175	11,28	11,99	12,13	12,20	12,37	12,11	0,21	1,09
BY 21(30)	0	6,96	7,08	7,17	7,26	7,49	7,17	0,18	0,53
	100	9,75	10,53	10,83	10,97	11,18	10,79	0,44	1,43
BY 28(27)	0	6,61	6,96	7,03	7,12	7,43	7,04	0,16	0,82
	150	10,46	11,02	11,19	11,26	11,36	11,16	0,24	0,90
BY 31(71a)	0	6,42	6,68	6,91	7,01	7,17	6,88	0,33	0,75
	400	10,43	10,91	11,05	11,18	11,34	11,05	0,27	0,91
BY 32(71)	0	6,74	6,91	7,11	7,18	7,40	7,08	0,27	0,66
	175	9,76	10,41	10,52	10,59	10,77	10,51	0,18	1,01
BY 38(69)	0	6,87	7,06	7,25	7,37	7,54	7,23	0,31	0,67
	100	9,42	9,99	10,16	10,25	10,40	10,14	0,26	0,98
BY 39(77)	0	7,09	7,35	7,56	7,66	7,84	7,53	0,31	0,75
	40	7,57	7,72	7,84	8,04	8,19	7,86	0,32	0,62

Примечание. Статистические характеристики рассчитаны по трехсредним значениям.



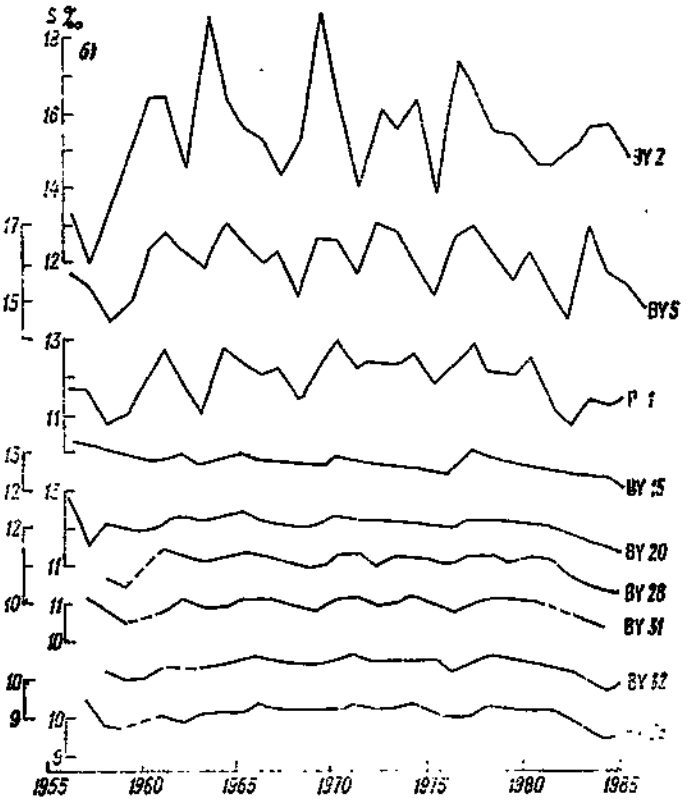


Рис. 4.12. Многолетняя изменчивость средней годовой солености на поверхности в открытой части (*а*) и в придонном слое глубоководных впадин (*б*) Балтийского моря. 1956—1985 гг.

моря колебания незначительны и составляют около 0,9—1,5 ‰. При этом если в Арконском бассейне (ст. BY 2) заметна тенденция к повышению солености, то в Борнхольмской и Гданьской впадинах (ст. BY 5 и P 1 соответственно) линейный тренд в придонном слое слабо выражен, а в центральной и северной частях Балтики, наоборот, прослеживается тенденция к понижению солености в придонном слое.

Можно также отметить (см. табл. 4.11), что максимальные значения размаха межгодовых колебаний солености в Арконском бассейне наблюдаются в придонном слое, в Борнхольмском бассейне — на глубине 60—70 м, а в центральной и северной частях Балтики — на глубине 70—90 м. Таким образом, наиболее существенно межгодовая изменчивость солености проявляется в южной части Балтики, непосредственно прилегающей к источнику этой изменчивости и подверженной эпизодическим затокам соленых североморских вод. Фоновые изменения режима солености в открытой части Балтийского моря можно оценить путем расчета параметров линейного тренда [19, 46]: углового коэффициента α_S и значения тренда $\Delta\bar{S}$ (табл. 4.12, рис. 4.13). Видно, что основные особенности гидрологического режима моря в период с 1956 до 1985 г. заключаются в противофазности изменений солености в верхних и глубинных слоях Балтики.

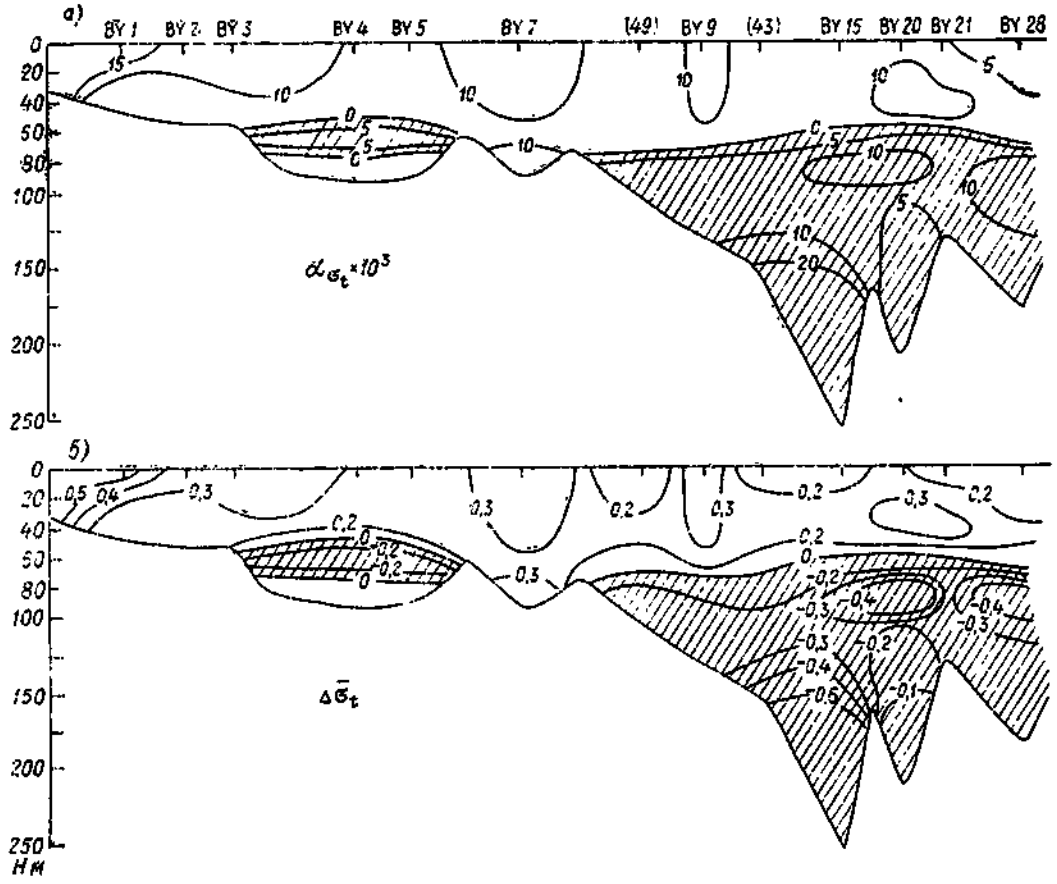


Рис. 4.13. Распределение значений углового коэффициента α_S (*а*) и линейного тренда солености воды $\Delta\bar{S}$ (*б*) на вековом разрезе по оси Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Область отрицательных значений линейного тренда заштрихована.

Температура. Температура воды Балтийского моря также подвержена значительным межгодовым колебаниям [56, 59, 110] за счет изменения термического режима верхнего квазиоднородного слоя под влиянием тепловых процессов, происходящих в системе море—атмосфера, а в глубинных слоях под влиянием адвекции обычно теплых североморских вод.

Как отмечалось выше, температура воды не является консервативной характеристикой водной среды, поэтому при описании межгодовой изменчивости наиболее целесообразно воспользоваться данными о температуре воды в придонных слоях Балтийского моря, где влияние сезонной и более короткопериодной изменчивости незначительно. Наибольшая изменчивость температуры воды в придонных слоях (рис. 4.14) наблюдается в южной части Балтики: размах колебаний годовых значений X_3 температуры воды в Арконском бассейне составляет около 5 °С, в Борнхольмском — 3,6 °С и уменьшается с увеличением глубин и продвижением в центральные и северные районы моря (табл. 4.13). Видно, что в глубинных слоях южной части Балтийского моря (ст. BY 2, BY 5, P 1) с середины 50-х годов и до середины 70-х годов прослеживается достаточно выраженная тенденция общего повышения температуры воды, на которую накладываются короткопериодные (менее 10 лет) колебания температуры, связанные с эпизодическими затоками североморских вод. В центральных и северных районах Балтики период повышения температуры воды продолжался до конца 70-х го-

Таблица 4.12

Параметры линейного тренда солености воды в глубоководных впадинах Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	Параметр	Горизонт					
		0	50	70	100	200	400
BY 2(80)	α_S	0,0150	0,0074				
	$\Delta\overline{S}$	0,48	0,24				
BY 5(62)	α_S	0,0116	0,0082	—0,0116	0,0009*		
	$\Delta\overline{S}$	0,37	0,26	—0,37	0,03*		
P 1(55)	α_S	0,0123	0,0131	0,0093	—0,0050		
	$\Delta\overline{S}$	0,40	0,42	0,30	—0,16		
BY 15(37)	α_S	0,0104	0,0121	—0,0102	—0,0106	—0,0258	
	$\Delta\overline{S}$	0,33	0,39	—0,33	—0,34	—0,83	
BY 20(31)	α_S	0,095	0,0115	—0,0140	—0,0128	—0,0133	
	$\Delta\overline{S}$	0,30	0,37	—0,45	—0,41	—0,42	
BY 28(27)	α_S	0,0015	0,0099	—0,0059	—0,0151		
	$\Delta\overline{S}$	0,05	0,32	—0,19	—0,48		
BY 31(71a)	α_S	0,0108	0,0128	—0,0033	—0,0050	—0,0039	—0,0022
	$\Delta\overline{S}$	0,35	0,41	—0,11	—0,16	—0,12	—0,07
BY 32(71)	α_S	0,0150	0,0125	—0,0125	—0,0114	—0,0080	
	$\Delta\overline{S}$	0,48	0,40	—0,40	—0,36	—0,26	
BY 38(69)	α_S	0,0154	0,0121	—0,0004	—0,0072		
	$\Delta\overline{S}$	0,49	0,39	—0,01	—0,23		

Примечание. Здесь α_S — угловой коэффициент линейного тренда, ΔS — среднее значение тренда, звездочкой отмечен придонный горизонт 90 м.

Таблица 4.13

Статистические характеристики межгодовой изменчивости температуры воды (°С) в придонном слое открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	X_{min}	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	X_{max}	X_s	Q	R
BY 1	3,96	6,17	6,56	7,86	8,96	6,79	1,69	5,00
BY 2(80)	4,55	6,52	7,13	7,89	9,26	7,17	1,37	4,71
BY 5(62)	4,50	5,54	5,96	7,02	8,12	6,12	1,48	3,62
BY 7(58a)	3,55	5,15	5,52	6,01	7,21	5,55	0,86	3,66
P 1(55)	4,49	5,30	5,74	6,02	6,97	5,70	0,72	2,49
BY 9(46)	3,88	4,80	5,18	5,44	6,06	5,15	0,64	2,18
BY 15(37)	5,18	5,53	5,69	5,79	7,13	5,68	0,26	1,95
BY 20(31)	5,08	5,26	5,42	5,49	6,02	5,40	0,23	0,94
BY 21(30)	4,60	4,75	4,96	5,23	5,55	4,98	0,48	0,95
BY 28(27)	4,60	4,81	4,91	5,15	5,52	4,94	0,34	0,92
BY 31(71a)	4,49	4,80	4,90	5,13	5,37	4,93	0,33	0,88
BY 32(71)	4,36	4,50	4,66	4,82	5,04	4,66	0,32	0,68
BY 38(69)	4,02	4,26	4,43	4,55	4,89	4,42	0,29	0,87
BY 39(77)	1,86	3,66	4,04	5,01	5,43	4,19	1,35	3,57

дов. Затем началось некоторое понижение придонной температуры воды.

Фоновые изменения теплового состояния вод открытой части Балтийского моря, оцененные по значениям параметров линейного тренда (табл. 4.14) показывают, что в период с 1956 по 1985 г. в распределении значений углового коэффициента α_T и тренда $\Delta\overline{T}$ достаточно сложно выявить определенные закономерности. Это связано с тем, что изменения температуры воды генерируются большим числом факторов различной природы и мощности, находящихся между собой в сложной взаимосвязи, которая может меняться от слоя к слою и от станции к станции. Так, из рис. 4.15 видно, что в южной части Балтики повсеместно отмеча-

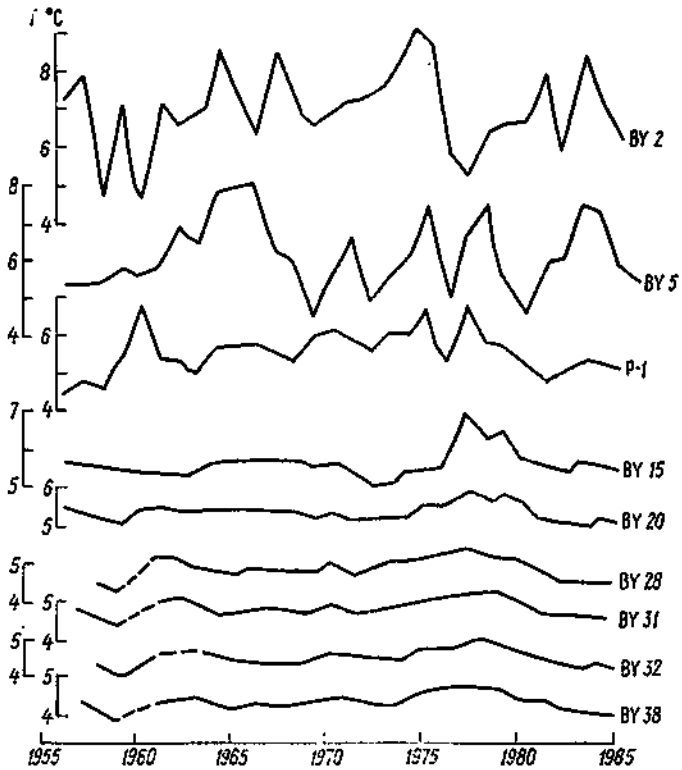


Рис. 4.14. Многолетняя изменчивость средней годовой температуры воды в придонном слое глубоководных впадин Балтийского моря. 1956—1985 гг.

ется тенденция к повышению температуры воды, причем, если на входе в Балтику (ст. BY 1) наибольшие значения тренда наблюдаются в нижних

Таблица 4.14

Параметры линейного тренда температуры воды в глубоководных впадинах Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	Параметр	Горизонт (слой), м					
		0—10	20—30	40—50	60—90	200	400
BY 2(80)	α_T	—0,0030	0,0024	0,0072			
	$\Delta\overline{T}$	—0,11	0,09	0,23			
BY 5(62)	α_T	0,0107	0,0007	0,0058	0,0012		
	$\Delta\overline{T}$	0,40	0,02	0,18	0,04		
P 1(55)	α_T	—0,0039	0,0028	—0,0058	0,0020		
	$\Delta\overline{T}$	—0,14	0,10	—0,19	0,08		
BY 15(37)	α_T	0,0218	0,0125	0,0029	0,0034	0,0083	
	$\Delta\overline{T}$	0,81	0,46	0,09	0,13	0,26	
BY 20(31)	α_T	0,0097	—0,0027	0,0069	—0,0011	—0,0006	
	$\Delta\overline{T}$	0,36	—0,10	0,22	—0,04	—0,02	
BY 28(27)	α_T	0,0194	0,0237	0,0022	0,0062	0,0021	
	$\Delta\overline{T}$	0,72	0,88	0,07	0,23	0,07	
BY 31(71a)	α_T	0,0070	0,0493	0,0317	0,0178	0,0076	—0,0006
	$\Delta\overline{T}$	0,26	1,83	1,01	0,66	0,24	—0,01
BY 32(71)	α_T	0,0073	0,0361	0,0268	0,0040	0,0029	
	$\Delta\overline{T}$	0,27	1,34	0,86	0,15	0,09	
BY 38(69)	α_T	—0,0027	—0,0112	0,0158	0,0086		
	$\Delta\overline{T}$	—0,10	—0,41	0,50	0,32		

Примечание. См. табл. 4.12.

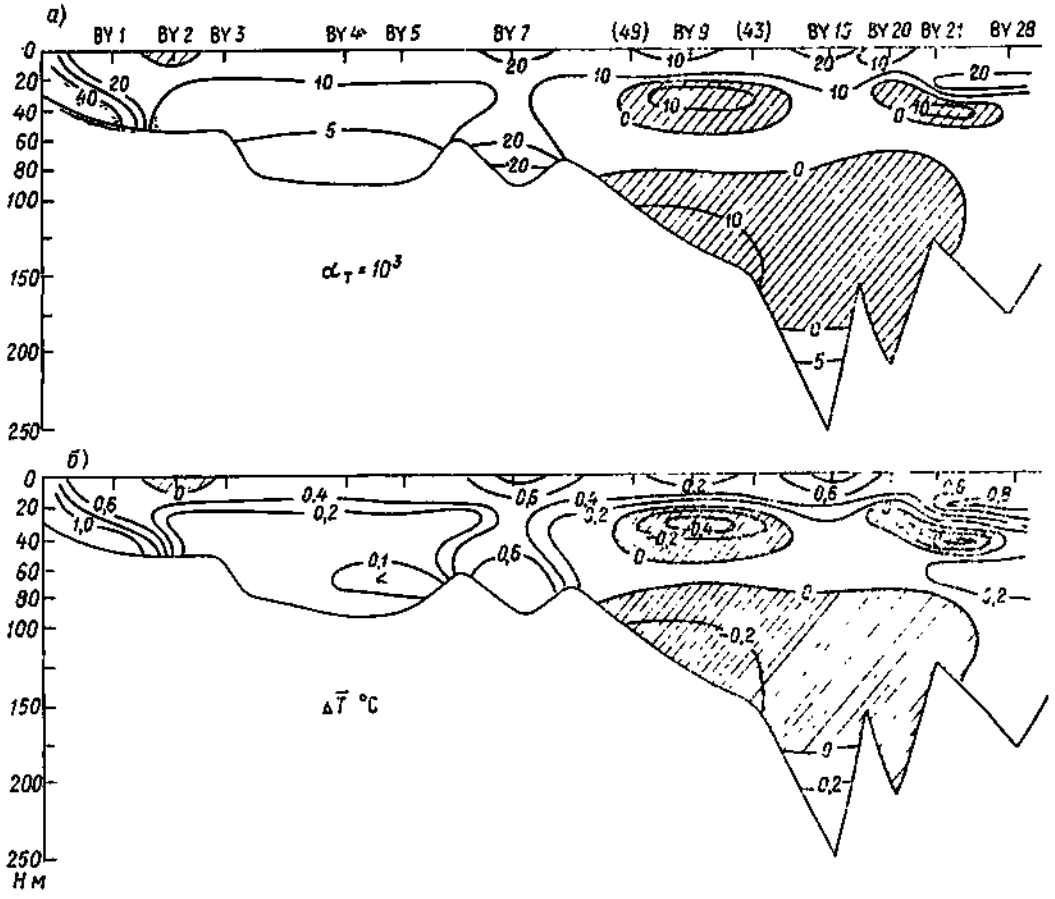


Рис. 4.15. Распределение значений углового коэффициента α_T (*а*) и линейного тренда температуры воды $\Delta\overline{T}$ (*б*) на вековом разрезе по оси Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Область отрицательных значений линейного тренда заштрихована.

слоях, то в Борнхольмском бассейне (ст. BY 5) наибольшее увеличение отмечается в верхнем слое. В центральной и северной частях Балтийского моря распределение фоновых показателей изменений температуры воды по глубине имеет знакопеременный характер.

В западной части Балтийского моря (ст. BY 31, BY 32) отмечается общее повышение температуры практически во всей толще вод, причем наибольшее увеличение происходит в промежуточном слое (20—50 м), где значения тренда $\Delta\overline{T}$ достигают 0,86—1,83 °С, за период с 1956 по 1985 г.

Плотность. Как известно плотность воды зависит от температуры и солености, и поэтому описанные выше закономерности межгодовых изменений термохалинной структуры определяют абсолютные значения и региональные особенности межгодовой изменчивости плотности в различных районах Балтийского моря. Наибольшая изменчивость плотности воды наблюдается в южной части Балтийского моря в придонных слоях и уменьшается с увеличением глубин и продвижением в центральные и северные районы моря, что связано с преобладающей ролью солености в формировании поля плотности этих слоев. В поверхностном слое (рис. 4.16) отмечается более сложная картина межгодовой изменчивости плотности, обусловленная не только влиянием режима солености, но и температуры, а в северных районах моря и влиянием пресного стока.

Фоновые изменения плотности воды за 1956—1985 г. оцененные, как и ранее, по параметрам линейного тренда (табл. 4.15) показывают, что в верхнем слое (рис. 4.17) и примерно до глубины

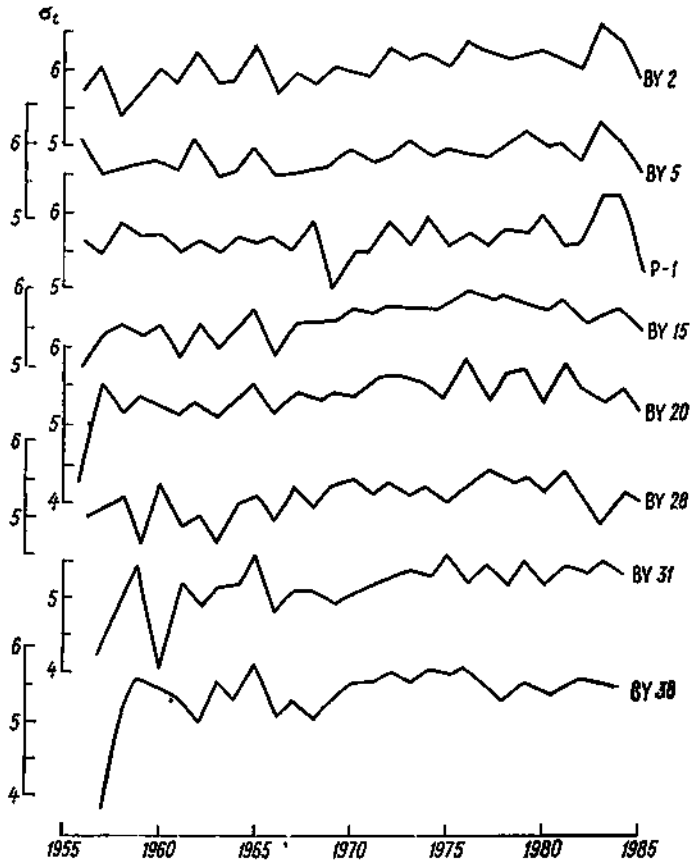


Рис. 4.16. Многолетняя изменчивость средней годовой плотности воды в поверхностном слое открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Таблица 4.15

Параметры линейного тренда плотности воды в глубоководных впадинах Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	Параметр	Слой, м					
		0—10	20—30	40—50	80—90	100—125	150—175
BY 2(80)	α_{σ_t}	0,0109	0,0087				
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,33	0,26				
BY 5(62)	α_{σ_t}	0,0087	0,0088	0,0080	0,0031		
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,26	0,26	0,24	0,09		
P 1(55)	α_{σ_t}	0,0082	0,0095	0,0112	—0,0082		
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,25	0,28	0,34	—0,24		
BY 15(37)	$\alpha\sigma_t$	0,0058	0,0073	0,0094	—0,0122	—0,0089	—0,0231
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,18	0,22	0,28	—0,36	—0,27	—0,69
BY 20(31)	α_{σ_t}	0,0074	0,0118	0,0100	—0,0143	—0,0047	—0,0014
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,22	0,35	0,30	—0,43	—0,14	—0,04
BY 28(27)	α_{σ_t}	0,0004	0,0031	0,0083	—0,0148	—0,0110	
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,01	0,09	0,25	—0,44	—0,33	
BY 31(71a)	α_{σ_t}	0,0106	0,0043	0,0092	—0,0062	—0,0044	—0,0027
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,32	0,13	0,28	—0,19	—0,13	—0,08
BY 38(69)	α_{σ_t}	0,0125	0,0133	0,0124	—0,0073		
	$\Delta\bar{\sigma}_t$	0,37	0,40	0,37	—0,22		

Примечание. См. табл. 4.12.

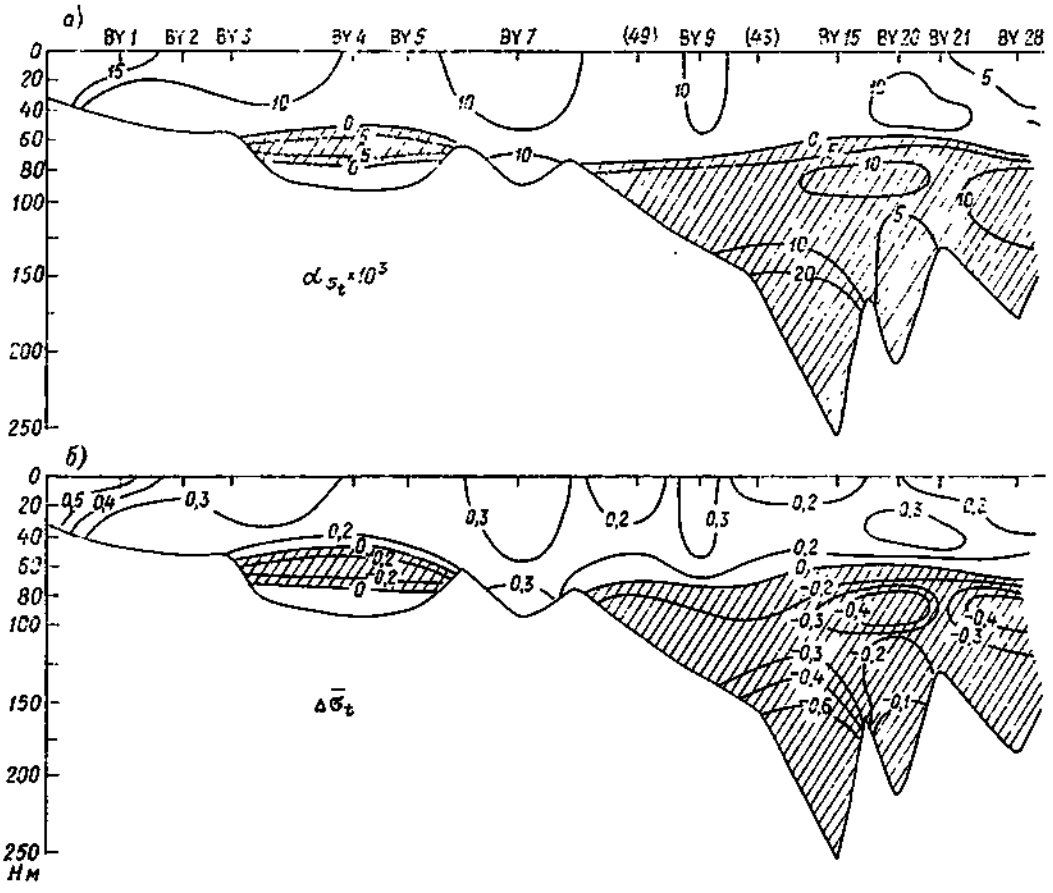


Рис. 4.17. Распределение значений углового коэффициента α_{σ_t} (*а*) и линейного тренда плотности воды $\Delta\bar{\sigma}_t$ (*б*) на вековом разрезе по оси Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Область отрицательных значений линейного тренда заштрихована.

50—60 м отмечается общее повышение значений плотности воды. В глубинных и придонных слоях ниже 80—90 м глубоководных впадин центральной и северной частей Балтийского моря наблюдается тенденция к уменьшению абсолютных значений плотности воды. В Борнхольмской впадине (ст. BY 5) линейный тренд в придонном слое выражен достаточно слабо и составляет всего 0,09 усл. ед. за 30-летний период. В то же время в центральной (ст. BY 15) и северной Балтике (ст. BY 28) тенденция к уменьшению плотности воды выражена более четко и составляет в среднем —0,69 и —0,33 усл. ед. соответственно. В слое 60—70 м параметры линейного тренда от станции к станции имеют знакопеременный характер и отражают процессы перемешивания между верхним и нижним слоями Балтики.

Из сопоставления рис. 4.13, 4.15 и 4.17 видно, что существует хорошая согласованность направленности тенденции изменений температуры, солености и плотности воды в различных слоях Балтийского моря. Так, с повышением температуры и понижением солености плотности воды уменьшается и, наоборот, с понижением температуры и повышением солености — плотность увеличивается. Основное влияние на формирование поля плотности оказывает изменчивость режима солености практически во всех районах и слоях открытой части Балтийского моря. Вклад температуры в формирование межгодовой изменчивости плотности воды незначителен.

Прибрежная зона Балтийского моря

О межгодовой изменчивости гидрологического режима в прибрежной зоне Балтийского моря можно судить по данным наблюдений за температурой и соленостью на береговых станциях (см. рис. 4.6, табл. 4.8).

Соленость. На рис. 4.18 приведены временные ряды средних годовых значений $m(t)$ поверхностной солености по данным береговых станций вдоль южного и восточного побережий и в северной части Балтийского моря. Как можно заметить, поверхностная соленость с начала века в целом по морю имеет тенденцию к постепенному увеличению, что согласуется с результатами наблюдений в открытой Балтике (см. рис. 4.11). На фоне этого повышения выделяются периоды, когда соленость уменьшалась и была ниже средних многолетних значений.

Характер многолетней изменчивости солености в прибрежной зоне по данным береговых станций (см. рис. 4.18) имеет определенную общность, отличаясь в абсолютных значениях солености, а также по времени наступления периодов осолонения и опреснения и их продолжительности, что связано с системой распространения вод в Балтике и региональными особенностями.

Из табл. 4.16 видно, что средние многолетние значения солености постепенно уменьшаются в направлении с юга на север от 7,0—7,5 ‰ в южной части моря, где велико влияние водообмена с Се-

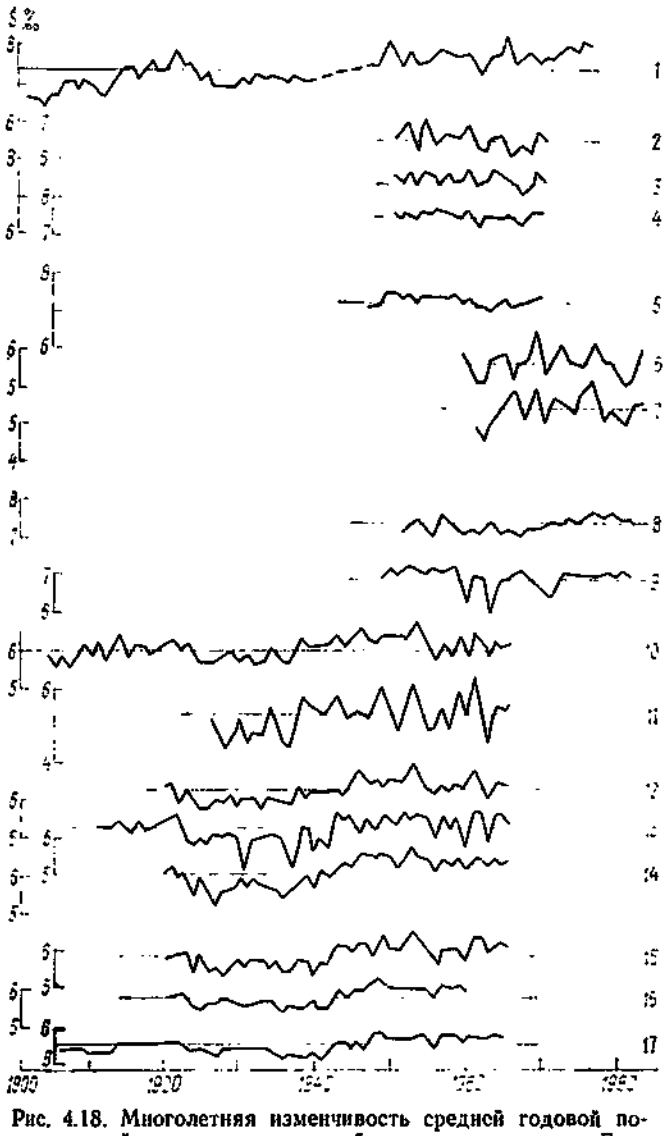


Рис. 4.18. Многолетняя изменчивость средней годовой поверхностной солености воды на береговых станциях в Балтийском море. 1900—1983 гг.

Номер станции соответствует номеру на рис. 4.6 и в табл. 4.8.

Таблица 4.16

Статистические характеристики межгодовой изменчивости солености на поверхности воды (‰) в прибрежной зоне Балтийского моря

Номер станции	Станция	X_{min}	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	X_{max}	$m(t)$	Q	R
1	Христиансё	6,4	7,1	7,4	7,7	8,2	7,4	0,6	1,8
2	Мнеждуздрой	6,1	6,2	6,5	6,7	7,1	6,5	0,5	1,0
3	Мнелно	7,0	7,3	7,4	7,6	7,8	7,4	0,3	0,8
4	Владиславово	7,2	7,4	7,5	7,6	7,7	7,5	0,2	0,5
5	Гдыня	6,9	7,1	7,3	7,4	7,5	7,2	0,3	0,6
6	Балтийск	5,0	5,3	5,6	5,8	6,5	5,6	0,5	1,5
7	Клайпеда	4,5	5,1	5,4	5,7	6,2	5,4	0,6	1,7
8	Вилсанди	7,1	7,2	7,4	7,4	7,6	7,4	0,2	0,5
9	Ристна	6,0	6,9	7,0	7,0	7,2	6,9	0,1	1,2
10	Ханко	5,5	5,8	6,0	6,3	6,8	6,0	0,5	1,3
11	Твармине	4,4	4,9	5,3	5,6	6,4	5,3	0,7	2,0
12	Бенгтскар	5,8	6,1	6,3	6,5	7,0	6,3	0,4	1,2
13	Уте	5,1	6,1	6,3	6,6	6,8	6,3	0,5	1,7
14	Лом	5,3	5,8	6,2	6,5	6,8	6,1	0,7	1,5
15	Юнгфрускар	5,3	5,7	6,0	6,2	6,6	5,9	0,5	1,3
16	Лагскар	5,5	5,7	5,9	6,1	6,2	5,8	0,4	0,7
17	Маркет	5,1	5,4	5,5	5,8	6,0	5,6	0,4	0,9

Примечание. Номер станции соответствует номеру на рис. 4.6.

верным морем, до 5,3—6,3 ‰ в северной части моря, где преобладающее значение имеет сток распресненных вод из Финского и Ботнического заливов. Значения интерквартильного расстояния Q изменяются от 0,1 до 0,7 ‰, а размах межгодовых колебаний солености R — от 0,5 до 2,0 ‰. Наибольшие значения Q и R отмечаются в основном в районах, где велико влияние факторов, формирующих режим солености, например, для станций Мнеждуздрой, Балтийск, Клайпеда, Твармине и др.— это пресный сток, а для станций — Христиансё, Мнелно — затоки соленых североморских вод.

Оценка тенденции изменений солености в прибрежной зоне (табл. 4.17) показывает, что харак-

Таблица 4.17

Параметры линейного тренда солености на поверхности воды в прибрежной зоне Балтийского моря

Номер станции	Станция	Период наблюдений, годы	$m(t)$	σ_S	a_S	$\Delta\overline{S}$
1	Христиансё	1900—1976	7,4	0,42	0,0143	+0,54
2	Мнеждуздрой	1950—1970	6,5	0,27	—0,0195	—0,20
3	Мнелно	1950—1970	7,4	0,21	—0,0076	—0,08
4	Владиславово	1950—1970	7,5	0,14	—0,0062	—0,06
5	Гдыня	1946—1970	7,2	0,15	—0,0024	—0,03
6	Балтийск	1959—1983	5,6	0,34	0,0010	+0,01
7	Клайпеда	1961—1983	5,4	0,38	0,0224	+0,27
8	Вилсанди	1951—1983	7,4	0,17	0,0078	+0,12
9	Ристна	1940—1982	6,9	0,27	—0,0038	—0,06
10	Ханко	1904—1966	6,0	0,28	0,0065	+0,20
11	Твармине	1926—1966	5,3	0,46	0,0154	+0,31
12	Бенгтскар	1920—1966	6,3	0,27	0,0105	+0,24
13	Утё	1911—1966	6,3	0,36	0,0064	+0,17
14	Лом	1920—1966	6,1	0,37	0,0191	+0,44
15	Юнгфрускар	1920—1966	5,9	0,30	0,0132	+0,30
16	Лагскар	1921—1961	5,8	0,23	0,0130	+0,26
18	Маркет	1906—1966	5,6	0,20	0,0061	+0,18

тер изменчивости поверхностной солености носит неоднозначный характер в различных районах Балтики в различные промежутки времени. Так, если рассматривать период от начала века до 60—70-х годов, то отмечается положительный тренд в изменении солености. В период же от 50-х до 80-х годов можно заметить некоторое уменьшение солености, что, по-видимому, связано, с положительным трендом в изменениях речного стока в этот период (см. раздел «Речной сток»).

Температура. Представление о характере межгодовой изменчивости поверхностной температуры воды можно получить из рис. 4.19, из которого видно, что колебания температуры воды на всех станциях достаточно хорошо согласуются между собой, а различия отмечаются только в абсолютных значениях. В целом, средняя многолетняя температура воды на поверхности уменьшается в направлении с юга на север от 8,3—9,3 °С до 6,3—7,5 °С (табл. 4.18). Изменения температуры воды при различных периодах осреднения имеют неоднозначный характер. Так, если с начала века до середины 60-х годов (см. рис. 4.19, табл. 4.19) можно отметить общее повышение температуры воды, то в период от 50-х до 80-х годов, наоборот, наблюдалось уменьшение поверхностной температуры воды, что связано не только с региональными особенностями термического режима в прибрежной

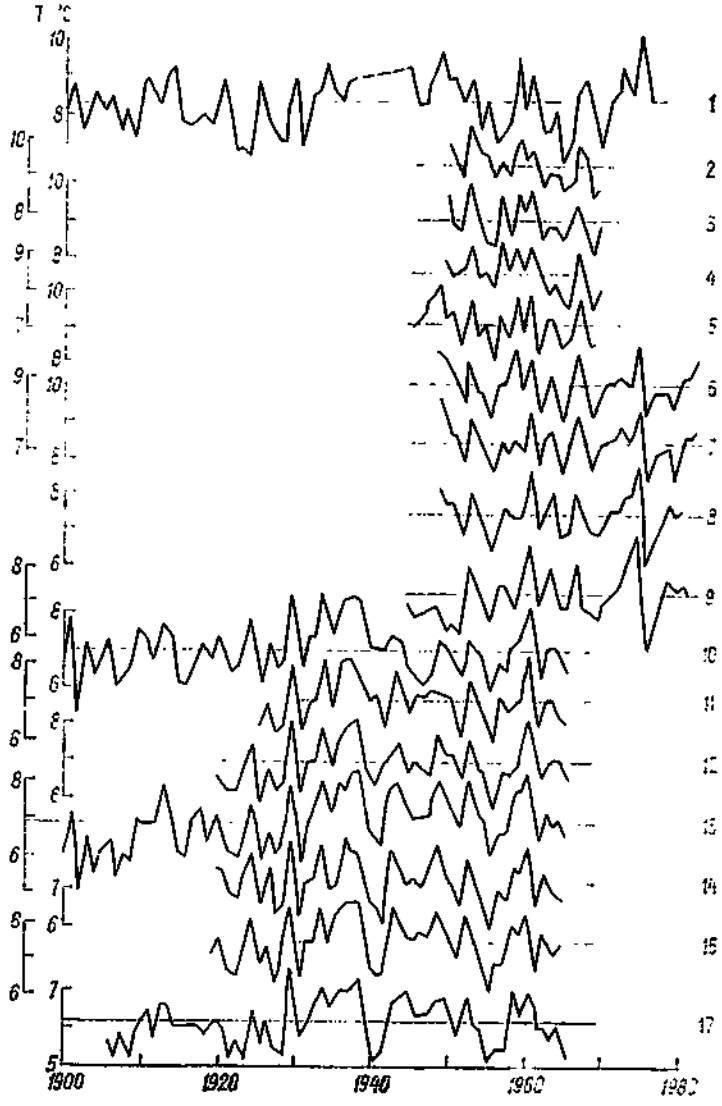


Рис. 4.19. Многолетняя изменчивость средней годовой поверхностной температуры воды на береговых станциях в Балтийском море. 1900—1983 гг.

Номер станции соответствует номеру на рис. 4.6 и в табл. 4.8.

Таблица 4.18

Статистические характеристики межгодовой изменчивости температуры поверхности воды (°С) в прибрежной зоне Балтийского моря

Номер станции	Станция	X_{min}	$X_{0,25}$	$X_{0,50}$	$X_{0,75}$	X_{max}	$m(t)$	Q	R
1	Христиансё	6,7	7,8	8,3	8,9	10,0	8,3	1,1	3,3
2	Мнеждуздрой	8,5	8,9	9,4	9,7	10,4	9,3	0,9	1,9
3	Мнелно	8,2	8,6	8,8	9,4	10,2	9,0	0,8	2,0
4	Владиславово	7,5	8,1	8,4	8,8	9,4	8,4	0,7	1,9
5	Гдыня	8,1	8,6	9,0	9,5	10,0	9,0	0,9	1,9
6	Балтийск	8,0	8,4	8,7	9,1	9,8	8,8	0,7	1,8
7	Клайпеда	7,5	8,0	8,4	8,6	9,2	8,4	0,6	1,7
8	Вилсанди	6,2	7,0	7,5	7,8	8,7	7,5	0,8	2,5
9	Ристна	5,9	7,0	7,5	7,8	8,9	7,4	0,8	3,0
10	Ханко	5,3	6,5	7,0	7,3	8,5	7,0	0,8	3,2
11	Твармине	6,0	6,7	7,0	7,4	8,3	7,1	0,7	2,3
12	Бенгтскар	5,7	6,6	6,9	7,3	8,2	7,0	0,7	2,4
13	Утё	4,9	6,4	6,9	7,3	8,3	6,9	0,9	3,4
14	Лом	6,0	6,8	7,2	7,6	8,3	7,2	0,8	2,3
15	Юнгфрускар	6,1	6,9	7,4	7,9	8,5	7,4	1,0	2,4
16	Лагскар	6,2	6,8	7,5	8,0	9,0	7,4	1,2	2,8
17	Маркет	5,2	5,8	6,2	6,8	7,8	6,3	1,0	2,6

Примечание. См. табл. 4.16.

Таблица 4.19

Параметры линейного тренда температуры на поверхности воды в прибрежной зоне Балтийского моря

Номер станции	Станция	Период наблюдений, годы	$m(t)$	σ_T	a_T	$\overline{T\Delta}$
1	Христиансё	1900—1976	8,3	0,74	0,0038	+0,14
2	Мнеждуздрой	1950—1970	9,3	0,52	—0,0454	—0,45
3	Мнелно	1950—1970	9,0	0,53	—0,0284	—0,28
4	Владиславово	1950—1970	8,4	0,54	—0,0439	—0,44
5	Гдыня	1946—1970	9,0	0,53	—0,0298	—0,36
6	Балтийск	1948—1983	8,8	0,52	—0,0084	—0,14
7	Клайпеда	1949—1983	8,4	0,51	—0,0094	—0,16
8	Вилсанди	1949—1981	7,5	0,55	—0,0058	—0,09
9	Ристна	1945—1982	7,4	0,60	—0,0018	—0,03
10	Ханко	1900—1966	7,0	0,67	0,0032	+0,11
11	Твармине	1926—1966	7,1	0,58	—0,0033	—0,07
12	Бенгтскар	1920—1966	7,0	0,59	0,0023	+0,05
13	Утё	1900—1966	6,9	0,76	0,0166	+0,55
14	Лом	1920—1966	7,2	0,59	—0,0051	—0,12
15	Юнгфрускар	1920—1966	7,4	0,62	0,0003	+0,01
16	Лагскар	1921—1961	7,4	0,74	0,0085	+0,17
17	Маркет	1906—1966	6,3	0,62	0,0052	+0,16

Примечание. См. табл. 4.16.

зоне, но и с влиянием режимообразующих факторов.

Сопоставление характера направленности многолетних изменений температуры и солености на поверхности воды в прибрежных и открытых районах Балтийского моря в период с 50-х до 80-х годов показывает, что в этих районах линейный тренд имел неоднозначный характер. Это свидетельствует о существенной роли, как глобальных режимообразующих факторов, так и региональных особенностей в формировании гидрологического режима моря.

В заключение отметим, что основной причиной межгодовой изменчивости термохалинных условий в Балтийском море является водообмен с Северным морем через Датские проливы. Формирование межгодовой изменчивости термохалинного режима в глубинных слоях Южной и Центральной Балтики имеет существенные различия, связанные с особенностями поступления, перелива через пороги и распространения североморских вод в промежуточных и глубинных слоях по акватории Балтийского моря. В прибрежной зоне моря преобладающее влияние оказывают процессы радиационного прогрева и пресный сток.

4.4.4. Сезонная изменчивость

Одна из наиболее характерных особенностей гидрологического режима Балтийского моря сезонный (или годовой) ход термохалинных параметров, обусловленный годовой ритмикой режимообразующих факторов (радиационного обмена, пресного стока и др.). Под действием конвективного и турбулентного обмена сезонные изменения из поверхностного слоя распространяются в глубинные слои моря.

Для описания сезонной изменчивости термохалинных условий в открытой части Балтийского моря были использованы материалы наблюдений за 1956—1985 гг. на станциях, расположенных в характерных районах моря (рис. 4.20, табл. 4.20) и с полным годовым циклом измерений. Как уже

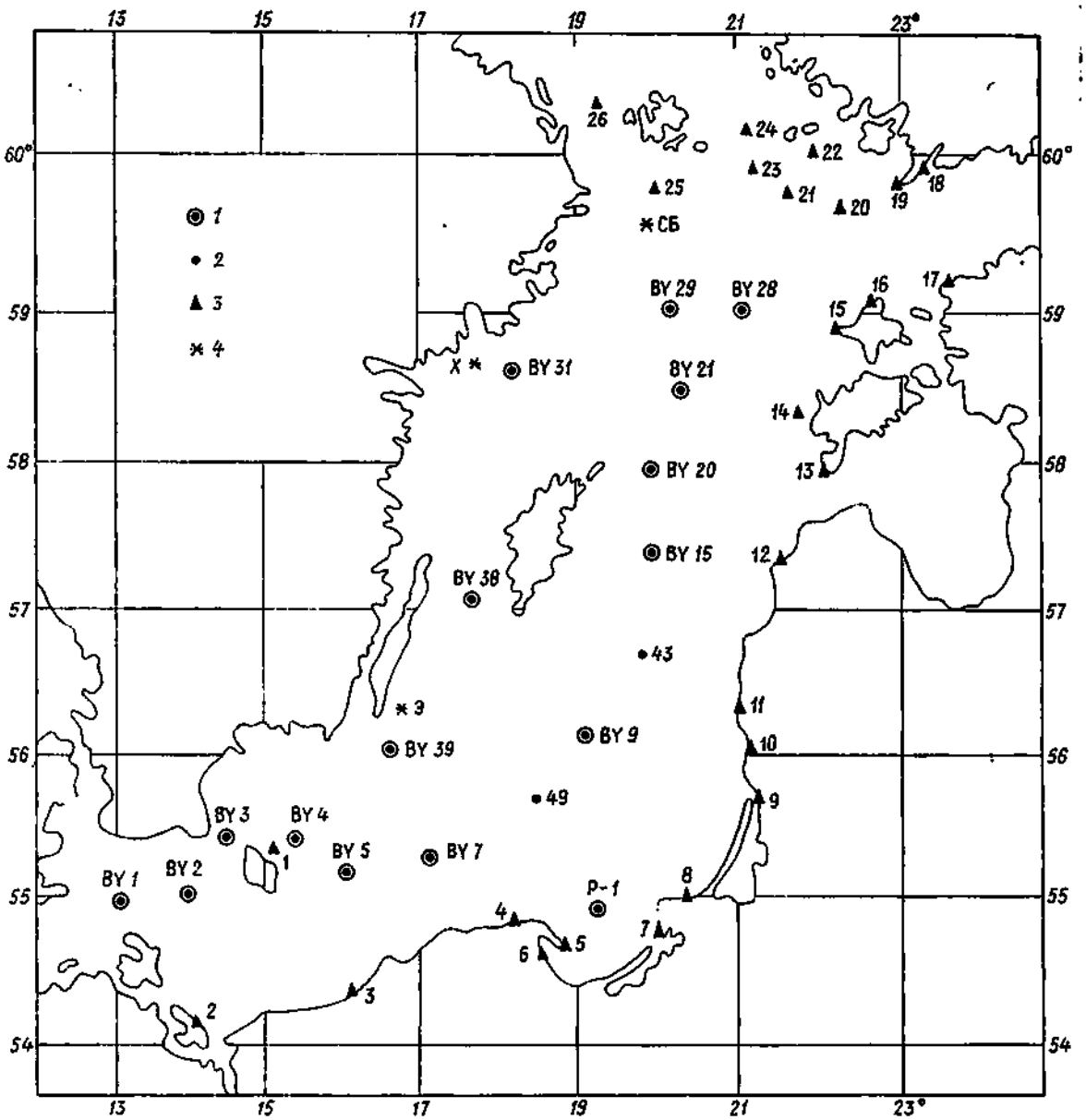


Рис. 4.20. Расположение станций в Балтийском море для исследования сезонной изменчивости гидрологического режима.

1 — международные станции, BY; *2* — станции открытого моря национальной сети наблюдений СССР; *3* — береговые станции; *4* — плавмаяки; номера береговых станций и индексы плавмаяков соответствуют табл. 4.21.

Таблица 4.20

Количество глубоководных наблюдений в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
BY 1	15	10	22	12	24	35	14	22	27	8	18	10	217
BY 2(80)	40	61	48	52	77	56	36	77	48	57	63	25	640
BY 3(79)	23	39	29	22	60	30	19	47	31	33	45	9	387
BY 4	24	23	28	22	43	33	16	47	23	25	32	13	329
BY 5(62)	33	61	47	61	77	52	29	74	45	52	65	22	618
BY 7(58a)	20	44	36	30	65	43	22	72	34	38	44	14	462
(49)	5	16	9	19	20	6	11	27	14	18	11	6	153
P 1(55)	11	61	29	31	65	17	17	62	23	36	40	18	410
BY 9(46)	24	39	33	37	60	39	25	62	38	40	42	14	453
(43)	9	21	16	14	29	14	8	32	23	23	17	7	213
BY 15(37)	36	51	37	40	68	53	43	75	57	48	53	23	584
BY 20(31)	22	37	27	24	58	36	27	67	39	35	39	13	424
BY 21(30)	13	21	15	10	46	18	7	38	18	27	28	6	247
BY 28(27)	14	20	11	16	55	31	28	47	32	31	31	8	324
BY 29	13	5	11	5	25	32	20	18	24	5	19	6	183
BY 31(71a)	28	21	24	25	51	39	31	45	34	31	40	23	392
BY 38(69)	17	26	16	13	38	34	19	37	26	26	38	12	302
BY 39(77)	12	14	8	12	20	15	12	18	24	8	27	9	179

Примечание. В скобках указаны номера станций национальной сети наблюдений СССР.

отмечалось в п. 4.4.3, именно в этот период отсутствует выраженная тенденция в изменениях гидрологических условий Балтийского моря, что и обусловило выбор периода с 1956 по 1985 г. Таким образом мы учитываем характер протекания гидрологических процессов в Балтике в отличие от ранее проведенных исследований, например [112, 115, 117, 119 и др.], в которых такой подход не рассматривался и влияние долгопериодной изменчивости на годовой ход не учитывалось.

Для характеристики годового хода гидрологических условий в прибрежной зоне моря были использованы данные многолетних (не менее 10 лет) наблюдений за температурой и соленостью на береговых станциях Балтийского моря (см. рис. 4.20, табл. 4.21). Использовались также и результаты обобщений наблюдений справочного характера, опубликованные в зарубежных изданиях [129, 144, 145 и др.].

Таблица 4.21

Характеристика материалов наблюдений в прибрежной зоне Балтийского моря

Индекс, номер	Названия плавмаяков, и станций	Координаты		Период наблюдений, годы	Состав наблюдений
		с. ш.	в. д.		
	Плавмаяк				
Э	Эландсерев	56°07′	16°34′	1923—1951	Температура, соленость
Х	Хавринг	58 33	17 31	1961—1970	То же
СБ	Свенска-Бьерн	59 35	19 47	1961—1970	
	Береговая станция				
1	Христиансё	55 19	15 12	1931—1960	Температура, соленость
2	Мнеждуздрой	53 54	14 25	1950—1970	То же
3	Мнелно	54 15	16 08	1950—1970	„
4	Владиславово	59 47	18 25	1950—1970	„
5	Хель	54 36	18 48	1950—1955, 1961—1970	„
6	Гдыня	54 31	18 34	1946—1970	„
7	Балтийск	54 39	19 53	1950—1983	Температура
				1958—1983	Соленость
8	Светлогорск	54 57	20 08	1960—1976	Соленость
9	Клайпеда	55 44	21 05	1950—1983	Температура
				1961—1983	Соленость
10	Швентойи	55 02	21 05	1950—1958	Температура
11	Лиепая	56 31	20 59	1961—1976	Соленость
12	Вентспилс	57 24	21 32	1941—1974	Температура
13	Сырве	57 55	22 03	1951—1980	Температура
14	Вилсанди	58 23	21 05	1951—1980	Температура
				1951—1983	Соленость
15	Ристна	58 55	22 04	1951—1980	Температура, соленость
16	Тахкуна	59 04	22 36	1898—1964	Температура
17	Пыысаспеа	59 14	23 30	1947—1977	Температура
18	Твармине	59 52	23 16	1926—1966	Температура, соленость
19	Ханко	59 46	22 57	1900—1966	Температура
				1904—1966	Соленость
20	Бенгтскар	59 43	22 30	1920—1966	Температура, соленость
21	Уте	59 47	21 22	1900—1966	Температура
				1911—1966	Соленость
22	Лом	60 07	21 41	1920—1966	Температура, соленость
23	Кокар	59 56	20 52	1951—1966	То же
24	Юнгфрускар	60 08	21 04	1920—1966	„
25	Лагскар	59 51	19 55	1921—1966	„
26	Маркет	60 18	19 08	1906—1966	„

Открытая часть Балтийского моря

Температура. Сезонная изменчивость температуры воды в поверхностном слое открытой части Балтийского моря обусловлена в первую очередь процессами радиационного и конвективного теплообмена и отражает годовую ритмику тепловых процессов над морем в рассматриваемом регионе. Общее представление о диапазонах изменений температуры воды в различных районах моря и на глубинах можно получить из рис. 4.21. Анализ рисунка показал, что температура воды в верхнем слое (0—20 м) в течение года изменяется от 1,5—2,0 до 12—18 °С в юго-западной части моря, в южной Балтике — от 1,5—1,8 до 14—17 °С, в центральной части от 1,2—1,9 до 13—17 °С и в северной части моря от 0,8—1,1 до 11—17 °С. Размах колебаний температуры воды на поверхности R в годовом цикле может достигать для различных станций 14—16 °С, что связано с региональными особенностями (глубина станции, удаленность от берега, влияние адвекции и др.). С глубиной размах колебаний температуры воды уменьшается, и в южной части моря на горизонте 90 м (ст. BY 5) составляет 1,41 °С, в центральной части (ст. BY 15) — 0,26 °С, а в северной части моря (ст. BY 28) — 0,38 °С. На фоне таких общих закономерностей в годовом цикле в различных районах моря отмечаются некоторые особенности сезонной изменчивости температуры воды, проявляющиеся в абсолютных значениях средней месячной температуры воды, сроках наступления экстремумов на различных глубинах, а также в оценке интенсивности процессов нагревания и охлаждения водных масс с учетом факторов, их обусловливающих.

Анализ годовой ритмики температуры воды в открытой части Балтийского моря начнем с рассмотрения годового хода поверхностной температуры воды (рис. 4.22). Из рисунка видно, что годовой ход температуры на поверхности воды во всех районах моря практически однотипен и отражает основные закономерности климатических изменений тепловых процессов в средних широтах: наибольший прогрев поверхностных вод отмечается летом (июль—август), а значительное охлаждение — зимой (февраль—март).

Так, максимальные значения средней месячной температуры воды на поверхности составили:

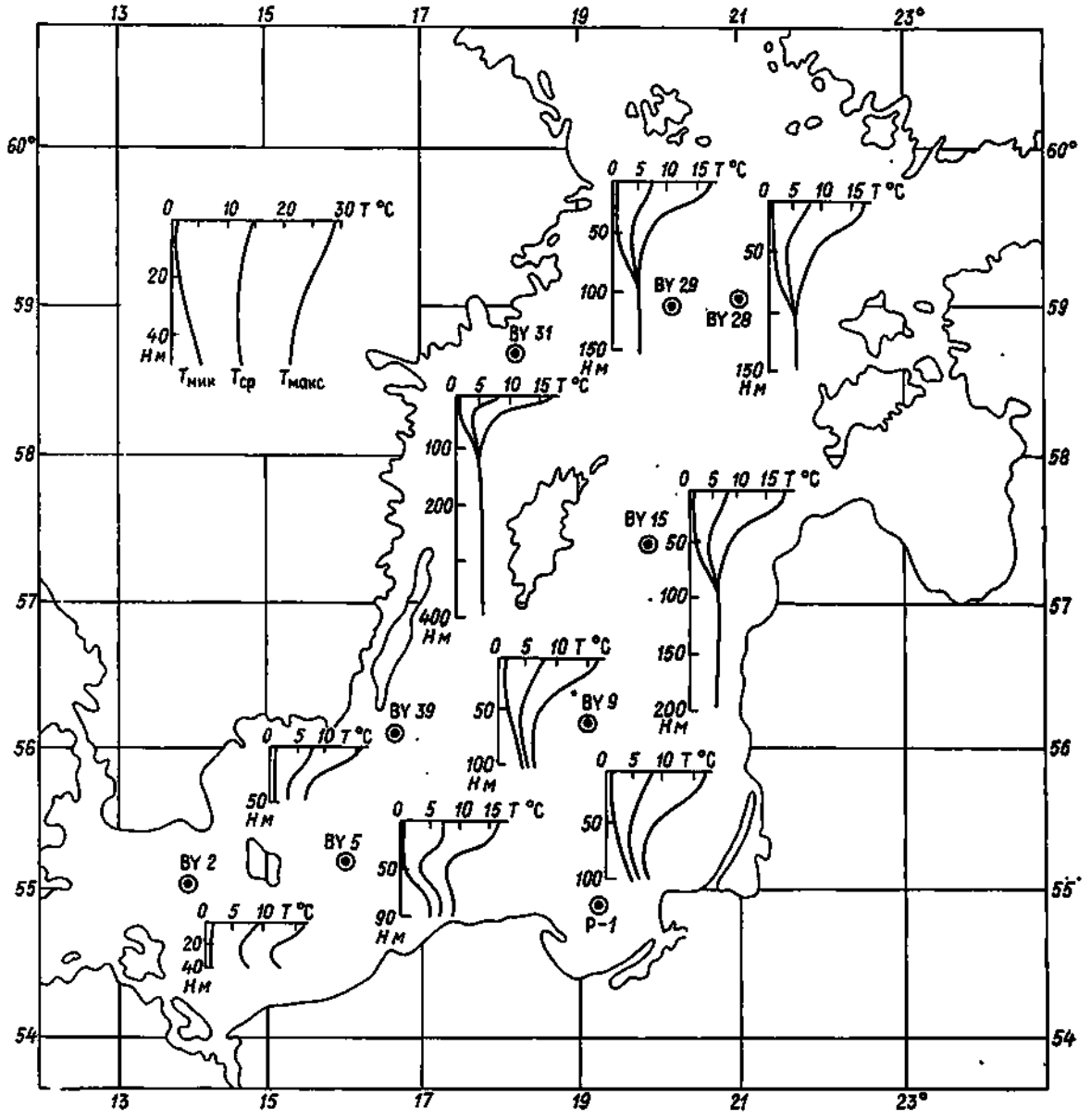


Рис. 4.21. Диапазон изменений средней месячной температуры воды в течение года в различных районах Балтийского моря.

На врезке обозначено: $T_{мин}$ — минимальная температура, $T_{ср}$ — среднее значение (трехсреднее), $T_{макс}$ — максимальная температура.

в юго-западной части моря (ст. BY 2) — 16,84 °С, в южной (ст. BY 5) — 16,73 °С, в центральной (ст. BY 15) — 16,52 °С и в северной Балтике (ст. BY 28) — 16,49 °С, т. е. температура воды в предпроливной зоне и в южной части моря несколько выше чем в центральной, как более глубоководной, и в северной. Однако эти различия в тепловом режиме поверхностного слоя в период максимального прогрева не велики и не превышают 0,5—1,0 °С по акватории моря. Распределение минимальных значений средней месячной температуры воды на поверхности моря также характеризуется незначительной изменчивостью от района к району: от 1,5—1,9 °С в южной и юго-западной частях моря до 0,8—1,2 °С в центральной и северной. Причем диапазон изменений абсолютных минимальных значений температуры воды на поверхности по всей акватории моря ограничен пределом от —0,2 до —0,5 °С.

Таким образом, размах колебаний температуры воды в годовом цикле полностью зависит от интенсивности прогрева поверхностного слоя в теплый период. Годовой размах колебаний R и интерквартильного расстояния Q (рис. 4.23) имеет достаточно сложный характер, что, по-видимому, связано не только с региональными особенностями, но и с наложением синоптической изменчивости температуры воды. Но в целом в сезонной изменчивости этих параметров прослеживается определенная закономерность: наименьшие значения R и Q отмечаются в холодный период года, а наибольшие — в теплый.

Особенности радиационного и конвективного теплообмена в Балтийском море в течение года создают годовую ритмику тепловых процессов, которая отражается в колебаниях температуры воды на различных глубинах с периодами от нескольких месяцев до года. На рис. 4.24 приведены графики

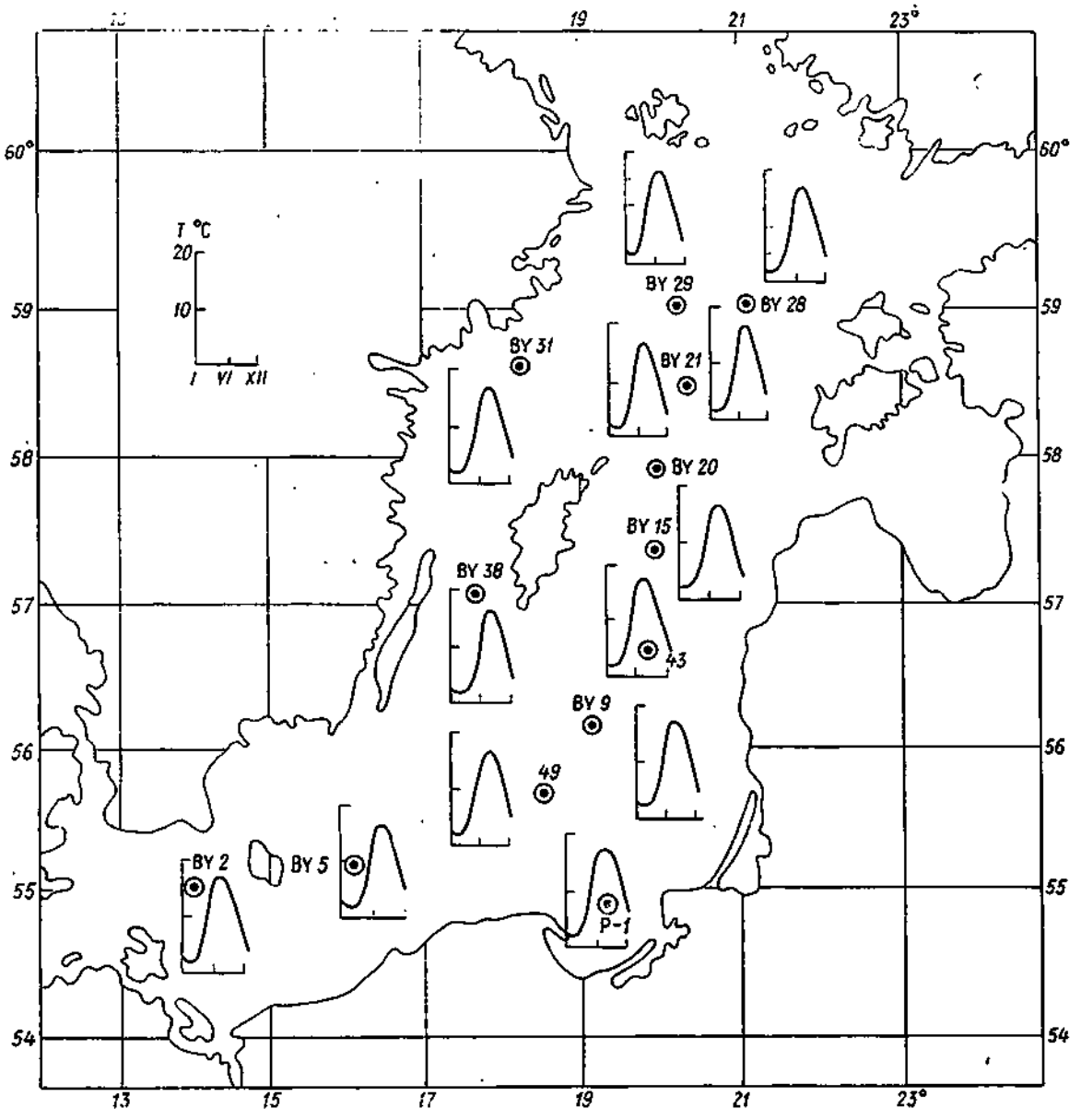


Рис. 4.22. Годовой ход поверхностной температуры воды в различных районах открытой части Балтийского моря.

годового хода температуры воды на различных горизонтах в открытой части Балтийского моря, а в табл. 4.22 даны количественные оценки средних месячных значений температуры воды на основных станциях. Из представленных данных видно, что прогрев воды в верхнем слое открытой части моря начинается с марта, когда в северной части моря еще могут сохраняться разрушающиеся плавучие льды. Прогрев воды в начальный период идет медленно, с увеличением поступающей солнечной радиации и повышением температуры воздуха — более интенсивно. Интенсивность прогрева поверхностного слоя воды на акватории моря изменяется в среднем от 2,93 до 3,20 °С/мес. Охлаждение поверхностных вод начинается в сентябре и происходит менее интенсивно, чем весенне-летний прогрев; интенсивность охлаждения изменяется в среднем от —2,09 до —2,29 °С/м (табл. 4.23).

Наиболее сложная изменчивость термической структуры вод наблюдается в юго-западной части моря — в Арконском бассейне. Зимой (февраль—март) холодный поверхностный слой получает максимальное развитие и имеет минимальную температуру в среднем около 1,5—2,0 °С. Температура в глубинных слоях практически не отличается от температуры поверхностного слоя. В то же время в период кратковременных интрузий теплых северных морских вод в придонном слое температура воды может повышаться до 4—8 °С. Летом максимум температуры воды в верхнем слое (0—10 м) наблюдается в августе и достигает значений 16—18 °С. Температура воды в глубинных слоях с октября по март в среднем выше температуры поверхностного слоя примерно на 1—2 °С.

Сезонная изменчивость термической структуры вод в Борнхольмском бассейне менее сложна, чем в Арконском. Размах колебаний температуры воды в годовом цикле изменяется от 13—15 °С в верхнем слое до 5—10 °С в промежуточном (30—60 м) и до 1—3 °С в придонном слое (70—90 м). Зимой в Борнхольмском бассейне формируется достаточно холодный верхний слой мощностью до 40—50 м и

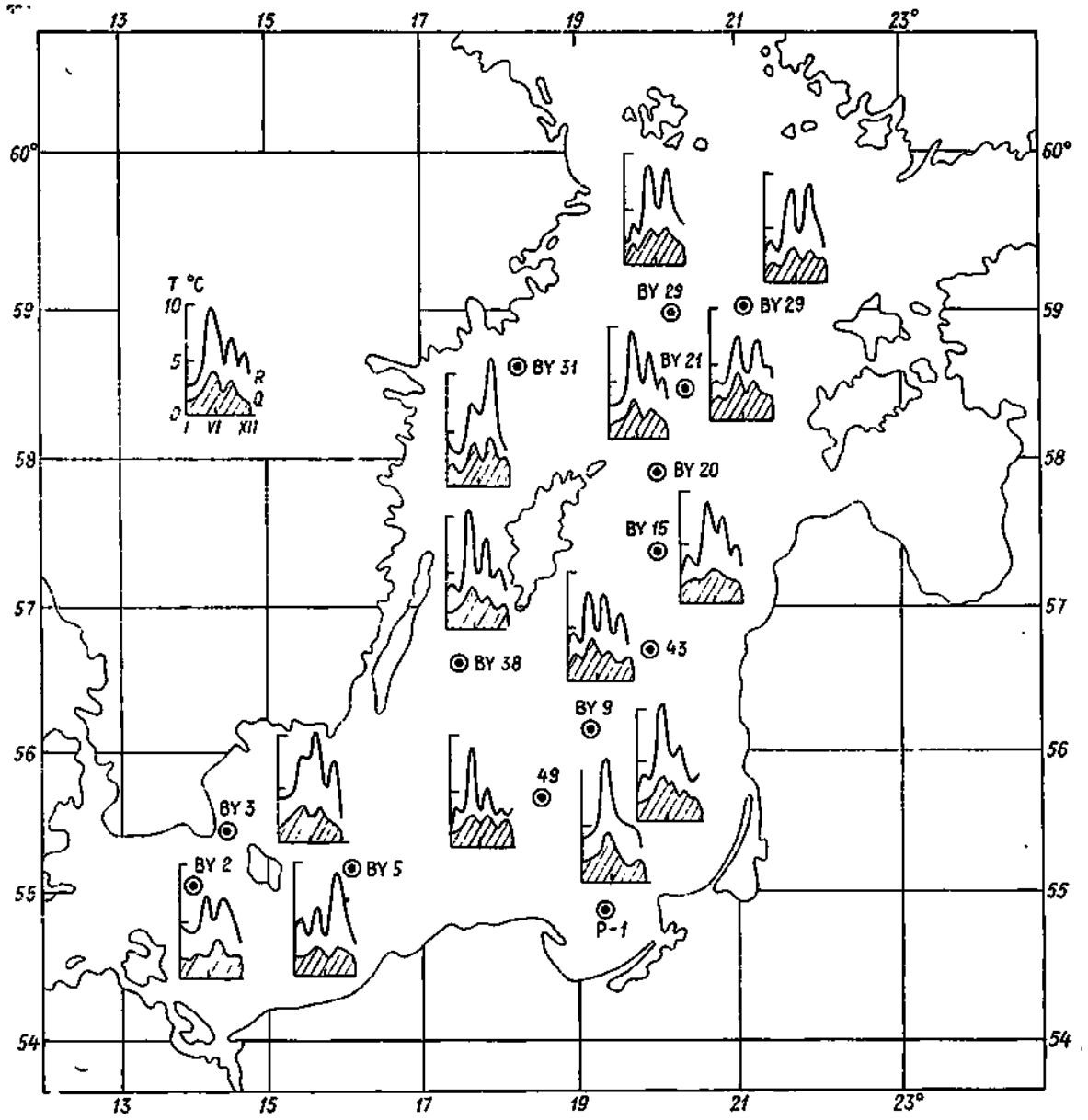


Рис. 4.23. Годовой ход размаха колебаний R и интерквартильного расстояния Q поверхностной температуры воды в открытой части Балтийского моря.

На врезке показан годовой ход R и Q.

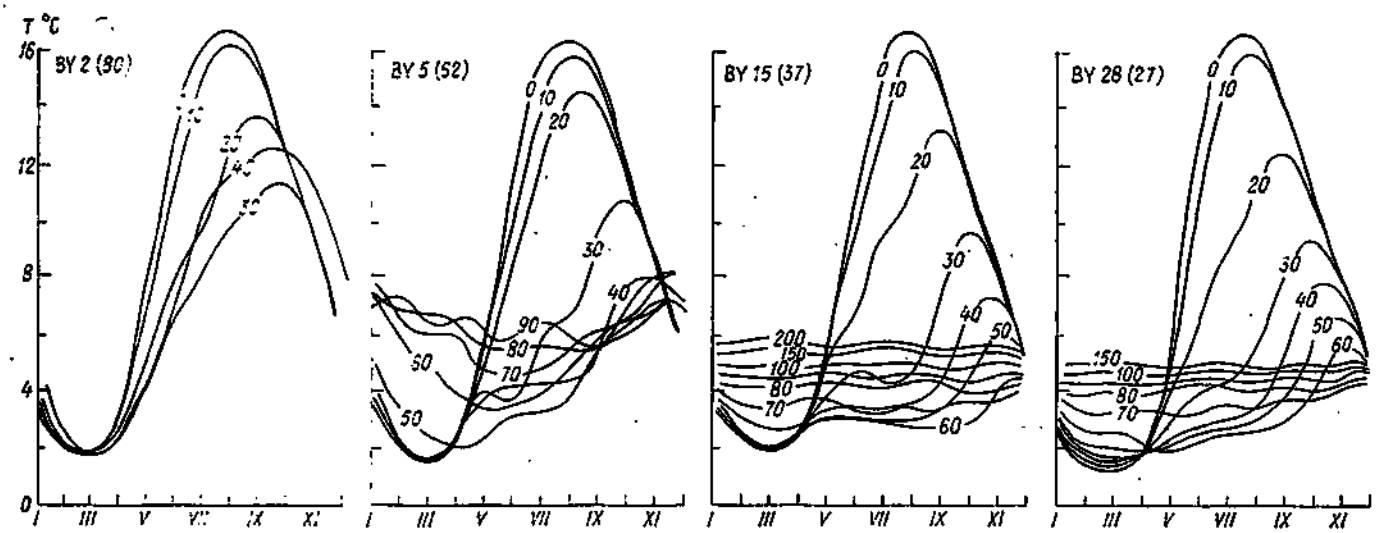


Рис. 4.24. Годовой ход температуры воды на различных глубинах в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Цифры в поле рисунка — глубина, м.

Таблица 4.22

Годовой ход температуры воды (°С) в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Горизонт, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	X_s	R
						Борнхольмская впадина, BY 5 (62)								
0	3,41	2,15	1,53	2,74	5,80	10,76	15,38	16,73	15,34	11,18	8,79	6,12	7,81	15,19
10	3,56	2,27	1,53	2,75	5,47	10,27	15,02	16,44	15,46	11,16	8,76	6,07	7,77	14,90
20	3,61	2,30	1,52	2,58	4,88	7,67	12,21	14,73	14,76	11,12	8,72	6,07	7,12	13,25
30	3,71	2,37	1,50	2,39	3,90	3,54	5,96	6,52	9,22	11,00	8,80	6,13	5,55	9,49
40	3,64	2,50	1,54	2,27	3,17	3,98	4,35	4,33	4,98	7,57	7,76	6,24	4,19	6,22
50	4,72	3,63	2,17	2,11	2,57	3,16	3,59	3,79	5,05	5,96	7,08	7,07	3,95	4,96
60	7,29	6,18	4,71	4,03	3,25	3,32	3,73	4,84	5,72	7,28	8,25	8,23	5,43	5,00
70	7,84	6,93	6,30	6,21	4,95	4,77	5,09	5,61	5,96	6,79	7,55	8,69	6,27	3,92
80	7,59	6,96	6,61	6,46	5,78	5,87	5,73	5,85	6,09	6,25	6,81	7,51	6,36	1,06
90	7,06	7,16	6,31	6,59	5,82	5,91	6,24	5,86	5,87	6,42	6,92	7,24	6,40	1,41
						Готландская впадина, BY 15 (37)								
0	3,64	2,22	1,54	2,53	4,88	10,59	14,96	16,52	14,47	10,41	8,03	5,68	7,33	14,98
10	3,61	2,24	1,55	2,45	4,57	9,38	14,39	16,39	14,22	10,36	8,10	5,68	7,28	14,83
20	3,62	2,31	1,58	2,31	3,98	6,40	9,36	10,95	13,36	10,34	8,05	5,67	6,22	11,78
30	3,69	2,39	1,61	2,27	3,23	4,81	4,68	4,45	7,07	9,99	8,01	5,67	4,58	8,38
40	3,68	2,44	1,63	2,26	2,78	3,47	3,31	3,50	3,90	6,57	7,46	5,70	3,59	5,83
50	3,72	2,55	1,85	2,27	2,48	2,81	2,87	2,93	3,06	3,68	5,78	5,43	3,00	3,93
60	3,81	2,92	2,57	2,62	2,78	2,70	2,83	2,64	2,83	3,02	3,84	4,44	2,94	1,87
70	4,03	3,59	3,52	3,86	3,61	3,41	3,52	3,42	3,52	3,37	3,73	4,01	3,60	0,66
80	4,39	4,32	4,45	4,58	4,35	4,26	4,31	4,23	4,23	3,99	4,23	4,37	4,31	0,58
90	4,72	4,56	4,73	4,74	4,73	4,65	4,79	4,60	4,62	4,54	4,64	4,65	4,66	0,26
100	4,87	4,87	4,95	4,90	5,03	4,99	5,00	4,91	4,95	4,83	4,86	4,83	4,91	0,21
125	5,19	5,25	5,35	5,24	5,31	5,37	5,30	5,30	5,18	5,17	5,16	5,15	5,24	0,22
150	5,44	5,44	5,46	5,47	5,46	5,45	5,45	5,48	5,39	5,39	5,37	5,38	5,44	0,11
175	5,48	5,53	5,51	5,56	5,56	5,55	5,50	5,53	5,46	5,48	5,48	5,49	5,50	0,10
200	5,55	5,58	5,55	5,62	5,59	5,59	5,58	5,58	5,52	5,51	5,56	5,50	5,57	0,12
225	5,60	5,57	5,71	5,78	5,67	5,72	5,62	5,65	5,59	5,54	5,58	5,56	5,62	0,24

Таблица 4.23

Основные характеристики изменения температуры на поверхности воды в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	Период повышения температуры				Период понижения температуры			
	месяцы	$\Delta\tau$ мес	$+\Delta T$ °С	$+\frac{\Delta T}{\Delta\tau}$ °С/мес	месяцы	$\Delta\tau$ мес	$-\Delta T$ °С	$-\frac{\Delta T}{\Delta\tau}$ °С/мес
BY 1	IV—VIII	5	15,38	3,08	IX—III	7	15,38	2,19
BY 2(80)	IV—VIII	5	15,22	3,04	IX—III	7	15,22	2,17
BY 3(79)	IV—VIII	5	15,55	3,11	IX—III	7	15,55	2,22
BY 4	IV—VIII	5	15,05	3,01	IX—III	7	15,05	2,15
BY 5(62)	IV—VIII	5	15,19	3,04	IX—III	7	15,19	2,17
BY 7(58a)	IV—VIII	5	15,20	3,04	IX—III	7	15,20	2,17
(49)	IV—VIII	5	15,24	3,05	IX—III	7	15,24	2,18
P 1(55)	IV—VIII	5	15,57	3,11	IX—III	7	15,57	2,22
BY 9(46)	IV—VIII	5	15,07	3,01	IX—III	7	15,07	2,15
(43)	IV—VIII	5	15,28	3,06	IX—III	7	15,28	2,18
BY 15(37)	IV—VIII	5	14,98	3,00	IX—III	7	14,98	2,14
BY 20(31)	IV—VIII	5	15,22	3,04	IX—III	7	15,22	2,17
BY 21(30)	IV—VIII	5	16,00	3,20	IX—III	7	16,00	2,29
BY 28(27)	IV—VIII	5	15,49	3,10	IX—III	7	15,49	2,21
BY 29	IV—VIII	5	15,54	3,11	IX—III	7	15,54	2,22
BY 31(71a)	IV—VIII	5	15,39	3,08	IX—III	7	15,39	2,20
BY 38(69)	IV—VIII	5	15,92	3,18	IX—III	7	15,92	2,27
BY 39(77)	IV—VIII	5	14,64	2,93	IX—III	7	14,64	2,09

Примечание. Здесь ΔT — изменение температуры воды, $\Delta\tau$ — продолжительность периода.

температурой ниже 2 °С. Минимальные значения 1,5—1,6 °С температуры воды в этом слое отмечаются в марте. Летом, в июле—августе, верхний 10-метровый слой в среднем прогревается до 16—17 °С. Температура глубинных вод в этот период значительно ниже поверхностных, а с декабря по апрель в среднем выше на 1—5 °С.

Готландский бассейн (центральная и северная часть) с декабря по апрель характеризуется достаточно однородным по температуре слоем мощностью до 40—60 м; минимальные значения средней месячной температуры воды в этом слое (1,0—1,5 °С) отмечаются в марте. В летний период температура верхнего 10-метрового слоя достигает максимальных значений (16—17 °С) в августе.

Температура глубинных вод в среднем выше 4 °С, медленно повышается ко дну до 5—6 °С и незначительно меняется в течение года. Главная причина изменений температуры этих вод — адвективные воздействия эпизодических проникновений северных морских вод, температура которых меняется в зависимости от времени года.

В целом в открытой части Балтийского моря абсолютные значения средней месячной температуры воды с глубиной уменьшаются (см. рис. 4.24); соответственно уменьшаются и параметры изменчивости — размах колебаний R и интерквартильное расстояние Q. На глубине 20 м годовой ход температуры воды еще сохраняет правильные черты годовой ритмики: максимальные значения отмечаются в августе—сентябре, а минимальные —

в марте практически на всех станциях открытой части Балтики. Но уже начиная с горизонта 30 м наблюдаются отклонения в годовом ходе температуры воды на большей части акватории моря: появляются вторичные максимумы, а время наступления главного максимума сдвигается в сторону осенне-зимних месяцев, что связано с процессами конвективного и турбулентного переносов тепла в глубинные слои моря. Из приведенных графиков годового хода температуры воды (см. рис. 4.24) видно, что на значительных глубинах (более 60—70 м) колебания температуры воды практически вырождаются (затухают); глубже температура воды несколько повышается и остается неизменной. Для более детального исследования годовой ритмики температуры воды, как и ранее [34, 86, 90, 91, 119 и др.], проводится анализ с использованием амплитудно-фазовых характеристик разложения годового хода в ряд Фурье, согласно [19]:

$$T = A_0 + \sum_{n=1}^{k} A_n \cos(nt - \varphi_n),$$

где A_0 — среднее годовое значение параметра; A_n — амплитуда n-й гармоники (A_1 — годовая, A_2 — полугодовая, A_3 — третьгодовая и A_4 — четвертьгодовая волна и т. д.); φ_n — фаза n-й гармоники (1 год $\simeq$ 360 дней = 360°, 1 мес $\simeq$ 30 дней, 1 января — 0°, 1 мая — 120°, 1 августа — 210°, 1 октября — 270° и т. д.).*

Анализ литературных данных [86, 119 и др.], а также выполненные расчеты показали, что для восстановления годового хода температуры воды достаточно четырех гармоник. В табл. 4.24 приведены количественные оценки вклада отдельных гармоник на различных глубинах для характерных станций в открытой части Балтийского моря. Из анализа видно, что влияние уже четвертой гармоники A_4 невелико и составляет всего несколько процентов вклада годовой волны A_1. Однако с глубиной вклад высших гармоник увеличивается и может достигать в отдельных районах более 50 %, что связано с колебаниями температуры воды, обусловленными, например, влиянием адвекции и других причин.

Таблица 4.24

Оценка вклада амплитуд (%) отдельных гармоник в годовой ход температуры воды в характерных районах Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Горизонт, м	A_2/A_1			A_3/A_1			A_4/A_1		
	BY 5	BY 15	BY 28	BY 5	BY 15	BY 28	BY 5	BY 15	BY 28
0	15,8	22,8	24,8	1,1	1,6	6,1	0,8	2,3	2,2
10	15,9	23,1	24,5	1,1	3,7	7,1	2,2	1,6	3,0
20	14,7	9,8	13,8	4,7	7,2	7,3	2,0	6,1	3,1
30	26,1	38,2	31,8	18,9	29,2	19,4	6,8	14,9	9,9
40	46,1	57,7	49,0	13,8	18,5	26,8	6,9	13,2	13,4
50	33,0	66,1	46,9	3,7	23,6	22,9	9,2	15,0	7,8
60	7,7	70,1	50,8	3,6	28,4	28,9	4,0	9,0	25,0
70	13,6	52,2	63,5	22,8	73,9	34,6	6,2	26,1	34,6
80	24,4	14,3	58,3	16,3	71,4	41,7	11,6	28,6	50,0
100	—	76,9	6,0	—	61,5	80,0	—	84,6	80,0

* При расчете амплитудно-фазовых характеристик разложения годового хода температуры, солености и плотности воды в ряд Фурье использовались медианные значения параметров.

Наибольший интерес представляет годовая волна A_1, которая вносит основной вклад в формирование сезонной изменчивости температуры воды. На рис. 4.25 изображено вертикальное распределение амплитуд A_1 и фаз φ_1 главной температурной волны годового периода. Видно, что годовая гармоника доминирует в верхнем слое на всей акватории Балтийского моря. С глубиной амплитуда годовой волны A_1 интенсивно уменьшается: в южной части моря (ст. BY 5) — от 7,28 °С на поверхности до 0,86 °С на горизонте 80 м, в центральном районе (ст. BY 15) — от 7,03 °С до 0,14 °С, а в северной части моря (ст. BY 28) — от 7,34 до 0,12 °С соответственно. Изменение фазы температурных колебаний с годовым циклом φ_1 в целом характеризуется постепенным увеличением с глубиной: в большинстве районов моря до глубины 50—70 м, а в отдельных районах до глубины 80—100 м.

Представляет интерес также сравнение амплитудно-фазовых характеристик годовой волны поверхностной температуры воды в открытой части Балтийского моря, рассчитанных за период с 1956 по 1985 г., с данными, приведенными в работе В. Маттеуса [119] (табл. 4.25). Из табл. 4.25 можно заключить, что значения средней годовой температуры воды и амплитуды годовой волны A_1 за 1956—1985 гг. в южной части моря несколько уменьшились; в центральной части значения A_0 увеличились, а значения A_1 уменьшились; в северной части моря значения обеих характеристик увеличились относительно значений, рассчитанных за весь период наблюдений в работе [119]. Другая особенность приведенных данных — довольно существенное отличие фазы температурных колебаний с годовым периодом для рассматриваемых промежутков времени. Так, если по данным Маттеуса [119] время наступления максимальной температуры воды на поверхности практически на всей акватории Балтики происходило в 1-й декаде ав-

Таблица 4.25

Амплитудно-фазовые характеристики годового хода температуры на поверхности воды в открытой части Балтийского моря

Станция	По данным за 1956—1985 гг.			По В. Маттеусу [119]		
	A_0	A_1	φ_1	A_0	A_1	φ_1
BY 1	8,52	7,44	17 VIII			
BY 2(80)	8,56	7,56	19 VIII	8,42	7,55	5 VIII
BY 3(79)	8,44	7,30	23 VIII			
BY 4	8,41	7,26	24 VIII	8,50*	7,51*	21 VIII*
BY 5(62)	8,35	7,28	24 VIII	8,50	7,46	7 VIII
BY 7(58a)	8,57	7,46	25 VIII			
(49)	8,17	7,30	23 VIII			
P 1(55)	8,99	7,58	23 VIII	9,18	8,07	2 VIII
BY 9(46)	8,34	7,16	22 VIII	8,03	7,26	8 VIII
(43)	8,05	7,25	22 VIII			
BY 15(37)	7,96	7,03	24 VIII	7,73	7,26	5 VIII
BY 20(31)	7,74	7,48	22 VIII	7,50	7,23	4 VIII
BY 28(27)	7,62	7,34	23 VIII	7,45	7,12	10 VIII
BY 29	7,56	7,26	21 VIII			
BY 31(71a)	7,59	7,39	18 VIII	7,26	7,43	30 VII
BY 32(71)				7,51	7,54	6 VIII
BY 38(69)	7,71	7,44	19 VIII	7,74	7,30	4 VIII
BY 39(77)	7,69	6,96	20 VIII			

Примечания. Здесь A_0 — средняя годовая температура воды, °С; A_1 — амплитуда годовой волны, °С; φ_1 — время наступления максимума годовой волны. Звездочкой обозначены данные по Г. Франку [86].

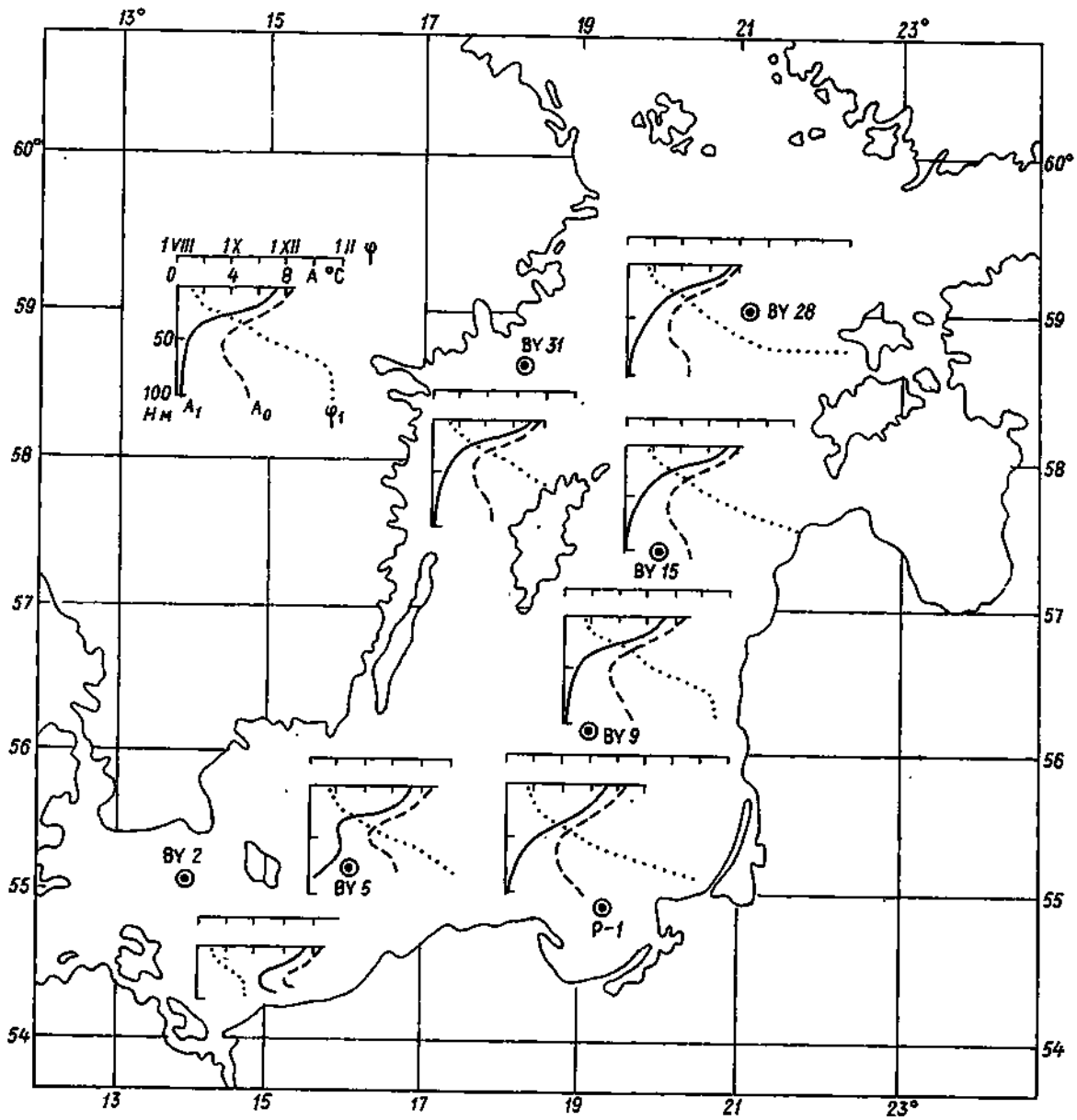


Рис. 4.25. Вертикальное распределение средней годовой температуры воды A_0, амплитуды A_1 и фазы φ_1 годовой волны в открытой части Балтийского моря.

На врезке показано вертикальное распределение A_0, A_1 и φ_1.

густа, то по данным наблюдений за 1956—1985 гг. оно сдвинуто на 2-ю и даже 3-ю декады августа.

Кроме того, анализ дат наступления максимальной температуры воды годового периода как на поверхности, так и на глубинах (табл. 4.26) выявляет закономерности их изменения по акватории открытой Балтики. Ранее всего (17—19 августа) максимум температуры воды на поверхности наступает в Арконском бассейне, несколько позднее (18—23 августа) — в северной части моря, а в цен-

Таблица 4.26

Даты наступления максимума температуры воды годовой волны на различных глубинах в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Горизонт, м	BY 2	BY 5	BY 7	P 1	BY 9	BY 15	BY 20	BY 28	BY 29	BY 31
0	19 VIII	24 VIII	25 VIII	23 VIII	22 VIII	24 VIII	22 VIII	23 VIII	21 VIII	18 VIII
10	22 VIII	26 VIII	26 VIII	27 VIII	25 VIII	26 VIII	26 VIII	26 VIII	25 VIII	22 VIII
20	5 IX	3 IX	6 IX	7 IX	5 IX	11 IX	12 IX	12 IX	15 IX	12 IX
30	15 IX	26 IX	24 IX	21 IX	3 X	6 X	11 X	5 X	9 X	1 X
40	20 IX	15 X	13 X	6 X	27 X	27 X	27 X	25 X	28 X	24 X
50		8 XI	3 XI	26 X	8 XI	16 XI	18 XI	13 XI	16 XI	15 XI
60		3 XII	30 XI	15 XI	8 XII	11 XII	11 XII	2 XII	23 XI	3 XII
70		22 XII	16 XII	16 XII	9 I	19 I	11 I	8 XII	21 XII	17 XI
80		9 I	27 XII	6 II	12 II	23 III	30 IV	22 IV	1 VI	12 VII
100				5 III	16 II	19 V	15 VIII	5 VI	24 VII	9 VIII

тральной и южной частях моря — с 22 по 25 августа, т. е. различия во времени наступления не превышают 5—8 сут. С глубиной отмечается запаздывание по фазе годовой волны и тем больше, чем больше глубина места. Так, на горизонте 20 м максимум температуры воды в южной части моря (ст. BY 5) наступает 3 сентября, в центральной части (ст. BY 15) — 11 сентября; на горизонте 50 м — 8 и 16 ноября, а на горизонте 80 м — 9 января и 23 марта соответственно.

Как уже отмечалось, исследованиями годового хода температуры воды занимались многие авторы; по данным одних годовой ход температуры воды затухает на глубине 60—70 м, по данным других — на глубине 100 м. Подобные выводы были сделаны главным образом на основании визуального анализа графиков годового хода температуры воды на различных горизонтах (см. рис. 4.24). Наиболее простая оценка затухания годового хода температуры воды основана на анализе соотношения амплитуд годовой волны на различных глубинах $A_{1,z}/A_{1,0}$. Результаты подобных расчетов для отдельных станций в открытой части Балтийского моря приведены в работах [86, 119], но какие-либо количественные критерии для характеристики затухания (отсутствия) годового хода температуры воды в этих районах не приводятся.

В отличие от выполненных ранее исследований в настоящей работе в качестве условного критерия отсутствия годового хода на некотором горизонте было принято соотношение

$$\frac{A_{1,z}A_{0,0}}{A_{1,0}A_{0,z}} \leqslant 0{,}2,$$

где $A_{0,0}$, $A_{0,z}$ — средняя годовая температура воды, $A_{1,0}$, $A_{1,z}$ — амплитуда годовой волны на поверхности и на горизонте z соответственно. В этом выражении учитывается не только соотношение абсолютных значений амплитуд годовой волны на различных глубинах, но и их относительный вклад на каждом горизонте. Результаты расчетов по упрощенной формуле и нормированной на средние годовые значения температуры воды представлены в табл. 4.27.

Согласно приведенным данным, при расчете по упрощенной формуле и выбранном критерии 20 %

Таблица 4.27

Глубина (м) затухания годового хода температуры воды

Станция	По В. Маттеусу [119]	По данным за 1956—1985 гг.	
	$A_{1,z}/A_{1,0} \leqslant 0{,}2$	$A_{1,z}/A_{1,0} \leqslant 0{,}2$	$\frac{A_{1,z}A_{0,0}}{A_{1,0}A_{0,z}} \leqslant 0{,}2$
BY 1	—	45	45
BY 2(80)	45	45	45
BY 3(79)	—	45	45
BY 4	76*	68	71
BY 5(62)	74	72	76
BY 7(58a)	—	90	90
(49)	—	47	66
P 1(55)	60	62	76
BY 9(46)	46	46	66
(43)	—	46	61
BY 15(37)	48	48	63
BY 20(31)	47	48	63
BY 28(27)	60	56	68
BY 29	—	48	62
BY 31(71a)	42	43	62
BY 32	40	—	—
BY 38(69)	41	41	62
BY 39(77)	—	45	50

Примечание. Звездочкой обозначены данные Г. Франка [86].

Таблица 4.28

Годовой ход солености (‰) в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Горизонт, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	X_s	R
Борнхольмская впадина, BY 5 (62)														
0	7,89	7,74	7,80	7,80	7,72	7,67	7,64	7,63	7,67	7,57	7,66	7,90	7,71	0,33
10	7,87	7,77	7,80	7,81	7,70	7,70	7,65	7,66	7,71	7,61	7,69	7,89	7,72	0,28
20	7,88	7,80	7,81	7,82	7,74	7,75	7,70	7,70	7,70	7,61	7,71	7,90	7,75	0,29
30	7,92	7,84	7,85	7,87	7,81	7,85	7,75	7,76	7,80	7,64	7,72	7,91	7,82	0,28
40	7,95	7,94	7,94	7,98	7,92	7,95	7,93	7,92	8,01	7,87	7,86	7,99	7,94	0,15
50	8,50	9,02	8,40	8,77	8,40	8,65	8,55	8,85	8,99	9,24	9,02	9,38	8,79	0,98
60	12,13	12,40	11,27	12,04	11,53	11,19	12,02	11,69	11,99	12,08	12,59	12,32	11,97	1,40
70	14,75	14,66	14,25	14,72	14,23	14,26	14,37	14,45	14,73	14,58	14,71	14,62	14,56	0,52
80	15,86	15,46	15,41	15,77	15,61	15,64	15,71	15,72	15,88	15,65	15,61	15,60	15,66	0,47
90	16,33	15,98	15,85	15,91	16,19	16,27	16,17	16,08	15,89	16,25	16,26	15,70	16,10	0,62
Готландская впадина, BY 15 (37)														
0	7,58	7,63	7,65	7,63	7,53	7,51	7,37	7,23	7,25	7,30	7,37	7,49	7,49	0,42
10	7,59	7,65	7,66	7,63	7,53	7,52	7,39	7,27	7,27	7,30	7,39	7,49	7,49	0,40
20	7,60	7,66	7,68	7,66	7,57	7,57	7,46	7,40	7,33	7,31	7,42	7,49	7,52	0,37
30	7,61	7,67	7,71	7,66	7,60	7,63	7,56	7,59	7,54	7,36	7,44	7,50	7,59	0,35
40	7,62	7,68	7,75	7,69	7,64	7,67	7,66	7,67	7,74	7,56	7,50	7,50	7,65	0,25
50	7,64	7,71	7,80	7,70	7,76	7,77	7,74	7,76	7,84	7,75	7,66	7,61	7,74	0,23
60	7,76	7,91	8,04	7,81	8,01	7,95	8,02	7,95	8,05	7,93	8,01	8,04	7,98	0,29
70	8,57	8,96	8,91	9,12	8,98	8,87	8,90	8,92	8,92	8,73	8,97	9,30	8,93	0,73
80	9,79	10,14	10,00	10,06	9,99	9,95	9,92	9,98	9,80	9,81	9,92	10,18	9,96	0,38
90	10,62	10,64	10,55	10,52	10,57	10,52	10,57	10,58	10,47	10,45	10,55	10,70	10,56	0,25
100	10,97	11,01	10,87	10,94	10,98	10,96	10,96	10,99	11,07	10,97	10,96	11,07	10,97	0,20
125	11,71	11,70	11,69	11,68	11,72	11,63	11,68	11,76	11,78	11,73	11,78	11,77	11,72	0,15
150	12,19	12,29	12,14	12,14	12,26	12,20	12,31	12,26	12,22	12,29	12,26	12,19	12,24	0,17
175	12,45	12,53	12,38	12,43	12,45	12,41	12,55	12,52	12,46	12,48	12,48	12,42	12,46	0,17
200	12,57	12,60	12,51	12,57	12,57	12,56	12,70	12,66	12,61	12,61	12,63	12,52	12,59	0,19
225	12,71	12,69	12,58	12,70	12,68	12,65	12,61	12,74	12,63	12,70	12,69	12,62	12,67	0,16

амплитуды годовой волны на поверхности в большинстве районов моря годовой ход температуры воды прослеживается до глубины 40—60 м и только в Борнхольмском бассейне — до глубины 70—75 м, а на ст. BY 7 (Слупский желоб) даже до дна (горизонт 90 м). Из сравнения результатов расчета с данными В. Маттеуса [119] следует, что существенных различий в значениях глубины затухания годового хода температуры воды не отмечается.

Совершенно другая картина наблюдается при использовании нормированного соотношения: глубина затухания годового хода температуры воды увеличивается существенно, в среднем на 10—15 м. Так, в мелководном Арконском бассейне годовой ход температуры воды прослеживается во всей толще вод, в Борнхольмском бассейне глубина затухания годового хода увеличивается на 3—5 м, а в центральной и северной Балтике годовой ход прослеживается до 60—75 м, т. е. до галоклина. Критерий 0,2 для определения глубины затухания годового хода температуры воды выбран на основе экспертных оценок, однако в зависимости от поставленной задачи можно задавать и другие количественные критерии.

Соленость. Годовые изменения солености поверхностного слоя воды значительно меньше соответствующих изменений поверхностной температуры. Из данных, представленных в табл. 4.28 и на рис. 4.26 следует, что средние месячные значения солености в поверхностном слое в течение года изменяются в довольно узком диапазоне: в юго-западной части моря (ст. BY 2) — от 7,8 до 8,6 ‰, в южной (ст. BY 5) — от 7,5 до 7,9 ‰, в центральной (ст. BY 15) — от 7,2 до 7,7 ‰, а в северной части (ст. BY 28) — от 6,6 до 7,5 ‰, т. е. размах колебаний в основном не превышают 1 ‰. Только в районе, непосредственно прилегающем к Датским проливам (ст. BY 1), размах колебаний соле-

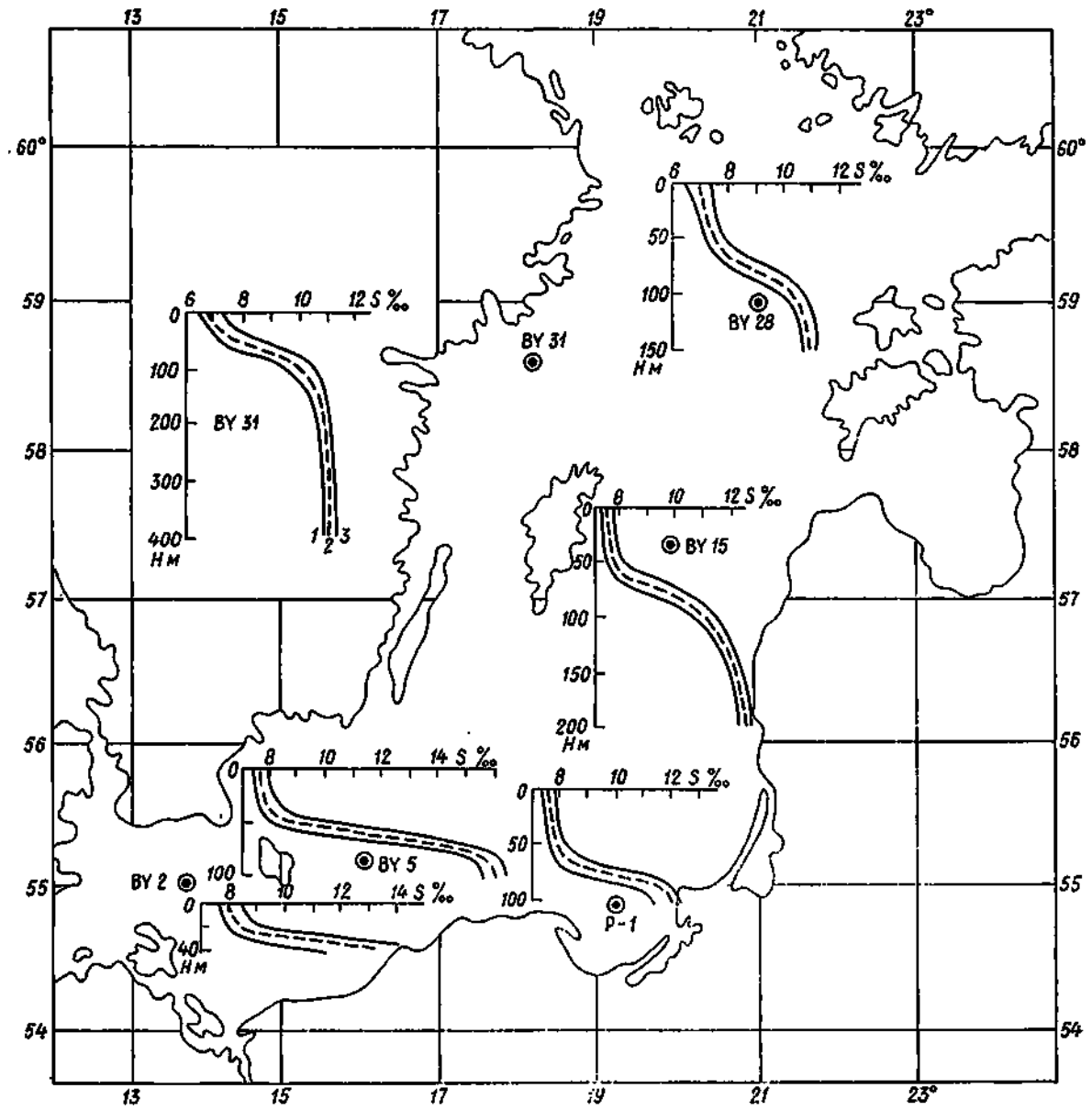


Рис. 4.26. Диапазон изменений средней месячной солености воды в течение года в различных районах открытой части Балтийского моря.

На врезке показано вертикальное распределение минимальной *1*, средней *2* и максимальной *3* солености воды.

ности достигает в верхнем слое 1,0—1,5 ‰, а в придонном слое даже 6—6,5 ‰.

Хорошо выраженный годовой ход поверхностной солености (рис. 4.27) отмечается только в северном и частично в центральном районах Балтики, где достаточно велико влияние пресного стока из Ботнического и Финского заливов, в южной и юго-западной частях моря вследствие трансформации пресного стока он выражен слабо. В зависимости от района моря наибольшие значения солености воды в годовом цикле изменения наблюдаются в осенне-зимний период, а минимальные — в весенне-летний период. Годовой ход размаха колебаний R и интерквартильного расстояния Q для поверхностной солености имеет неоднозначный характер распределения (рис. 4.28), что связано как с региональными особенностями отдельных районов моря, так и с наложением синоптической изменчивости солености воды. Однако можно заметить, что наибольший размах колебаний поверхностной солености в течение года наблюдается в юго-западной части моря и достигает 2 ‰.

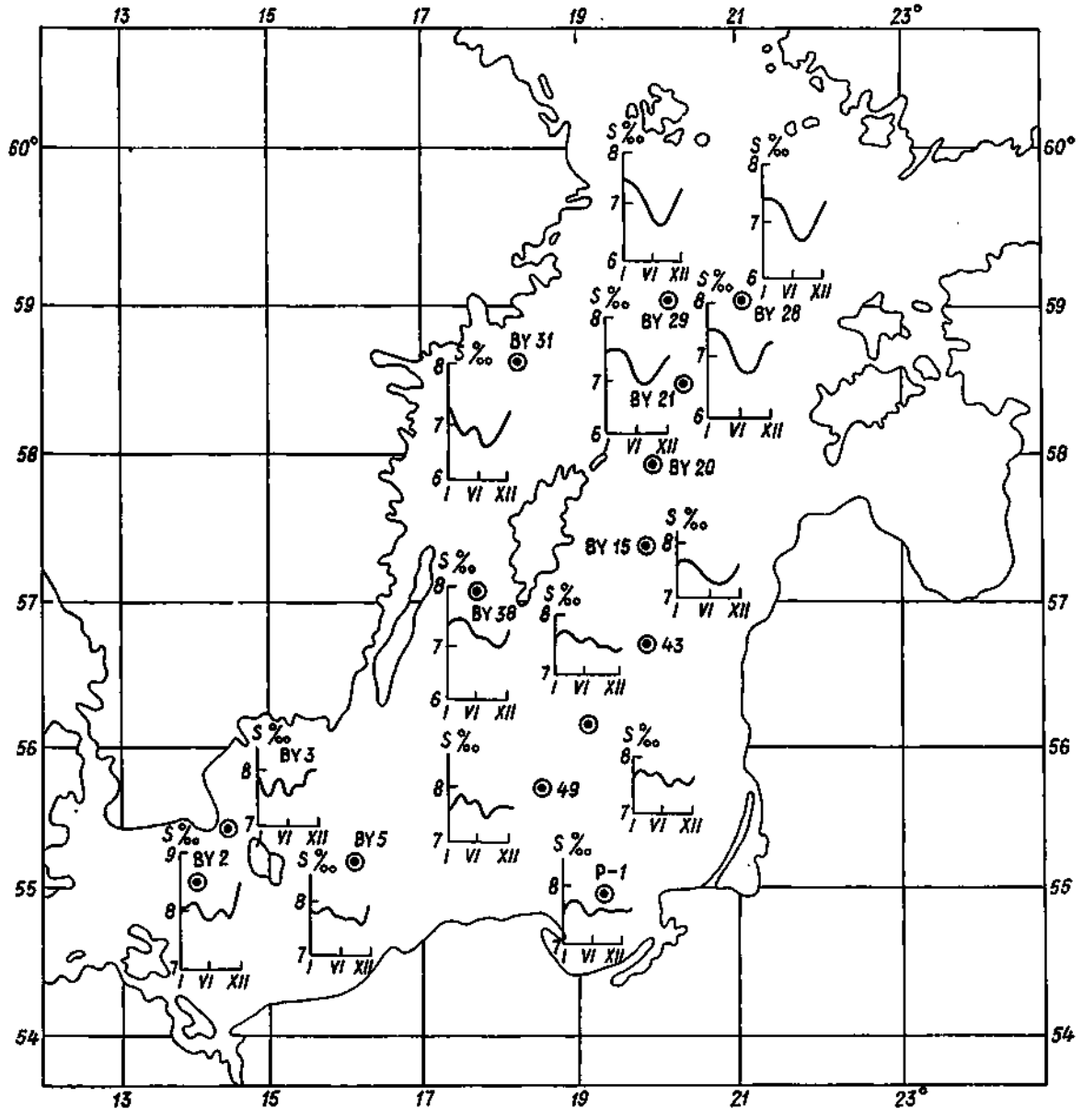


Рис. 4.27. Годовой ход поверхностной солености воды в различных районах открытой части Балтийского моря.

Рассмотрим более подробно характер сезонной изменчивости солености воды в различных районах моря с учетом определяющих ее факторов. На рис. 4.29 показан годовой ход солености на различной глубине в открытой части Балтийского моря на характерных станциях за многолетний период (1956—1985 гг.). Видно, что в Арконском бассейне (ст. BY 2) максимум солености в верхнем слое в среднем наступает в декабре и достигает 8,6 ‰, а минимум, равный 7,8—7,9 ‰, — в июне—августе. Соленость глубинной воды в этом районе меняется главным образом вследствие притока и интрузий соленых североморских вод.

В Борнхольмском бассейне (ст. BY 5) годовой ход солености в поверхностном слое имеет очень

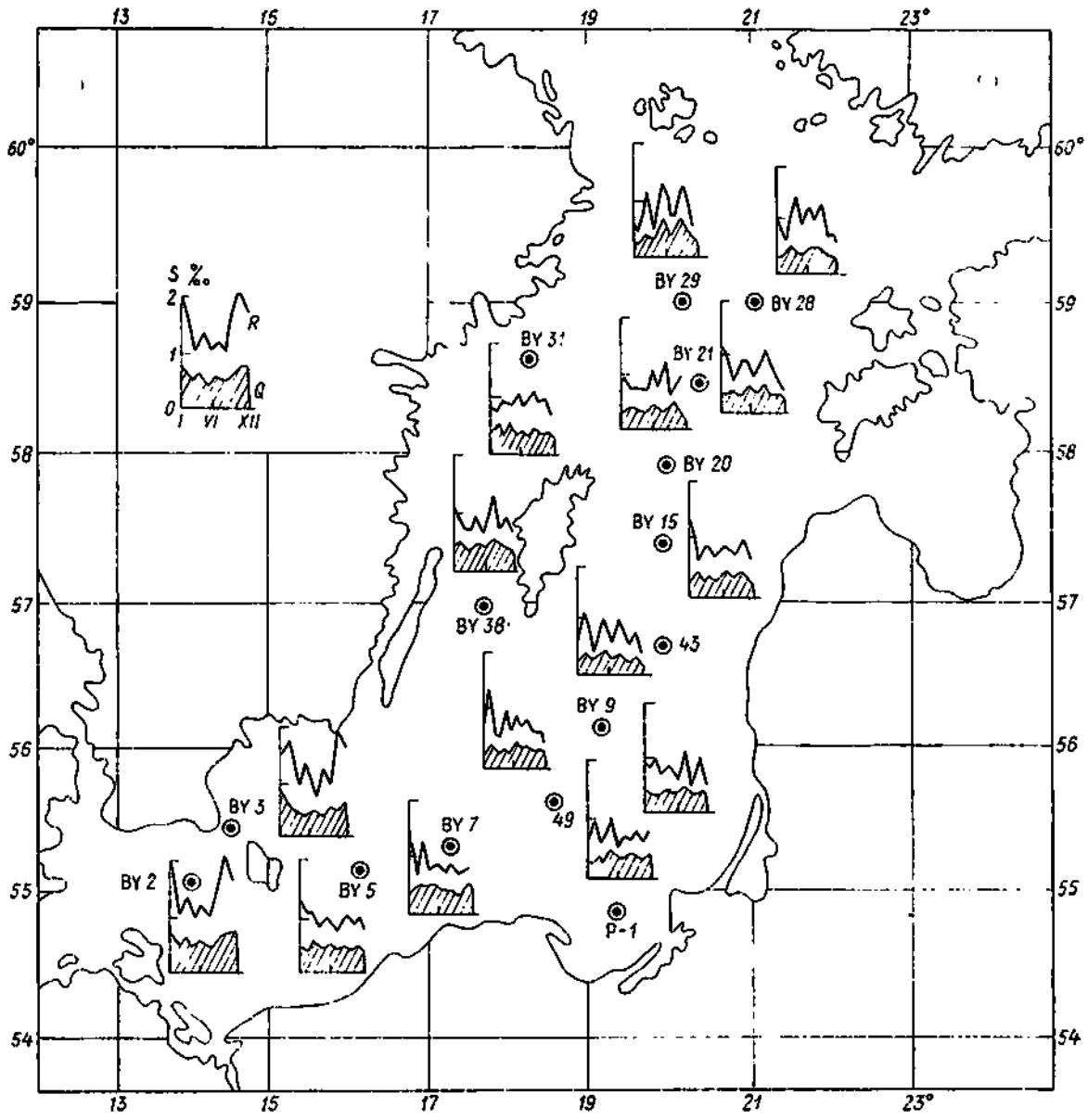


Рис. 4.28. Годовой ход размаха колебаний R и интерквартильного расстояния Q солености воды на поверхности в открытой части Балтийского моря.

На врезке показан годовой ход R и Q.

незначительные колебания: максимальные значения (около 7,8—7,9 ‰) наблюдаются в декабре—январе, а минимальные (около 7,5—7,6 ‰) — в октябре. В глубинном слое колебания солености носят нерегулярный характер, обусловленный интрузией соленых вод из Арконского бассейна.

В центральной части Готландского бассейна (ст. BY 15) наблюдается незначительный годовой ход солености в поверхностном слое: максимум солености наступает в феврале—марте и достигает 7,6—7,7 ‰, а минимум — в августе—сентябре и составляет около 7,2—7,3 ‰.

В промежуточном слое (40—80 м) между термоклином и галоклином изменения солености носят нерегулярный характер, обусловленный в теплый период года экранирующим эффектом термоклина, который ослабляет турбулентное перемешивание поверхностных и промежуточных вод. Наибольшие изменения солености наблюдаются в слое 60—80 м, где размах колебаний в течение года достигает 0,4—0,7 ‰. Глубже изменения солености незначительны и не превышают 0,2—0,3 ‰. Сезонные колебания солености в глубинных и придонных слоях являются в некоторой степени косвенным показателем динамического состояния вод в этом районе, в частности изменений интенсивности глубинного противотечения [50, 57] и интрузий соленых вод из Борнхольмского бассейна.

В зимний период акватория северной Балтики покрыта льдом, что приводит к образованию зимнего максимума поверхностной солености. Весеннее ледотаяние, паводковые воды рек, способствующие усилению стокового течения распресненных вод из Финского и Ботнического заливов, а также в некоторой степени летний максимум осадков оказывают непосредственное влияние на формирование летнего минимума поверхностной солености в море. В северной части моря (ст. BY 28) летний минимум наступает в июле—августе и достигает в поверхностном слое 6,7—

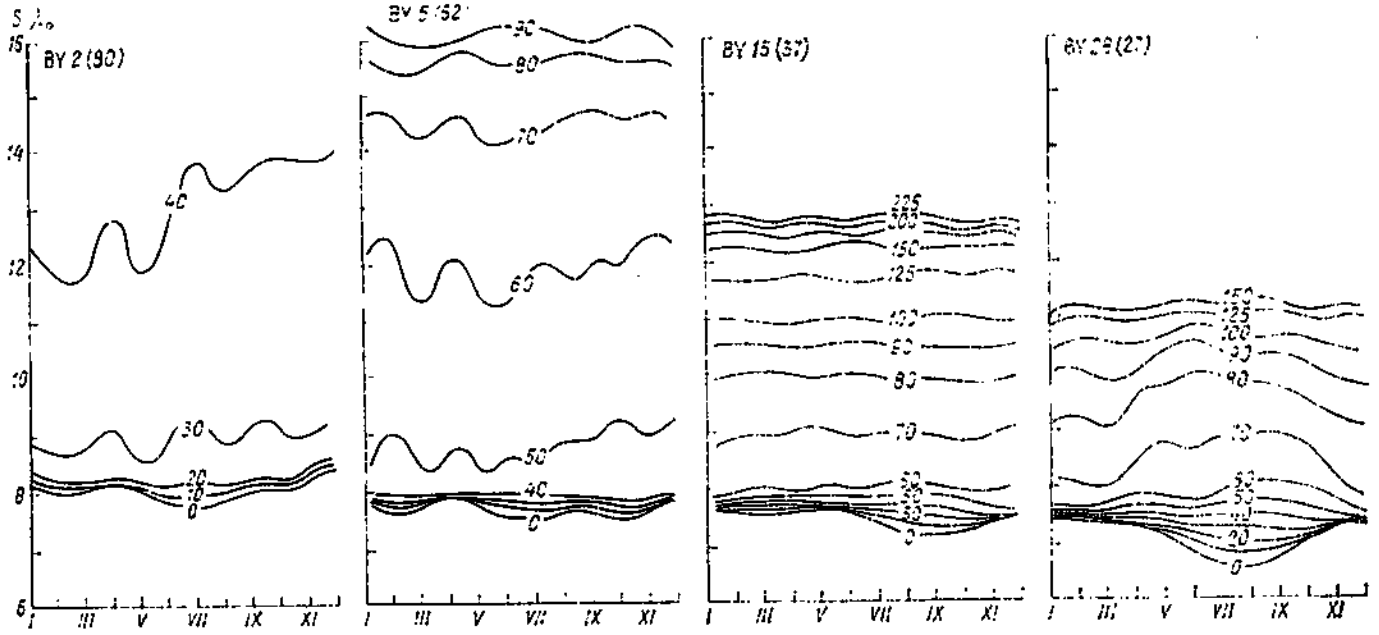


Рис. 4.29. Годовой ход солености воды на различных глубинах в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.
Цифры в поле рисунка — глубина, м.

6,8 ‰, а максимум солености отмечается в январе—феврале и составляет около 7,4—7,5 ‰. В промежуточном слое (40—80 м) наибольшие изменения солености наблюдаются на верхней границе галоклина (60—80 м), где размах колебаний солености в течение года достигает 0,6—1,2 ‰ и более. В глубинных слоях изменения солености находятся в противофазе сезонным колебаниям поверхностного слоя. Так, максимум солености на глубине 80—150 м наступает в июне—августе, а минимум — в декабре—январе. Механизм формирования противофазности в сезонных колебаниях солености в верхнем и нижнем слоях, в общем, тот же, что и в Датских проливах [50].

В связи с малой внутригодовой изменчивостью солености ее исследованию не уделялось большого внимания. В определенной степени этот пробел был восполнен в работах В. Маттеуса [115, 120, [21] и Г. Франка [86], в которых было показано, что амплитуда годовой волны в поверхностном слое (0—30 м) южной Балтики (ст. BY 4) составляет около 0,06—0,08 ‰, а в юго-западной части (ст. BY 2) — 0,2—0,3 ‰. По аналогии с этими исследованиями в настоящей работе также рассмотрены элементы годовой ритмики солености в поверхностном слое характерных районов открытой части Балтийского моря. В табл. 4.29 приведены амплитудно-фазовые характеристики годовой волны поверхностной солености. Из данных таблицы видно, что наибольшая амплитуда годовой волны солености в поверхностном слое достигает 0,3—0,5 ‰ и отмечается в северной (ст. BY 28, BY 29 и BY 31) и юго-западной частях моря (ст. BY 1 и BY 2); в центральной части (ст. BY 15 и BY 20) амплитуда составляет около 0,2—0,3 ‰, а в южной (ст. BY 4, BY 5, BY 7 и P 1) — только 0,06—0,12 ‰.

Время наступления максимума годовой волны солености (см. табл. 4.29) также имеет определенные закономерности изменения по акватории моря. Ранее всего максимум солености в поверхностном

Таблица 4.29

Амплитудно-фазовые характеристики годового хода солености на поверхности воды в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	A_0	A_1	φ_1
BY 1	8,29	0,50	29 XII
BY 2(80)	8,05	0,25	4 I
BY 3(79)	7,74	0,18	16 XII
BY 4	7,68	0,09	2 II
BY 5(62)	7,73	0,12	10 II
BY 7(58a)	7,65	0,12	27 II
(49)	7,59	0,10	6 IV
P 1(55)	7,57	0,06	2 II
BY 9(46)	7,58	0,12	19 III
(43)	7,54	0,16	12 III
BY 15(37)	7,46	0,20	11 III
BY 20(31)	7,14	0,33	22 II
BY 28(27)	7,11	0,37	1 II
BY 29	7,04	0,42	12 II
BY 31(71a)	6,90	0,33	31 I
BY 38(69)	7,21	0,22	18 III
BY 39(77)	7,53	0,13	28 II

Примечание. Здесь A_0 — средняя годовая соленость воды, A_1 — амплитуда годовой волны, φ_1 — дата наступления максимума годовой волны.

слое наступает в юго-западной части моря (16 декабря — 4 января), затем в южной и северной частях (31 января—22 февраля); в центральной части моря этот процесс занимает промежуток времени с 11 марта по 6 апреля. Подобные различия свидетельствуют о разной степени влияния режимообразующих факторов на соленость моря. Изменение с глубиной амплитудно-фазовых характеристик годового хода солености на примере ст. BY 4 в Борнхольмском бассейне представлено в табл. 4.30. Видно, что среднегодовые значения солености A_0 независимо от рассматриваемого периода осреднения изменились мало, амплитуды годовой волны A_1 в слое 0—50 м практически остались неизменными, а глубже 50 м существенно уменьшились. Дата наступления максимальной со-

Таблица 4.30

Амплитудно-фазовые характеристики годового хода солености воды на различных глубинах в южной части Балтийского моря (ст. BY 4)

Горизонт, м	1956—1985 гг.			1933—1970 гг. [86]		
	A_0	A_1	φ_1	A_0	A_1	φ_1
0	7,68	0,09	2 II	7,61	0,08	14 III
10	7,69	0,10	9 II	7,63	0,06	12 III
20	7,71	0,09	17 II	7,65	0,08	12 III
30	7,78	0,06	4 III	7,74	0,06	29 IV
40	8,00	0,10	17 VII	8,02	0,12	16 VII
50	9,26	0,61	1 IX	9,60	0,62	16 VIII
60	12,47	0,35	28 IX	12,57	0,68	27 VIII
70	14,75	0,06	26 IX	14,82	0,48	19 VIII
80	15,80	0,10	24 V	15,97	0,22	18 VII
100				16,61	0,09	1 IV

Примечание. Усл. обозначения см. табл. 4.29.

лености в слое 0—40 м, полученная по данным за 1956—1985 гг., наступает раньше, чем определенная по данным Г. Франка (1933—1970 гг.) [86]; время наступления максимальной солености глубже 50 м — соответственно на 1—1,5 мес позже. Такое значительное расхождение в датах нельзя объяснить только различным периодом осреднения. По-видимому, главной причиной этих различий является существенное изменение гидрологического режима Балтийского моря на современном этапе.

Плотность. Сезонная изменчивость плотности воды наиболее детально характеризует годовой цикл гидрологического режима Балтийского моря. В верхнем слое моря годовой ход плотности определяется преимущественно изменчивостью температуры воды, а в нижнем слое — соленостью. Средние годовые амплитуды колебаний плотности в поверхностном слое изменяются от 1,8—2,4 усл. ед. в юго-западной и южной частях моря до 1,6—1,8 усл. ед в центральной Балтике и вновь увеличиваются до 1,8—2,0 усл. ед. в северной части моря (рис. 4.30). Такое неравномерное распределение размаха колебаний поверхностной

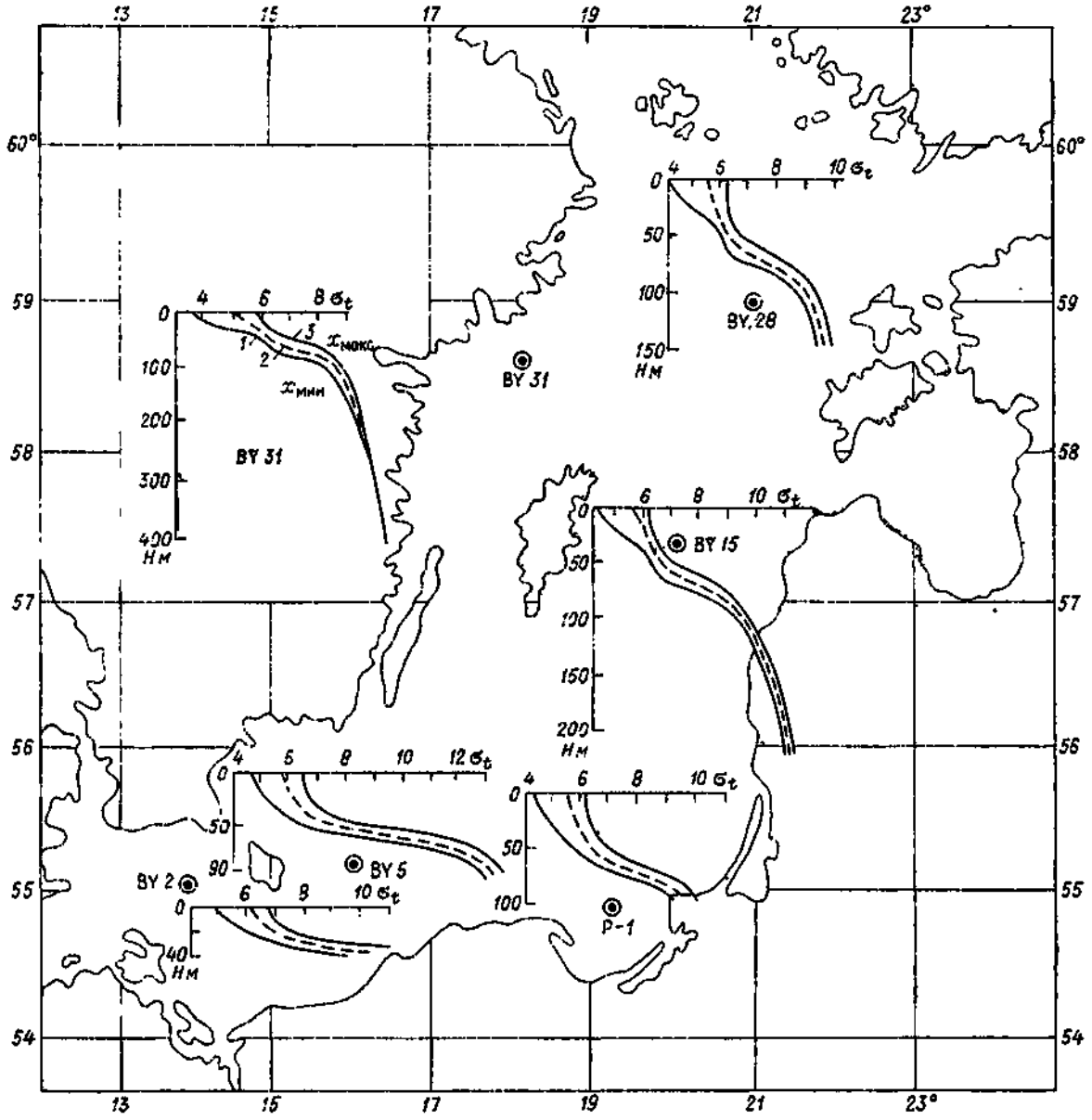


Рис. 4.30. Диапазон изменений средней месячной плотности воды в течение года в различных районах открытой части Балтийского моря.

На врезке показано вертикальное распределение минимальной *1*, средней *2* и максимальной *3* плотности воды.

плотности воды обусловлено различной степенью влияния основных режимообразующих факторов: в северной части моря — пресный сток, а в южной части — водообмен с Северным морем. В целом, диапазон изменений средних месячных значений поверхностной плотности воды в открытой части Балтики невелик и составляет в юго-западной части моря (ст. BY 2) — от 4,8 до 7,2 усл. ед., в южной (ст. BY 5) — от 4,6 до 6,3 усл. ед., в центральной (ст. BY 15) — от 4,4 до 6,1 усл. ед., а в северной части моря (ст. BY 28) — от 4,0 до 6,0 усл. ед. С глубиной абсолютные значения плотности воды увеличиваются, а размах колебаний уменьшается и в придонном слое основных глубоководных впадин Балтийского моря составляет: в Арконской (ст. BY 2) — 1,4, в Борнхольмской (ст. BY 5) — 0,51, в Гданьской (P 1) — 0,63, в Готландской (ст. BY 15) — 0,10 и в Ландсортской (ст. BY 31) — 0,17 усл. ед. Хорошо выраженный годовой ход плотности воды наблюдается только в верхнем слое во всех районах открытой части Балтийского моря (рис. 4.31). Наибольшая плотность воды в годовом ходе наблюдается в зимний период, а минимальная — в летний. Годовой ход размаха колебаний R и интерквартильного расстояния Q поверхностной плотности воды имеет достаточно сложный характер распределения (рис. 4.32). Но в целом наибольший размах колебаний поверхностной плотности воды в течение года отмечается в летне-осенний период.

На рис. 4.33 показан годовой ход плотности воды на различных глубинах в открытой части Балтийского моря. Из рисунка видно, что в южной и центральной частях моря сезонная изменчивость плотности воды в верхнем слое находится в противофазе к годовому ходу температуры воды, а в северной части аналогична годовому ходу солености; в нижнем слое сезонный ход плотности воды во всех районах моря практически повторяет годовой ход солености.

Рассмотрим элементы годовой ритмики плотности воды в поверхностном слое характерных районов Балтики (табл. 4.31). Из анализа приведенных данных видно, что наибольшая амплитуда

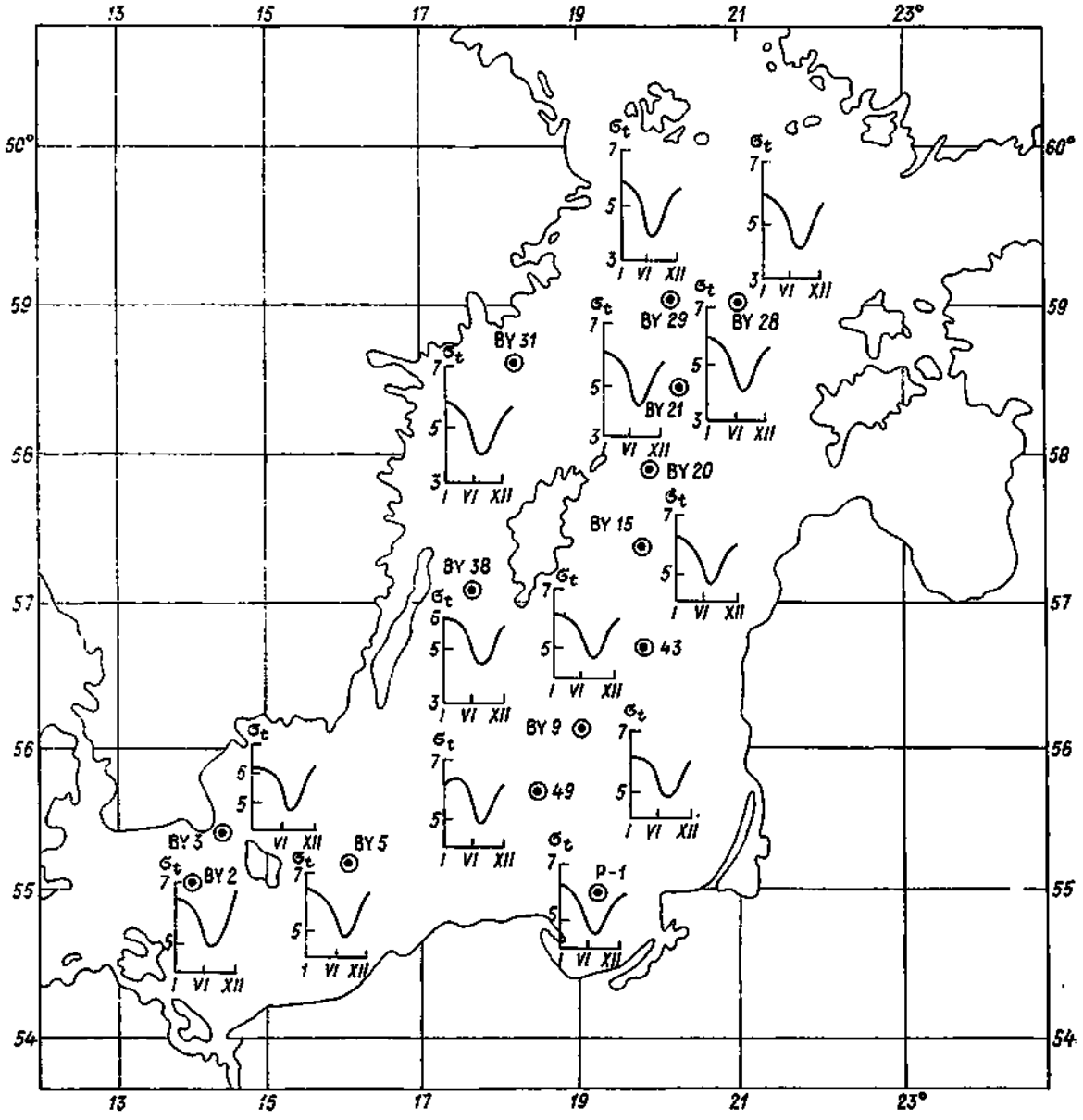


Рис. 4.31. Годовой ход поверхностной плотности воды в различных районах открытой части Балтийского моря.

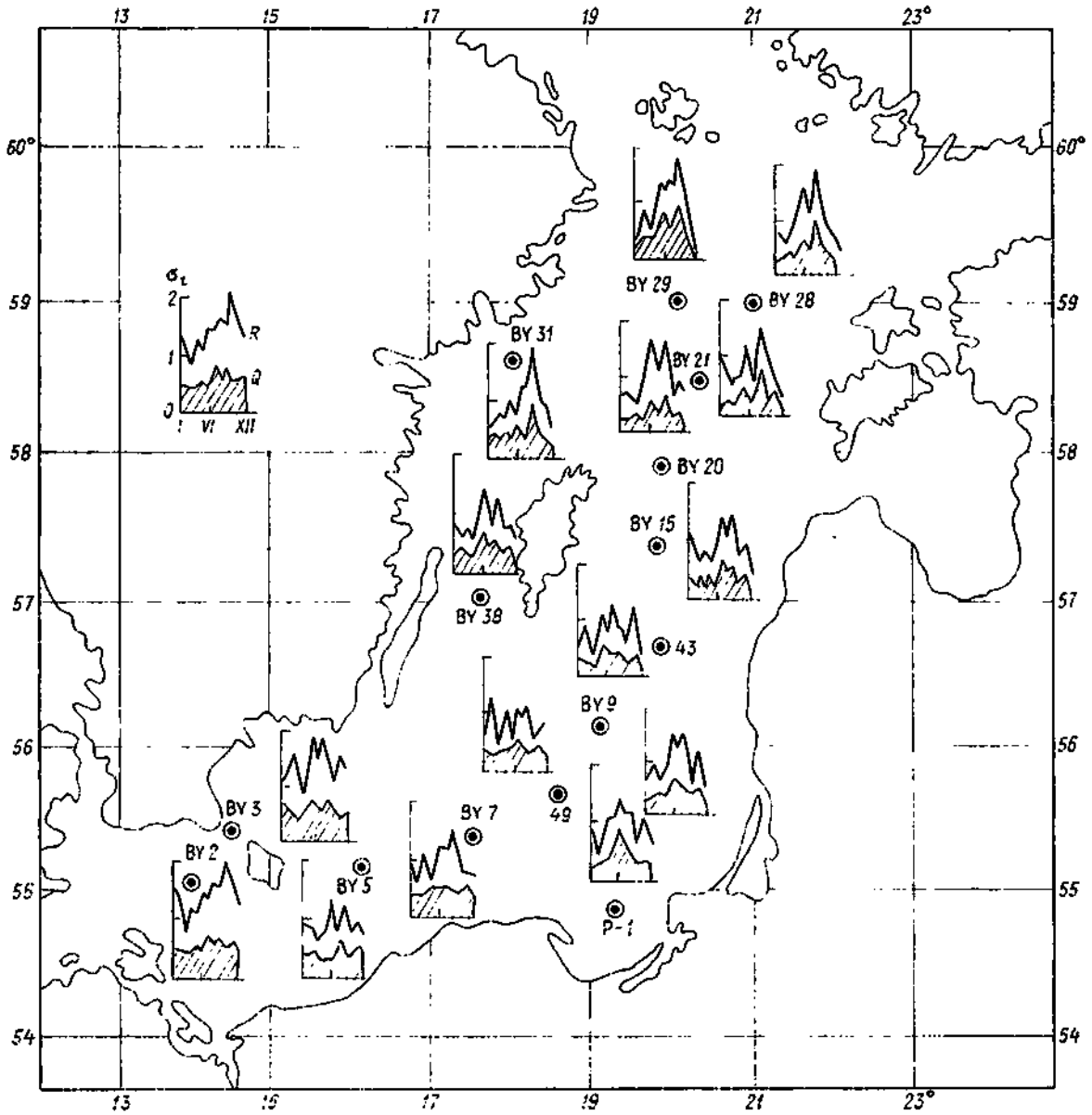


Рис. 4.32. Годовой ход размаха колебаний R и интерквартильного расстояния Q поверхностной плотности воды в открытой части Балтийского моря.

На врезке показан годовой ход R и Q.

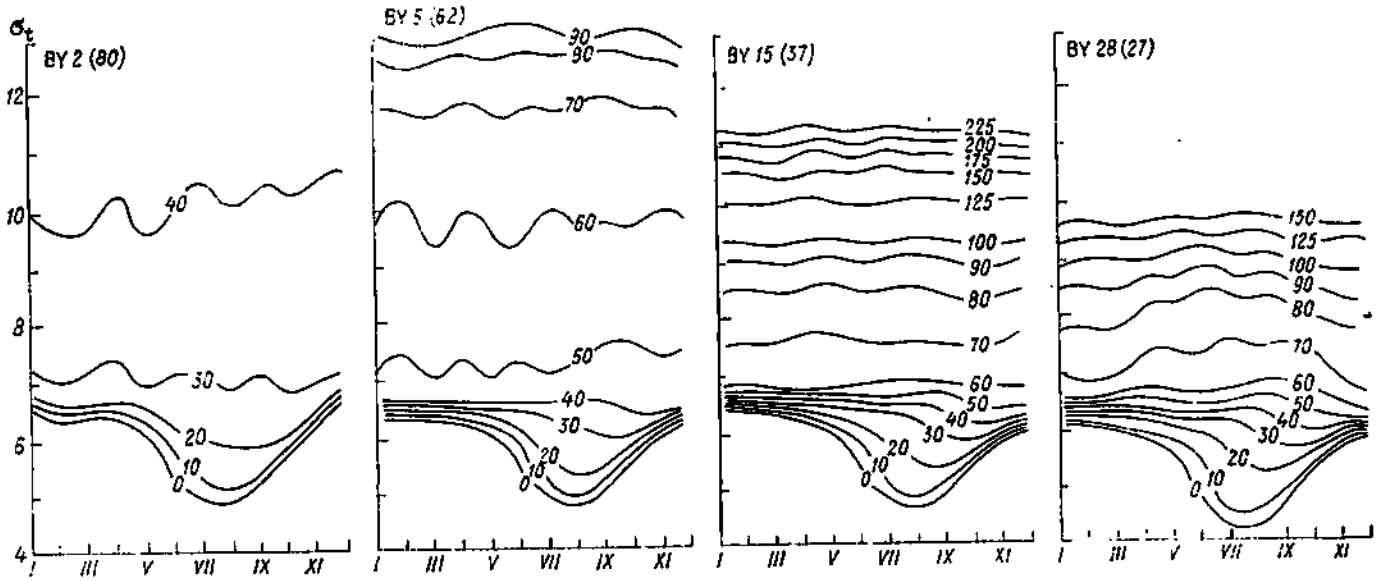


Рис. 4.33. Годовой ход плотности воды на различных глубинах в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Цифры в поле рисунка — глубина, м.

Таблица 4.31

Амплитудно-фазовые характеристики годового хода плотности на поверхности воды в открытой части Балтийского моря. 1956—1985 гг.

Станция	A_0	A_1	φ_1
BY 1	6,14	1,02	26 I
BY 2(80)	5,94	0,84	5 II
BY 3(79)	5,73	0,69	8 II
BY 4	5,66	0,78	11 II
BY 5(62)	5,71	0,75	20 II
BY 7(58a)	5,64	0,77	21 II
(49)	5,59	0,75	22 II
P 1(55)	5,49	0,81	15 II
BY 9(46)	5,60	0,72	20 II
(43)	5,56	0,81	19 II
BY 15(37)	5,54	0,77	23 II
BY 20(31)	5,29	0,94	24 II
BY 21(30)	5,28	0,89	18 II
BY 28(27)	5,28	0,88	11 II
BY 29	5,22	0,94	12 II
BY 31(71a)	5,10	0,86	9 II
BY 38(69)	5,35	0,76	20 II
BY 39(77)	5,60	0,68	19 II

Примечание. Здесь A_0 — средняя годовая плотность воды, усл. ед.; A_1 — амплитуда годовой волны, усл. ед.; φ_1 — дата наступления максимума годовой волны.

годовой волны плотности воды достигает 0,8—1,0 усл. ед. и отмечается в крайней юго-западной (BY 1; 2) и северной частях моря (ст. BY 20; 21; 28; 29; 31), в центральной и южной частях ее значения составляют 0,7—0,8 усл. ед. Годовая ритмика в колебаниях поверхностной плотности воды является преобладающей во всех районах моря, вклад гармоник более высокого порядка незначителен.

Время наступления максимума годовой волны плотности воды на поверхности (табл. 4.31) по акватории Балтийского моря изменяется с 26 января по 24 февраля; ранее всего максимум годовой волны наступает в юго-западной части моря (26 января—5 февраля), затем в южной и северной частях (8—15 февраля), а в центральной части моря — с 18 по 24 февраля. С глубиной (примерно до глубины 40—60 м) амплитуда годовой волны плотности воды A_1 в целом уменьшается, а затем несколько возрастает и вновь уменьшается ко дну; изменение фазы годовой волны носит закономерный характер запаздывания с глубиной примерно до 40—60 м, с глубины 60 м и ниже ее изменения принимают более сложный характер, связанный с эпизодическими затоками северных морских вод.

Прибрежная зона Балтийского моря

В прибрежной зоне моря вследствие влияния различных факторов регионального характера, в частности, стока рек, процессов ледообразования и ледотаяния, сгонов и нагонов воды и др. сезонная изменчивость гидрологических процессов может существенно модифицироваться.

Температура. Годовой ход поверхностной температуры воды по данным береговых станций в прибрежной зоне Балтийского моря носит однотипный характер (рис. 4.34) и различается только по абсолютным значениям температуры (табл. 4.32). В целом, по акватории моря происходит уменьшение среднегодовой температуры воды $m(t)$ от 8—9 °С в южной части до 7—8 °С в северной. Размах колебаний R температуры воды на береговых станциях в течение года составляет 16—18 °С и только на островных станциях и плавмаяках размах колебаний уменьшается до 12—16 °С. Минимальная средняя месячная температура воды изменяется от 0,5—1,0 °С в южной части моря до

Таблица 4.32

Годовой ход поверхностной температуры воды (°С) в прибрежной зоне Балтийского моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$m(t)$	R
Христиансё	3,4	1,9	1,6	2,9	6,1	11,6	16,1	17,0	15,0	11,7	8,3	5,6	8,4	15,4
Мнеждуздрой	0,8	0,8	2,2	6,0	11,2	16,3	18,5	18,6	16,1	11,6	6,6	2,8	9,3	17,8
Мнелно	1,2	1,0	2,8	6,4	10,7	14,6	17,6	17,3	15,3	11,4	6,6	3,1	9,0	16,6
Владиславово	1,0	0,8	1,9	5,5	9,5	13,3	17,2	17,1	15,0	10,8	6,4	2,9	8,4	16,4
Хель	1,6	0,9	1,6	4,6	8,7	14,1	17,3	18,2	15,9	12,1	7,7	4,0	8,9	17,3
Гдыня	1,4	0,9	1,6	5,2	10,2	14,9	17,8	18,5	16,0	11,6	6,9	3,6	9,0	17,6
Балтийск	0,8	0,6	1,4	5,0	10,6	15,3	18,1	18,4	15,6	11,0	5,9	2,4	8,8	17,8
Клайпеда	0,9	0,6	1,2	4,9	10,5	14,4	17,3	17,9	14,7	10,0	5,5	2,4	8,4	17,3
Швентойи	0,6	0,4	0,5	4,1	7,8	13,4	15,0	17,5	14,6	10,3	5,4	2,5	7,7	17,1
Вентспилс	0,2	0,1	0,4	4,8	11,4	15,2	17,8	17,3	14,1	9,1	3,9	1,3	8,0	17,7
Сырве	0,1	—0,1	0,4	3,3	9,9	15,9	18,1	17,6	13,3	8,4	4,0	1,3	7,7	18,2
Вилсанди	0,3	0,0	0,4	3,8	9,2	14,0	16,7	16,8	13,4	8,7	4,4	1,6	7,4	16,8
Ристна	0,4	0,1	0,5	3,3	8,5	13,4	16,5	16,9	13,7	9,0	4,8	2,0	7,4	16,8
Тахкуна	0,0	—0,1	0,3	3,1	9,0	13,6	17,1	16,2	12,3	7,2	3,3	1,0	6,9	17,2
Пыысаспеа	0,0	0,2	0,3	3,0	8,3	13,4	16,7	16,4	13,0	8,0	3,3	1,0	7,0	16,7
Твармине	0,3	0,0	0,3	1,9	7,8	12,6	16,4	17,0	13,0	9,0	5,0	1,8	7,1	17,0
Ханко	0,5	0,0	0,2	1,8	6,8	12,5	16,6	16,6	12,9	8,7	5,2	2,4	7,0	16,6
Бенгтскар	1,4	0,3	0,2	1,3	5,0	10,6	15,5	16,0	13,2	9,5	6,6	3,8	7,0	15,8
Уте	1,0	0,2	0,2	1,8	6,2	11,3	16,3	16,4	12,7	8,5	5,2	2,7	6,9	16,2
Лом	0,5	—0,1	—0,0	1,4	6,3	12,2	17,1	17,4	13,9	9,9	6,0	2,6	7,3	17,5
Кокар	1,0	0,3	0,2	2,0	7,2	12,9	16,6	16,5	12,8	9,1	5,4	2,8	7,2	16,4
Юнгфрускар	0,4	—0,1	0,2	2,1	7,7	12,9	17,5	17,5	13,8	9,3	5,2	2,2	7,4	17,6
Лагскар	1,5	0,6	0,8	2,9	7,1	11,3	16,6	17,0	13,5	8,9	5,7	3,3	7,4	16,4
Маркет	1,5	0,5	0,4	1,3	3,7	8,5	14,3	15,3	12,4	8,7	5,8	3,4	6,3	14,9
Эландсрев, п/м	3,2	2,1	1,7	2,7	5,6	10,3	14,6	15,4	13,2	9,8	7,3	5,1	7,6	13,7
Хавринг, п/м	2,1	—	—	2,3	5,2	11,6	14,9	14,4	12,7	9,3	6,4	3,8	8,3	12,8
Свенска-Бьерн, п/м	1,8	0,9	—	2,0	5,0	10,2	14,7	14,6	12,6	9,3	6,4	3,9	7,4	13,8

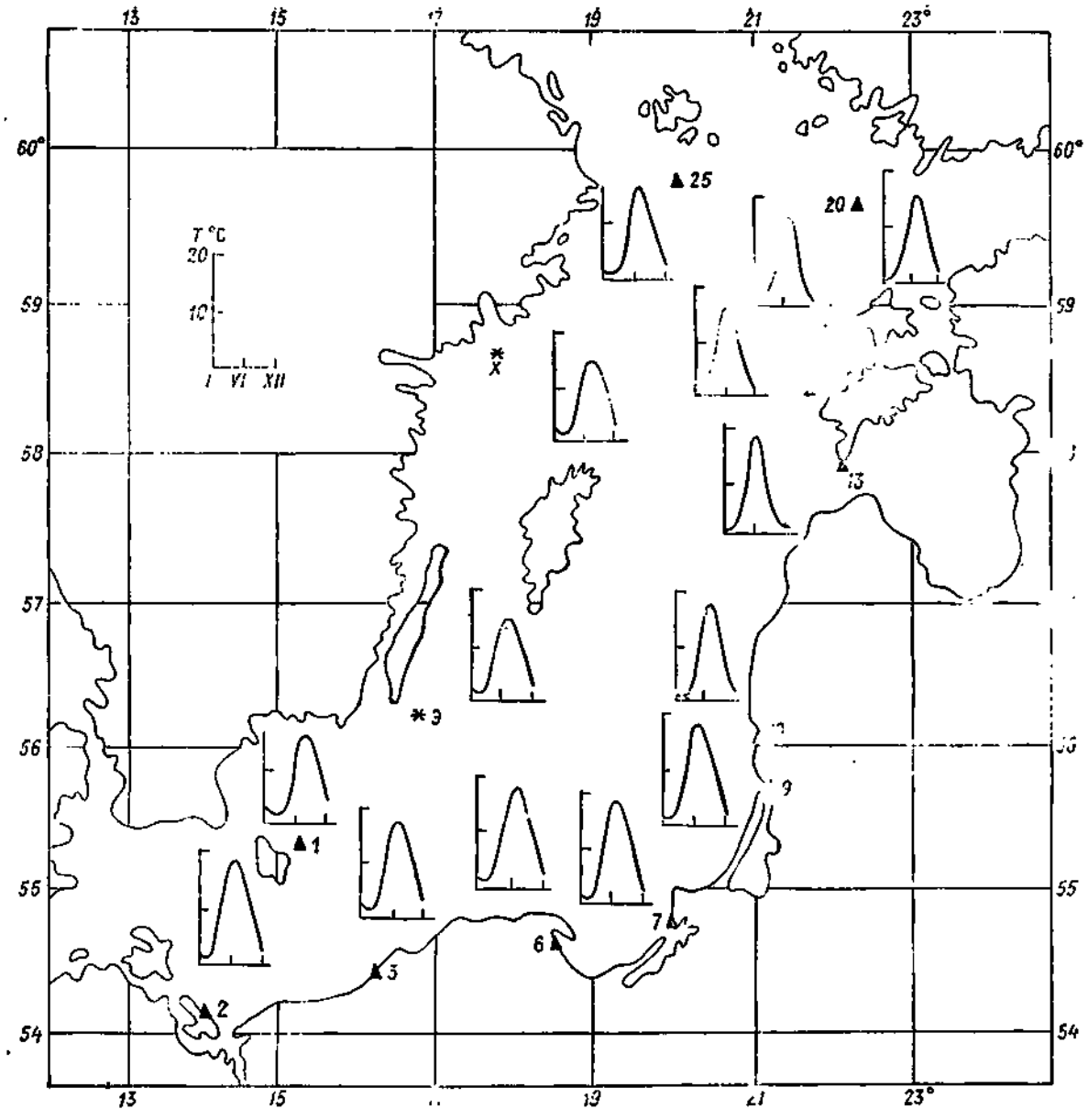


Рис. 4.34. Годовой ход поверхностной температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря.
Индексы плавмаяков и номера береговых станций соответствуют табл. 4.21.

0,0—0,5 °С и ниже 0 °С в северной. Значения максимальных температур достаточно однородны по акватории моря.

Следует отметить, что на островных станциях и плавмаяках минимальная средняя месячная температура воды несколько выше, чем на береговых, а максимальная, наоборот, — ниже. Годовой ход параметров изменчивости R и Q в прибрежной зоне моря чрезвычайно своеобразен и отличается существенной неоднородностью распределения хода (рис. 4.35), что связано с региональными особенностями. Но в целом по акватории моря прослеживается общая закономерность: незначительная изменчивость в холодный период года и существенно бо́льшая в теплый период, в особенности в переходные периоды (весна и осень). Здесь следует отметить, что именно в эти периоды значительное влияние на изменчивость теплового состояния вод в прибрежной зоне оказывает смена синоптических ситуаций, с которыми тесно связаны выходы холодных глубинных вод к поверхности (апвеллинг).

Основные характеристики изменения поверхностной температуры воды на береговых станциях в течение года приведены в табл. 4.33. Можно заметить, что продолжительность периода повышения температуры воды в прибрежной зоне в среднем примерно на 0,5 мес. больше продолжительности того же периода в открытой части моря (см. табл. 4.23), а продолжительность периода понижения температуры воды соответственно короче на 0,5 мес. Интенсивность прогрева в прибрежной зоне Балтийского моря изменяется от 2,73 до 4,10 °С/мес, а интенсивность охлаждения от 2,05 до —2,97 °С/мес.

Анализ годовой ритмики поверхностной температуры воды на береговых станциях с использованием амплитудно-фазовых характеристик разложения годового хода в ряд Фурье (табл. 4.34) показывает, что время наступления максимальной го-

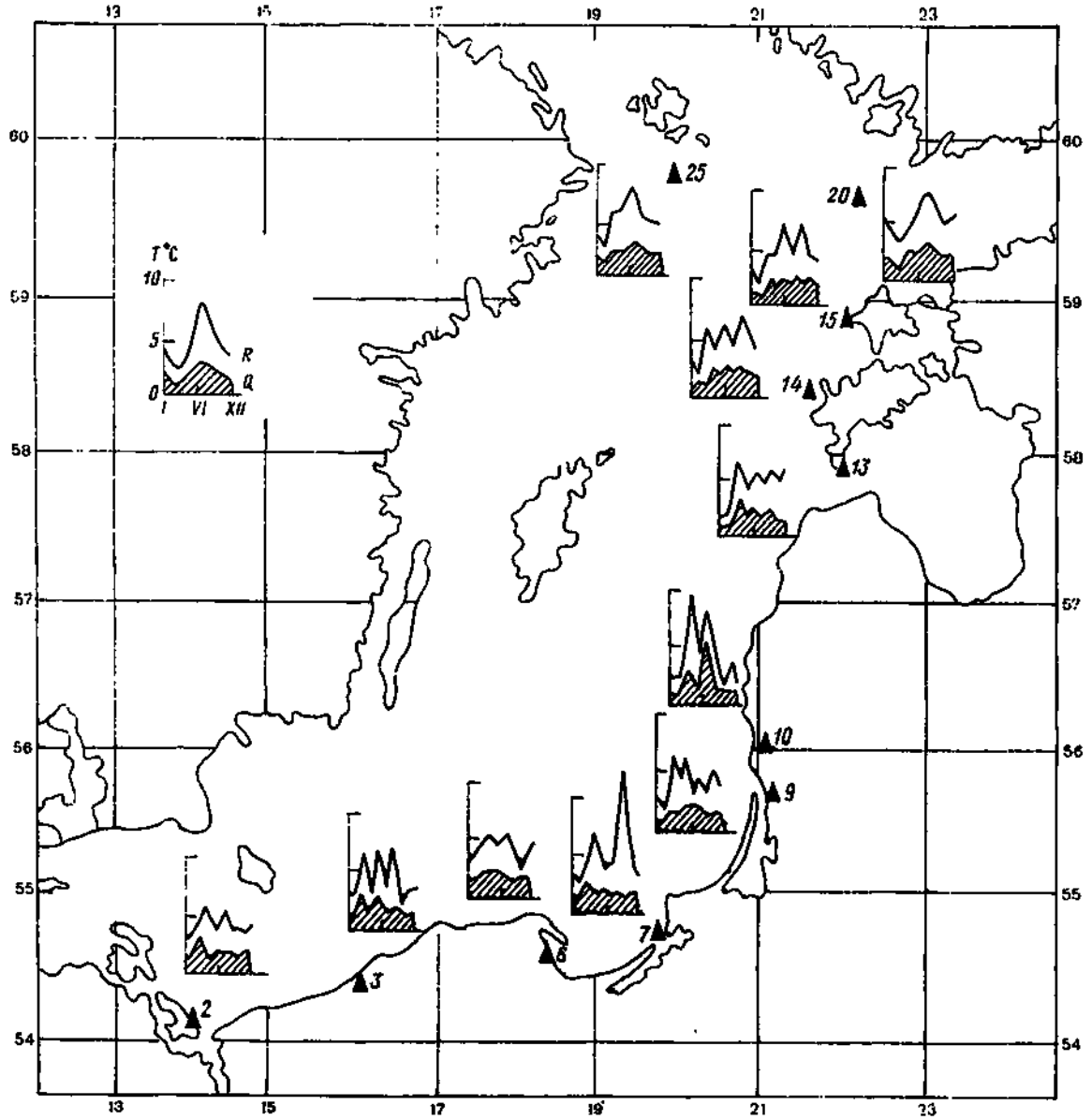


Рис. 4.35. Годовой ход размаха колебаний R и интерквартильного расстояния Q поверхностной температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря.

На врезке показан годовой ход R и Q; номера береговых станций соответствуют табл. 4.21.

Таблица 4.33

Основные характеристики изменения поверхностной температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря

Станция	Период повышения температуры				Период понижения температуры			
	месяцы	$\Delta\tau$ мес	$+\Delta T$ °С	$+\frac{\Delta T}{\Delta\tau}$ °С/мес	месяцы	$\Delta\tau$ мес	$-\Delta T$ °С	$-\frac{\Delta T}{\Delta\tau}$ °С/мес
Христиансё	IV—VIII	5	15,4	3,08	IX—III	7	15,4	2,20
Миеждуздрой	III—VIII	6	17,8	2,97	IX—II	6	17,8	2,97
Миелно	III—VII	5	16,6	3,32	VIII—II	7	16,6	2,37
Владиславово	III—VII	5	16,4	3,28	VIII—II	7	16,4	2,34
Хель	III—VIII	6	17,3	2,88	IX—II	6	17,3	2,88
Гдыня	III—VIII	6	17,6	2,93	IX—II	6	17,6	2,93
Балтийск	III—VIII	6	17,8	2,97	IX—II	6	17,8	2,97
Клайпеда	III—VIII	6	17,3	2,88	IX—II	6	17,3	2,88
Швентойи	III—VIII	6	17,1	2,85	IX—II	6	17,1	2,85
Вентспилс	III—VII	5	17,7	3,54	VIII—II	7	17,7	2,53

Станция	Период повышения температуры				Период понижения температуры			
	месяцы	$\Delta\tau$ мес	$+\Delta T$ °C	$+\frac{\Delta T}{\Delta\tau}$ °C/мес	месяцы	$\Delta\tau$ мес	$-\Delta T$ °C	$-\frac{\Delta T}{\Delta\tau}$ °C/мес
Сырве	III—VII	5	18,2	3,64	VIII—II	7	18,2	2,60
Вилсанди	III—VIII	6	16,8	2,80	IX—II	6	16,8	2,80
Ристна	III—VIII	6	16,8	2,80	IX—II	6	16,8	2,80
Тахкуна	III—VIII	5	17,2	3,44	VIII—II	7	17,2	2,46
Пыысаспеа	II—VII	6	16,7	2,78	VIII—I	6	16,7	2,78
Твармине	III—VIII	6	17,0	2,83	IX—II	6	17,0	2,83
Ханко	III—VIII	6	16,6	2,77	IX—II	6	16,6	2,77
Бенгтскар	IV—VIII	5	15,8	3,16	IX—III	7	15,8	2,26
Уте	IV—VIII	5	16,2	3,24	IX—III	7	16,2	2,31
Лом	III—VIII	6	17,5	2,92	IX—II	6	17,5	2,92
Кокар	IV—VII	4	16,4	4,10	VIII—III	8	16,4	2,05
Юнгфрускар	III—VII	5	17,6	3,52	VIII—II	7	17,6	2,51
Лагскар	III—VIII	6	16,4	2,73	IX—II	6	16,4	2,73
Маркет	IV—VIII	5	14,9	2,98	IX—III	7	14,9	2,13

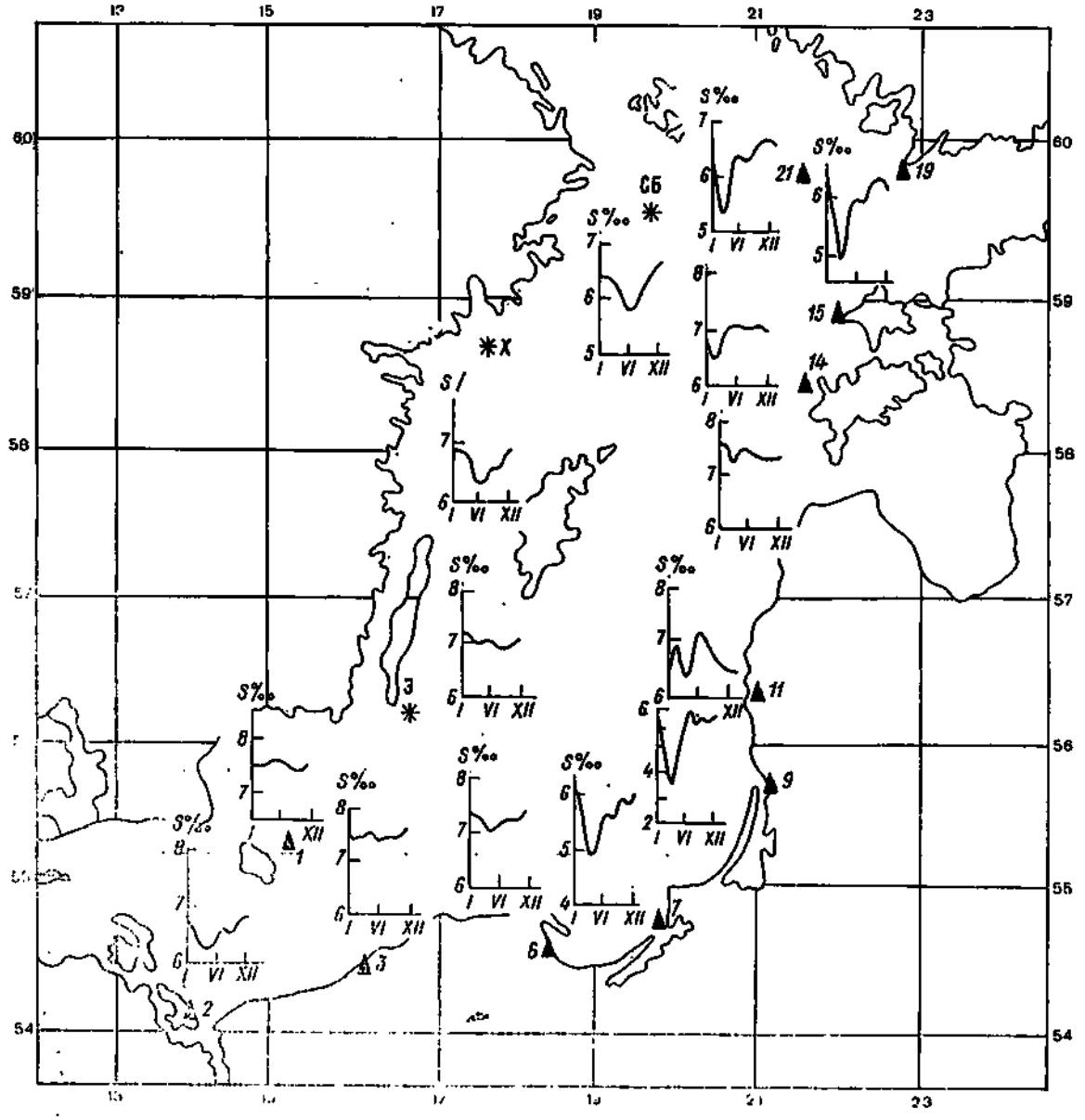


Рис. 4.36. Годовой ход поверхностной солености воды в прибрежной зоне Балтийского моря.
Индексы плавмаяков и номера береговых станций соответствуют табл. 4.21.

Таблица 4.34

Амплитудно-фазовые характеристики годовой волны поверхностной температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря

Станция	A_0 °С	A_1 °С	φ_1
Христиансё	8,43	7,56	7 VIII
Мнеждуздрой	9,29	9,39	17 VII
Мнелно	8,99	8,48	18 VII
Владиславово	8,45	8,39	21 VII
Хель	8,89	8,70	27 VII
Гдыня	9,05	8,97	22 VII
Балтийск	8,77	9,31	18 VII
Клайпеда	8,35	8,85	17 VII
Швентойи	7,68	8,45	24 VII
Вентспилс	7,97	9,38	13 VII
Сырве	7,62	9,46	14 VII
Вилсанди	7,40	8,75	17 VII
Ристна	7,41	8,61	20 VII
Тахкуна	6,92	8,71	14 VII
Пыысаспеа	6,97	8,69	16 VII
Тварминне	7,09	8,58	22 VII
Ханко	7,01	8,41	24 VII
Бенгтскар	6,95	7,76	4 VIII
Уте	6,86	8,01	26 VII
Лом	7,25	8,83	28 VII
Кокар	7,23	8,29	24 VII
Юнгфрускар	7,39	8,93	23 VII
Лагскар	7,43	7,96	26 VII
Маркет	6,32	7,13	6 VIII

Примечание. Здесь A_0 — средняя годовая поверхностная температура воды, A_1 — амплитуда годовой волны, φ_1 — дата наступления максимума годовой волны.

довой волны достаточно закономерно изменяется по акватории моря. Так, максимум температуры воды на береговых станциях наступает в основном в середине июля, а на станциях, расположенных в северной части моря, — в конце июля и начале августа. Но разница в датах наступления максимума невелика и составляет около 10 сут.

Соленость. Сезонная изменчивость поверхностной солености в прибрежной зоне Балтийского моря несколько выше, чем в открытой части моря, что связано с непосредственным влиянием режимообразующих факторов в этих районах, в особенности речного стока и процессов ледообразования и ледотаяния. Годовой ход поверхностной солености (рис. 4.36, табл. 4.35) в прибрежной зоне Балтийского моря достаточно разнообразен и наиболее ярко выражен в районах с сильным влиянием пресного стока. Годовой ход параметров изменчивости R и Q (рис. 4.37) существенно различается в южной и северной частях Балтики, что связано с неоднозначным характером влияния факторов в течение года.

Средняя годовая соленость воды $m(t)$, по данным береговых станций, уменьшается в среднем от 7,0—7,5 ‰ в южных районах до 5,6—6,6 ‰ в северных районах прибрежной зоны моря. Размах колебаний солености R в течение года может изменяться до 1—2 ‰ в районах, не подверженных прямому воздействию пресного стока, и до 4—5 ‰ в районах сильного влияния пресного стока.

Анализ амплитудно-фазовых характеристик годовой ритмики поверхностной солености (табл. 4.36) показывает, что амплитуда годовой волны солености составляет в среднем 0,2—0,5 ‰, а время наступления максимальной солености на береговых станциях довольно существенно меняется по акватории моря. Но в основном максимум солености наступает в осенне-зимний период.

Таблица 4.35

Годовой ход поверхностной солености воды (‰) в прибрежной зоне Балтийского моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$m(t)$	R
Христиансё	7,48	7,48	7,50	7,49	7,53	7,54	7,55	7,49	7,40	7,41	7,46	7,50	7,49	0,15
Мнеждуздрой	6,79	6,70	6,49	6,22	6,19	6,19	6,30	6,58	6,50	6,71	6,86	6,83	6,53	0,67
Мнелно	7,58	7,42	7,30	7,42	7,41	7,48	7,36	7,41	7,36	7,42	7,56	7,62	7,44	0,32
Владиславово	7,59	7,63	7,56	7,49	7,53	7,48	7,41	7,40	7,34	7,36	7,45	7,60	7,49	0,29
Хель	7,49	7,51	7,44	7,17	7,11	7,07	7,22	7,18	7,20	7,28	7,34	7,43	7,29	0,44
Гдыня	7,46	7,41	7,35	7,15	7,09	7,06	7,18	7,14	7,24	7,26	7,28	7,43	7,25	0,40
Балтийск	6,04	5,87	5,38	4,93	5,21	5,56	5,67	5,56	5,68	5,88	5,81	5,95	5,63	1,11
Светлогорск	7,59	7,56	7,51	7,26	7,66	7,31	7,18	7,18	7,23	7,30	7,28	7,28	7,36	0,48
Клайпеда	5,97	5,41	4,88	3,60	4,47	5,79	6,12	5,55	5,82	5,70	5,71	5,81	5,40	2,52
Лиепая	6,60	6,86	6,70	6,52	6,67	7,09	7,10	6,94	6,81	6,68	6,49	6,46	6,74	0,64
Вилсанди	7,51	7,51	7,36	7,22	7,36	7,42	7,35	7,32	7,27	7,26	7,26	7,30	7,34	0,29
Ристна	6,81	6,62	6,57	6,78	7,02	7,04	7,02	6,98	6,98	7,03	6,99	6,94	6,90	0,47
Тварминне	5,51	4,34	3,30	3,31	5,37	5,66	5,78	5,83	6,07	6,23	6,13	6,03	5,30	2,93
Ханко	6,21	6,34	6,08	5,09	5,84	5,89	5,95	5,92	6,14	6,35	6,33	6,28	6,04	1,26
Бенгтскар	6,38	6,38	6,33	6,05	6,04	6,02	6,12	6,13	6,37	6,57	6,62	6,54	6,30	0,60
Уте	6,59	6,24	5,64	5,38	6,36	6,32	6,27	6,24	6,36	6,56	6,62	6,66	6,27	1,28
Лом	6,39	6,30	5,83	5,10	6,15	6,22	6,20	6,19	6,24	6,29	6,33	6,37	6,13	1,29
Кокар	6,91	6,95	6,62	6,23	6,60	6,53	6,46	6,45	6,61	6,74	6,70	6,85	6,64	0,72
Юнгфрускар	6,41	6,20	5,43	3,65	5,91	6,23	6,15	6,16	6,22	6,28	6,32	6,39	5,95	2,65
Лагскар	6,02	6,02	5,91	5,70	5,78	5,77	5,83	5,74	5,72	5,85	5,96	5,96	5,86	0,32
Маркет	5,74	5,73	5,69	5,53	5,60	5,50	5,34	5,31	5,43	5,54	5,67	5,71	5,57	0,43
Эландсрев, п/м	7,10	7,14	7,08	7,06	7,05	7,06	7,02	6,93	6,87	6,95	6,96	6,98	7,02	0,27
Хавринг, п/м	6,91	—	—	6,91	6,58	6,39	6,34	6,50	6,51	6,68	6,90	6,95	6,67	0,61
Свенска-Бьерн, п/м	6,52	6,39	—	6,28	6,19	6,02	5,90	5,87	6,04	6,25	6,45	6,60	6,23	0,73

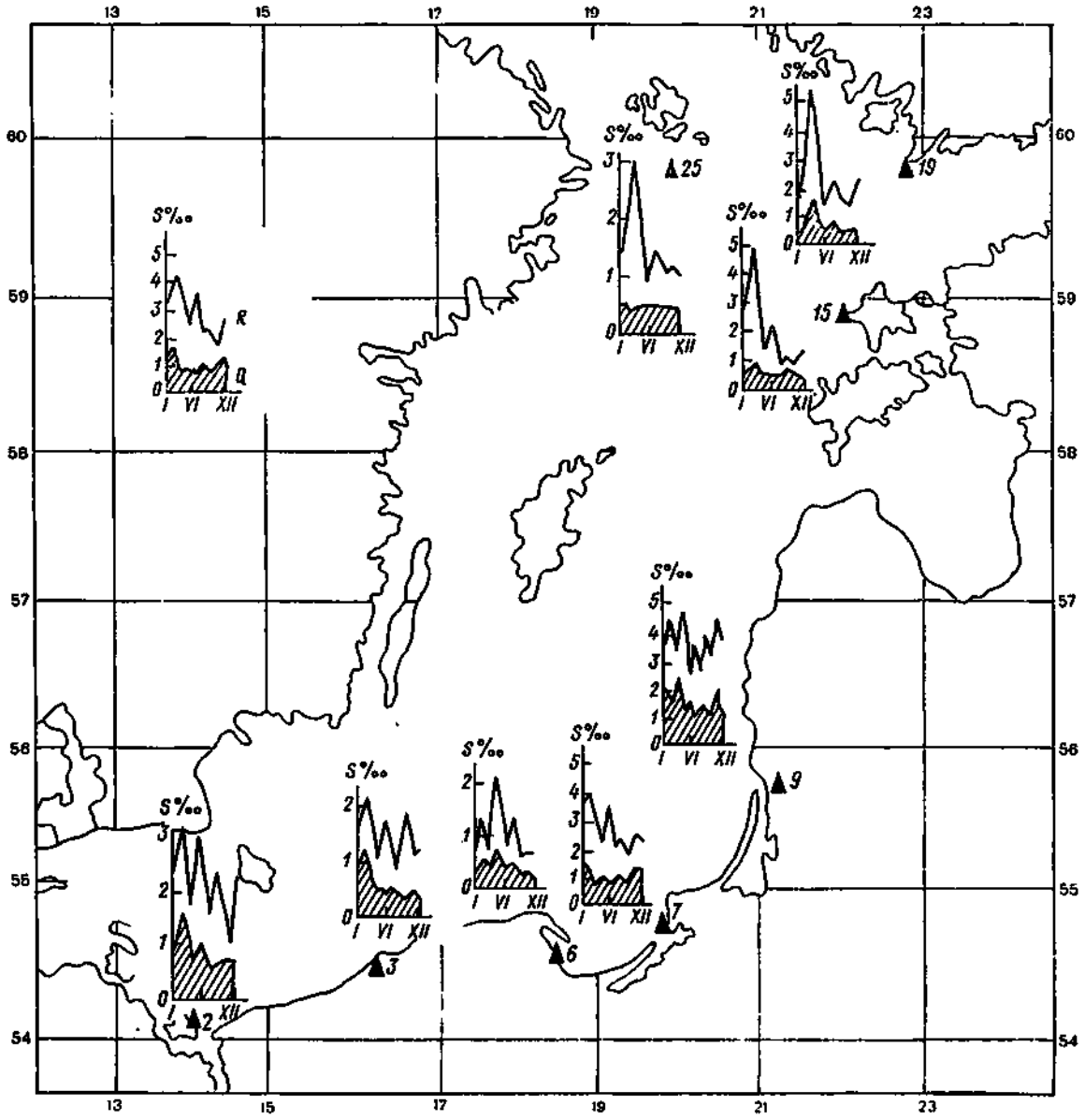


Рис. 4.37. Годовой ход размаха колебаний R и интерквартильного расстояния Q поверхностной солености в прибрежной зоне Балтийского моря.

На врезке показан годовой ход R и Q; номера береговых станций соответствуют табл. 4.21.

Таблица 4.36

Амплитудно-фазовые характеристики годовой волны поверхностной солености в прибрежной зоне Балтийского моря

Станция	A_0	A_1	Φ_1
Христиансё	7,49	0,04	23 IV
Мнеждуздрой	6,53	0,33	19 XI
Мислно	7,45	0,08	1 XII
Владиславово	7,49	0,12	11 I
Хель	7,29	0,18	25 XII
Гдыня	7,25	0,17	18 XII
Балтийск	5,63	0,35	4 XI
Светлогорск	7,36	0,16	19 II
Клайпеда	5,40	0,68	29 IX
Лиепая	6,74	0,21	23 VI
Вилсанди	7,34	0,05	24 II
Ристна	6,96	0,18	11 VIII
Твармине	5,30	1,21	13 IX
Ханко	6,03	0,35	5 XI
Бенгтскар	6,30	0,28	16 XI
Уте	6,27	0,37	10 X
Лом	6,13	0,29	11 X
Кокар	6,64	0,22	8 XII
Юнгфрускар	5,95	0,62	5 X
Лагскар	5,85	0,13	24 XII
Маркет	5,57	0,19	13 I

4.5. Пространственное и вертикальное распределение гидрологических параметров в открытой части моря

4.5.1. Пространственное распределение

Пространственная изменчивость полей температуры, солености и плотности воды в Балтийском море связана не только со значительной меридиональной протяженностью моря (климатический фактор), но и с различной степенью влияния режимообразующих факторов (пресный сток, водо- и

солеобмен через Датские проливы и др.), формирующих гидрологический режим моря и его изменчивость. Средние значения гидрологических параметров уменьшаются в широтном направлении с юга на север: температура воды — от 8,0—8,2 °С в южной части моря до 6,8—7,0 °С в северной, соленость — от 8,0—8,2 ‰ до 6,6—6,8 ‰, а плотность — от 6,0—6,2 до 5,1—5,2 усл. ед соответственно. Кроме того, средние значения температуры, солености и плотности воды на одной и той же широте несколько выше у восточного побережья Балтики, чем у западного, что, в целом, отражает общую систему циркуляции вод моря и характер продвижения североморских вод. Рассмотрим основные особенности пространственного распределения гидрологических параметров на серии карт, построенных для характерных месяцев сезонов (зима—февраль, весна—май, лето—август и осень — ноябрь).

Температура. Поле температуры воды в Балтийском море формируется главным образом под влиянием теплообмена между морем и атмосферой. Передача тепла из верхних в глубинные слои моря осуществляется ветровым перемешиванием, на нижней границе проникновения которого в теплый период года формируется термоклин. В глубинных слоях моря сезонные колебания температуры воды определяются процессами развития конвективного перемешивания и адвекции североморских вод.

В зимний период (рис. 4.38 *а*) в открытой части моря наблюдается сравнительно однородное распределение температуры воды в поверхностном слое, в среднем около 1—2 °С. В центральной более глубоководной зоне Балтийского моря температура воды несколько выше, чем у берегов, в связи с сохранением большего запаса тепла. Область относительно теплых вод с температурой 2,0—2,5 °С вытянута в широтном направлении вдоль оси моря. У восточного побережья моря, в районе свала глубин, несмотря на малые горизонтальные градиенты температуры воды между водами в прибрежной зоне и открытой части моря, можно обнаружить термические фронты. В зимний период под действием конвективного перемешивания значения температуры воды в слое 0—50 м выравниваются и сохраняются почти неизменными по всей акватории открытой Балтики. В глубинных слоях температура воды повышается и на горизонте 100 м в центральной части моря изменяется в среднем от 4,5 до 5,5 °С.

Перестройка поля температуры воды в поверхностном слое от зимнего характера распределения к летнему происходит в весенний сезон (рис. 4.38 *б*). Поле температуры в этот период характеризуется наличием в прибрежной зоне полосы водных масс, прогретых до 6—8 °С, в то время как открытая часть моря — более прохладная; температура воды в ней составляет в среднем около 4—6 °С. В весенний период более заметен температурный контраст между южной и северной частями Балтики. Так, если в Арконском бассейне температура воды на поверхности составляет около 6—7 °С, то в Борнхольмском и Готландском бассейнах — около 5—6 °С, а в северной части моря — менее 5 °С. Максимальные значения температуры воды в этих районах достигают 10—12, 8—10 и около 9 °С соответственно. Прогрев поверхностного слоя воды в весенний период наиболее интенсивно происходит в юго-восточной части моря (Гданьский залив), где средняя температура воды составляет 7—8 °С, а максимальная — более 12—13 °С. Восточная часть моря в целом несколько теплее западной. С глубиной характер пространственного изменения температуры воды по акватории моря сохраняется: в южной части моря температура воды выше, чем в северной.

В летний период (рис. 4.38 *в*) температура поверхности воды по всей акватории Балтийского моря достигает наивысших значений в годовом

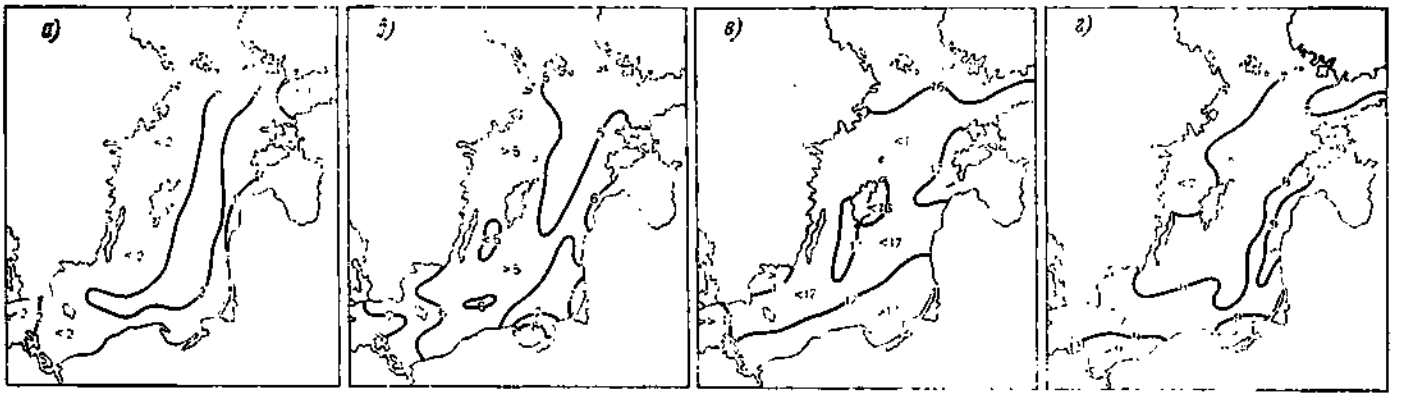


Рис. 4.38. Распределение средней месячной температуры воды (°С) на поверхности. 1956—1985 гг.
а — зима (февраль), *б* — весна (май), *в* — лето (август), *г* — осень (ноябрь).

цикле изменения и составляет в среднем 16—18° С. Прогрев поверхностного слоя наиболее интенсивно происходит в южной, юго-восточной частях и прибрежной зоне моря. Отличие в значениях температуры воды между южной и северной частями Балтики составляет около 1,0—1,5 °С. Максимальная температура поверхности воды достигает 20—21 °С, а в Гданьском заливе —23—25 °С. Минимальная температура поверхности воды в восточной части моря составляет 14—16 °С, а в западной части — менее 10 °С.

Пространственное распределение температуры воды в верхнем слое 0—10 м в летний период отличается однородностью, в то время как на горизонтах 20—30 м, приуроченных к термоклину, это распределение имеет значительную пространст-

венную изменчивость, что связано с различной глубиной залегания и мощностью термоклина в различных районах Балтийского моря. Под термоклином поле температуры воды снова выравнивается.

В прибрежной зоне ряда районов Балтики при ветровом сгоне теплых поверхностных вод происходит выход холодных глубинных вод на поверхность (апвеллинг), что может создавать значительное (до 10 °С) понижение температуры воды.

Перестройка поля температуры воды от летнего распределения к зимнему начинается с развитием осенне-зимней конвекции. В верхнем слое моря происходит процесс выравнивания температуры воды на всей акватории моря (рис. 4.38 *г*). В целом, в осенний период температура поверхности воды изменяется в среднем от 8—9 °С в южной части моря до 7—8 °С в центральной и северной частях Балтики. Температура воды в этот период у восточного побережья выше, чем у западного. Максимальная температура воды достигает 11—12 °С в южной и 10—11 °С в центральной и северной частях моря, а минимальная составляет 6—7 и 5—6 °С соответственно.

Соленость. Поле солености воды в Балтийском море формируется главным образом под влиянием пресного стока и подтока в глубинных и придонных слоях соленых североморских вод. На пространственное распределение солености оказывают влияние рельеф дна, ветровое перемешивание и течения, а в зимний период — процессы ледообразования и ледотаяния и конвекция.

Пространственное распределение солености в поверхностном слое (рис. 4.39) во все сезоны года имеет качественный однотипный характер: абсолютные значения солености увеличиваются от северных к южным районам моря, что связано с расположением и преобладающим влиянием основных источников распреснения и осолонения. Поле солености косвенным образом отражает общую циркуляцию вод Балтики, имеющую циклонический характер. Поверхностным течением на севере моря в Балтику поступают распресненные воды Финского и Ботнического заливов, которые распространяются вдоль западного побережья на юг, а с юга вдоль восточного побережья поступают более соленые воды из Датских проливов. Поэтому соленость у западного побережья Балтики, несколько ниже, чем у восточного.

В зимний период (см. рис. 4.39 *а*) соленость поверхностных вод по всей акватории моря достигает наибольших значений и изменяется в среднем от 8,0—8,5 ‰ в юго-западной части до 6,5—7,0 ‰ в северной части моря. Зона повышенной солености в поверхностном слое распространяется с юга на север вдоль глубоководной части моря. В глубинных слоях моря характер пространственного распределения солености сохраняется.

В весенний период (см. рис. 4.39 *б*) поле солености наиболее контрастно. В этот период под влиянием ледотаяния и увеличения пресного стока поверхностные воды в северной части моря распресняются в среднем до 6,0—6,5 ‰. Центральная глубоководная часть моря занята водами со средней соленостью 7,4—7,6 ‰. В прибрежной зоне восточного побережья Балтики солёность воды несколько уменьшается вследствие влияния пресного стока из Куршского и Вислинского заливов и составляет в среднем около 7,0—7,2 ‰. Распределение солености в глубинных и придонных слоях по акватории моря в значительной степени повторяет зимнее.

В летний период (см. рис. 4.39 *в*) происходит трансформация поля поверхностной солености: направленность изохалин в открытой части моря принимает широтный характер, что связано с расширением зоны влияния распреснения. Средняя соленость поверхностных вод в этот период составляет 7,6—7,8 ‰ в южной и юго-западной частях моря, 7,0—7,4 ‰ в центральной и 6,2—6,8 ‰ в северной частях моря. С глубиной качественная картина распределения солености полностью сохраняется, т. е. соленость воды уменьшается в направлении от Датских проливов к северным районам моря.

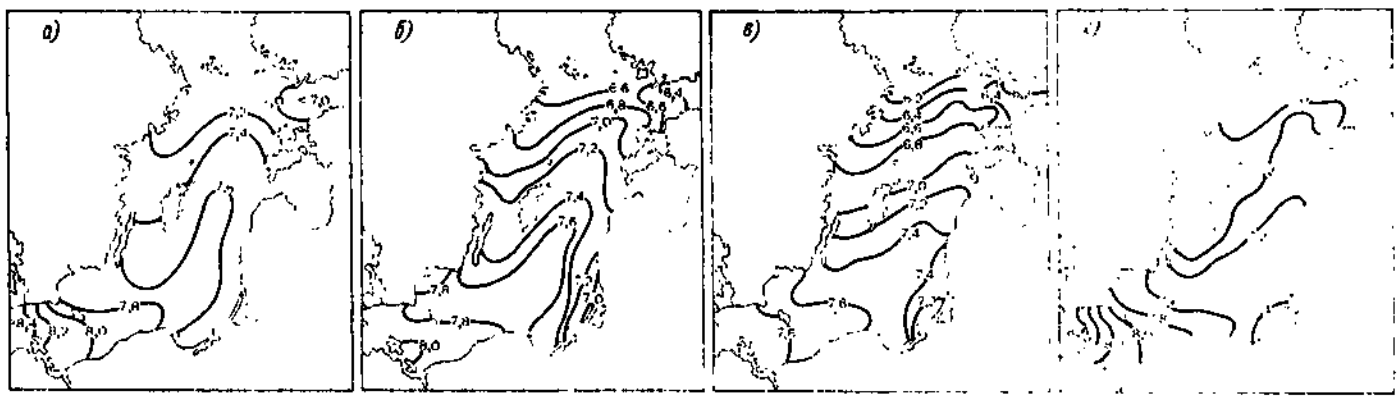


Рис. 4.39. Распределение средней месячной солености воды (‰) на поверхности. 1956—1985 гг.
а — зима (февраль), *б* — весна (май), *в* — лето (август), *г* — осень (ноябрь).

В осенний период (см. рис. 4.39 *г*) характер распределения солености как в поверхностном, так и в глубинных слоях аналогичен зимнему типу.

Плотность. Поле плотности воды в открытой части Балтийского моря формируется в результате взаимодействия полей температуры и солености и под влиянием пресного стока, ледовых процессов, циркуляции вод, климатических и погодных условий. В глубинных придонных слоях Балтики на

распределение плотности основное влияние оказывают процессы водообмена с Северным морем через Датские проливы и рельеф дна моря. Эффективность влияния этих факторов зависит от сезона года и района моря. Пространственное распределение плотности воды на поверхности моря (рис. 4.40) во все сезоны года имеет качественный однотипный характер с распределением солености.

характер пространственного распределения средней плотности сохраняется, как и в другие сезоны, неизменным (см. рис. 4.40 *г*). Максимальная средняя плотность воды наблюдается в юго-западной части моря, где велико влияние водообмена с Северным морем, а минимальная — в северной и юго-восточной частях моря.

С глубиной абсолютные значения средней плот-

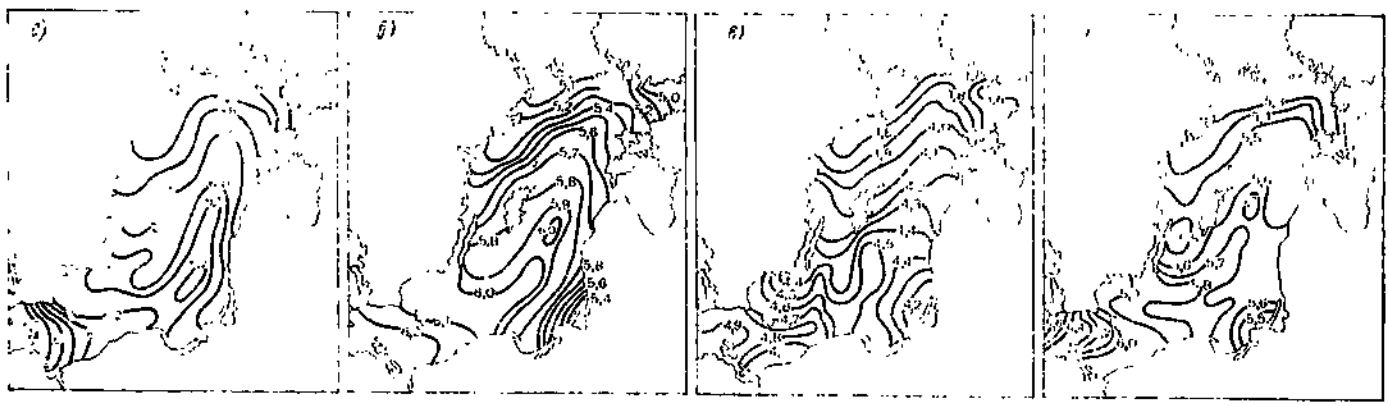


Рис. 4.40. Распределение средней месячной плотности воды (усл. ед.) на поверхности. 1956—1985 гг.
а — зима (февраль), *б* — весна (май), *в* — лето (август), *г* — осень (ноябрь).

В зимний период (см. рис. 4.40 *а*) горизонтальное распределение плотности воды характеризуется уменьшением ее средних значений в широтном направлении с юга на север: от 6,3—6,7 усл. ед. в юго-западной части моря до 6,0—6,2 усл. ед. в центральной и 5,5—5,9 усл.ед. в северной частях моря.

Весной характер пространственного распределения средней плотности на поверхности воды по акватории моря сохраняется (см. рис. 4.40 *б*), но абсолютные значения средней плотности уменьшаются под влиянием ледотаяния и увеличения пресного стока. Наименьшие значения средней плотности наблюдаются в юго-восточной части моря, где велико влияние пресного стока из Куршского и Вислинского заливов, и в северной части моря, где сказывается воздействие распресненных вод Финского и Ботнического заливов. Область повышенных значений средней плотности прослеживается вдоль глубоководной зоны Балтийского моря и отражает характер продвижения трансформированных североморских вод из Южной Балтики.

В летний период вследствие значительного прогрева верхнего слоя моря абсолютные значения средней плотности воды по сравнению с весенним периодом повсеместно уменьшаются в среднем на 1,0—1,5 усл. ед. (см. рис. 4.40 *в*) и достигают минимальных значений в годовом цикле изменений. Поле поверхностной температуры воды в этот период имеет достаточно однородное распределение и поэтому пространственная изменчивость поля плотности формируется главным образом под влиянием поля солености. Минимальная средняя плотность, как и в весенний период, наблюдается в районах моря, где достаточно велико влияние пресного стока: в северной и юго-восточной частях моря.

Осенью в связи с охлаждением и осолонением вод происходит повышение абсолютных значений средней плотности по всей акватории моря, но

ности воды возрастают, но качественный характер пространственного распределения плотности по сезонам практически не меняется и в значительной степени отражает распределение солености, как основного фактора, формирующего изменчивость поля плотности в глубинных и придонных слоях Балтийского моря.

4.5.2. Вертикальное распределение

В сезонной изменчивости вертикального распределения температуры, солености и плотности воды Балтийского моря имеются характерные особенности, основной из которых является устойчивая стратификация (расслоение) вод моря. Некоторые закономерности изменчивости вертикальной структуры гидрологических параметров были рассмотрены при описании годового хода этих элементов режима в открытой части Балтики. Здесь мы в более подробном виде рассмотрим закономерности сезонной изменчивости вертикального распределения и динамики вертикального профиля гидрологических параметров.

Средняя многолетняя температура воды с глубиной постепенно уменьшается; минимальные значения (3—4 °С) отмечаются на глубине 40—60 м в центральной и северной частях Балтийского моря. Температура воды с глубины 60 м несколько повышается и в придонном слое глубоководных впадин в среднем составляет: в Арконской 7,0—7,2 °С, в Борнхольмской 6,0—6,2 °С, в Готландской 5,5—5,7 °С, а в северной части моря около 5 °С.

Средние многолетние значения солености воды с глубиной постепенно возрастают во всех районах моря. Медленное увеличение солености наблюдается до глубины 50—60 м в южной части моря и до глубины 70—80 м в центральной части Балтики. Ниже, на глубине 60—80 м в южной части и на глубине 80—100 м в центральной части моря, располагается слой скачка солености (гало-

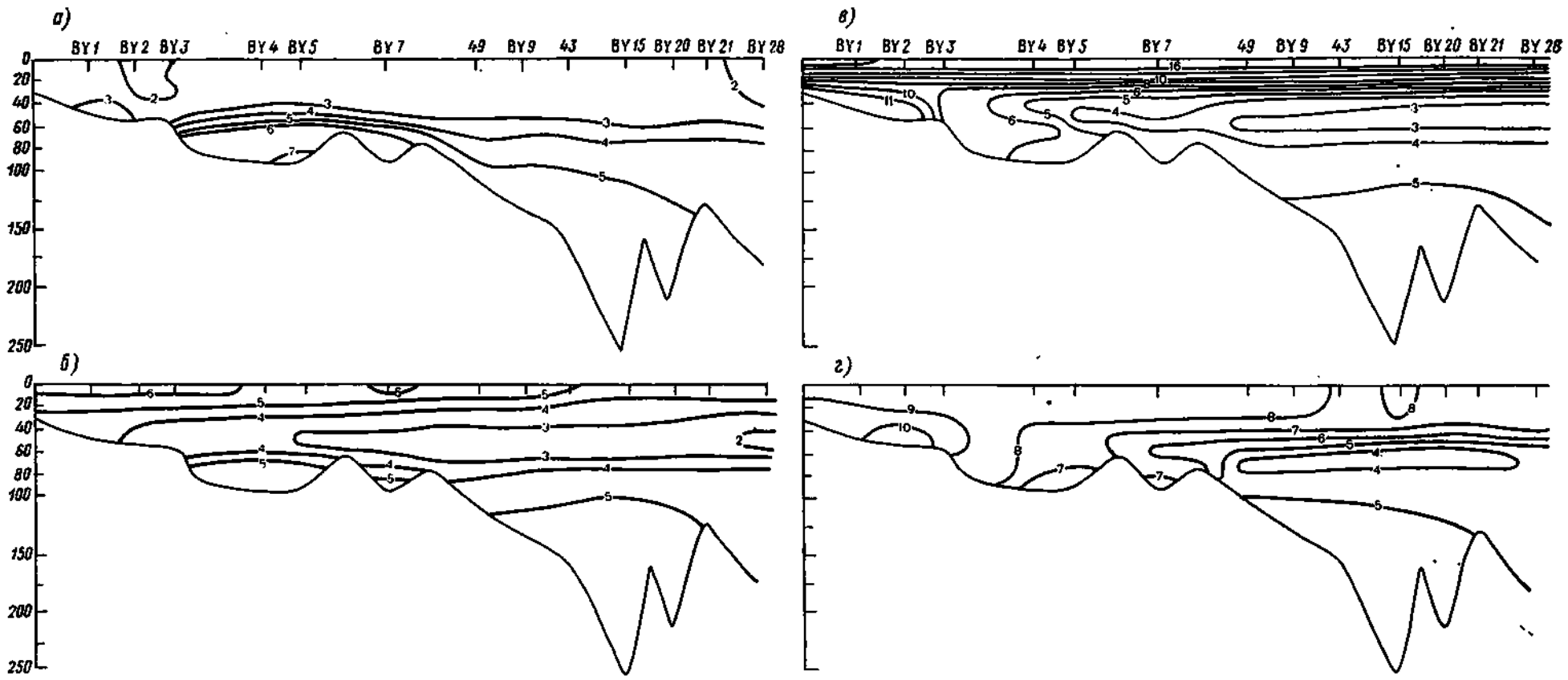


Рис. 4.41. Распределение средней месячной температуры воды (°С) на продольном разрезе по оси Балтийского моря. 1956—1985 гг.

а — зима (февраль), *б* — весна (май), *в* — лето (август), *г* — осень (ноябрь).

клин), далее ко дну соленость слабо увеличивается и достигает наибольших значений в придонном слое глубоководных впадин Балтийского моря.

Распределение средней многолетней плотности воды по вертикали определяется распределением солености. На глубине 60—80 м в южной части моря и на глубине 80—100 м в центральной Балтике расположен слой пикноклина, который сохраняется в течение всего года. Максимальные значения плотности наблюдаются в придонном слое глубоководных впадин Балтики.

Рассмотрим основные особенности сезонной изменчивости вертикального распределения гидрологических параметров на серии разрезов по оси Балтийского моря, построенных для характерных месяцев сезонов (зима — февраль, весна — май, лето — август и осень — ноябрь).

Температура. Температурный режим Балтийского моря чрезвычайно своеобразен и связан в первую очередь с наличием поверхностей раздела слоев воды различной плотности (термоклин и галоклин), которые ослабляют и препятствуют проникновению в глубинные слои процессов взаимодействия моря с атмосферой [50, 59]. Анализ вертикального распределения температуры воды на продольном разрезе по оси Балтийского моря (рис. 4.41) показывает, что термическая структура вод Балтики подвержена сезонным изменениям, связанным с годовым ходом температуры воды. Общей закономерностью формирования вертикального профиля температуры воды в Балтике является существенная его изменчивость в верхних слоях, находящихся непосредственно под воздействием гидродинамических и климатических факторов, и незначительная изменчивость в глубинных и придонных слоях, подверженных эпизодическим проникновениям теплых и соленых северо-морских вод. Таким образом, по условиям формирования теплового состояния водных масс в Балтийском море можно выделить несколько слоев: верхний квазиоднородный слой (ВКС) и нижний (глубинный) слой, которые разделены между собой в глубоководной части моря холодным промежуточным слоем (ХПС). В зависимости от сезона года и района моря количество слоев может меняться от двух до четырех. В общих чертах сезонную изменчивость термической структуры вод Балтийского моря можно представить следующим образом.

В зимний период (см. рис. 4.41 *а*) под влиянием интенсивного охлаждения верхнего слоя моря и развитием конвективных движений формируется мощный квазиоднородный (холодный) слой, достигающий в большинстве районов Балтийского моря 40—60 м, а в прибрежных и мелководных (с глубиной менее 60 м) районах — дна [28, 50]. Температура воды в верхнем квазиоднородном слое моря составляет в среднем 1—3 °С и только в северной части моря она может понижаться ниже 0 °С на поверхности. В этот период температура глубинной воды выше температуры верхнего слоя и составляет в южной части 5—7 °С, в центральной и северной частях моря 4—6 °С.

С началом весеннего прогрева поверхностных вод вертикальная структура (см. рис. 4.41 *б*) по акватории моря начинает модифицироваться, становятся более выраженными различия в термической стратификации. Так, повышение температуры воды в этот период в прибрежных и мелководных районах происходит несколько быстрее, чем в центральной (глубоководной) части моря. Поэтому для весеннего периода характерно наличие верхнего относительно «холодного» квазиоднородного слоя в открытой Балтике и относительно «теплого» слоя в прибрежной зоне. Выделение верхнего квазиоднородного слоя в весенний период в открытых районах моря достаточно условно, так как термическая стратификация размыта, и вертикальные градиенты температуры незначительны. Мощность квазиоднородного слоя невелика и составляет около 10 м. Процесс повышения температуры воды в верхнем слое открытой части моря сопровождается формированием холодного промежуточного слоя с температурой вод менее 3—4 °С. Ниже ХПС температура воды несколько повышается и в дальнейшем мало меняется.

В летний период (см. рис. 4.41 *в*) температура воды в поверхностном слое моря достигает наибольших значений в годовом цикле изменения; прогрев воды в зависимости от района моря захватывает слой до 30 м в открытых районах моря и проникает до дна в прибрежных мелководных районах моря (с глубиной менее 20 м). С глубиной температура воды медленно понижается и в слое около 20—30 м происходит резкое изменение (понижение) температуры воды: образуется так называемый слой скачка температуры, или термоклин, в котором градиенты температуры могут достигать 0,5—1,0 °С/м и более. Мощность этого слоя невелика, но его значение в формировании гидрологических, гидрохимических и динамических процессов в различных слоях моря значительна. Под термоклином расположен малоподвижный холодный промежуточный слой — «реликт» осенне-зимней конвекции. Глубже ХПС температура воды несколько повышается: в южной части моря до 5—7 °С, в центральной и северной частях до 5—6 °С. Вертикальная термическая структура вод в центральной части Балтийского моря в этот период состоит из трех слоев. Верхний слой, расположенный выше галоклина, подразделяется на два подслоя: верхний (теплый) квазиоднородный слой и холодный промежуточный слой. Нижний слой располагается под галоклином, и его вертикальная протяженность может быть от нескольких метров в мелководных районах до нескольких десятков и даже сотен метров в глубоководных районах, таких, как Готландская и Ландсортская впадины. Кроме того, отдельными исследователями выделяется и придонный слой глубоководных впадин, но его значение, по-видимому, имеет ограниченный характер.

В осенний период (см. рис. 4.41 *г*) под действием ветро-волнового перемешивания и начавшегося выхолаживания происходит выравнивание и понижение температуры воды верхнего слоя, начинается формирование верхнего (холодного) квазиоднородного слоя, который достигает своего максимального развития в зимний период. Холодный промежуточный слой в осенний период прослеживается только в центральной глубоководной части Балтийского моря. Температура глубинных вод практически не меняется.

Таким образом, в вертикальной термической структуре вод Балтийского моря можно выделить

отдельные элементы стратификации, анализ которых дает более углубленное понимание специфики гидрологического режима моря. Такими элементами являются верхний квазиоднородный слой, сезонный термоклин, холодный промежуточный слой и глубинный (главный) термоклин, расположенный под ХПС. Анализ динамики вертикального профиля температуры воды в годовом цикле

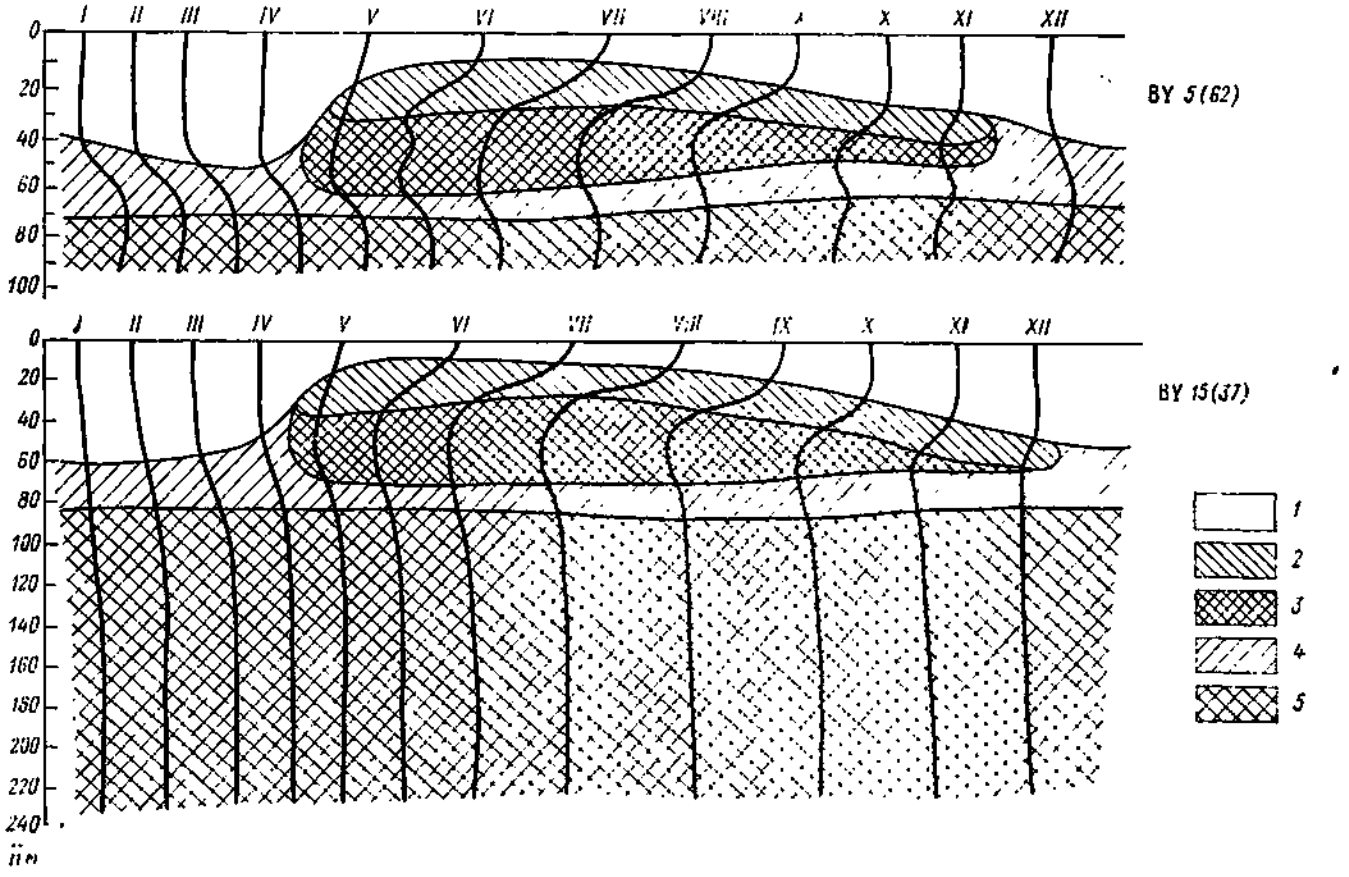


Рис. 4.42. Динамика вертикального профиля температуры воды в Борнхольмской (ст. BY 5) и Готландской (ст. BY 15) впадинах в течение года.

1 — верхний квазиоднородный слой (ВКС), *2* — сезонный термоклин, *3* — холодный промежуточный слой (ХПС), *4* — главный термоклин, *5* — глубинный слой.

(рис. 4.42) на характерных станциях в южной и центральной Балтике (ст. BY 5 и BY 15) позволил выявить некоторые особенности формирования и изменчивости элементов стратификации.

Так, верхний квазиоднородный слой имеет достаточно выраженную сезонную изменчивость не только по абсолютным значениям температуры воды, но и по мощности. Максимальной мощности (40—60 м) ВКС достигает в холодный период года, а наименьшей (около 10 м) — в весенний. Сезонный термоклин начинает формироваться в открытой Балтике в весенний период (апрель — май) под действием усиливающихся теплообменных процессов между морем и атмосферой и наиболее ярко выражен в летний период. В этот период мощность сезонного термоклина хотя и составляет всего 10—15 м, но по интенсивности он имеет максимальное развитие. С началом конвективных движений в осенний период сезонный термоклин постепенно размывается, происходит заглубление ядра термоклина, и градиенты в нем уменьшаются до 0,1—0,2 °С/м. Положение ядра сезонного термоклина в центральной части Балтийского моря изменяется от 15—20 м в летние месяцы до 40—50 м в конце года; в южной части моря это смещение выражено несколько слабее — от 15—20 м в летний период до 30—40 м в осенний. Период существования сезонного термоклина в открытой части Балтики ограничен несколькими месяцами — с апреля по ноябрь.

Формирование холодного промежуточного слоя начинается одновременно с сезонным термоклином. Наиболее выражен ХПС в летний период и заканчивает свое существование примерно в конце ноября с исчезновением сезонного термоклина. Максимальное развитие по мощности (около 30—40 м) ХПС имеет в весенний период и прослеживается почти по всей акватории Балтийского моря с глубинами более 60 м. Ось ядра ХПС в этот период расположена на глубине около 40—50 м. В летний период мощность ХПС несколько уменьшается (до 20—30 м), при этом ядро ХПС заглубляется примерно до 50—60 м. В осенний период мощность ХПС не превышает 20 м, а ядро ХПС максимально заглублено (примерно до 60 м).

Под холодным промежуточным слоем расположены глубинные воды, в которых температура воды несколько повышается с глубиной. Из рис. 4.42 видно, что по интенсивности глубинный (главный) термоклин значительно уступает сезонному, но в отличие от него имеет больший период существования (практически в течение всего года) и более

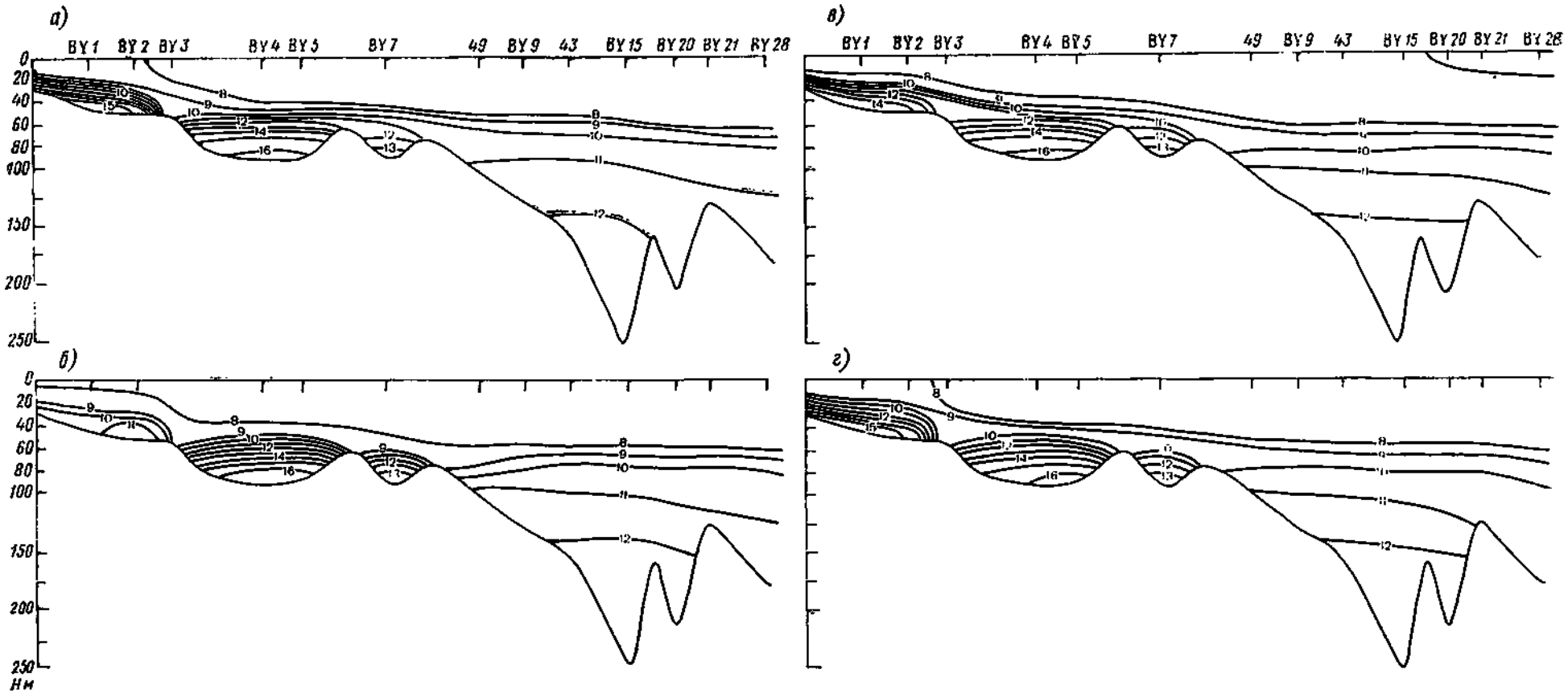


Рис. 4.43. Распределение средней месячной солености воды (‰) на продольном разрезе по оси Балтийского моря. 1956—1985 гг.

а — зима (февраль), *б* — весна (май), *в* — лето (август), *г* — осень (ноябрь).

стабилен по глубине залегания. Температура в ядре главного термоклина в среднем составляет около 4—5 °С.

Следует отметить, что приведенные выше данные о мощности, интенсивности, глубине залегания ядра, районах образования и периоде существования ВКС, ХПС и сезонного термоклина имеют оценочный характер, в общем случае эти параметры могут меняться по пространству и требуют проведения специальных исследований.

Соленость. Сезонная изменчивость вертикальной структуры солености на продольном разрезе по оси Балтийского моря (рис. 4.43) характеризуется достаточно однотипным распределением по всей акватории моря — увеличением солености с глубиной и уменьшением ее значений в направлении с юга на север. Среднемноголетняя картина вертикального распределения солености по сезонам (см. рис. 4.43) совпадает с существующей концепцией о двухслойности, обусловленной, с одной стороны, влиянием пресного стока и формированием верхнего распресненного слоя, а с другой — влиянием процессов водообмена между Балтийским и Северным морями и формированием нижнего более соленого слоя. Между этими слоями расположен мощный слой скачка солености — галоклин. Механизм поступления соленых североморских вод в Балтийское море достаточно хорошо изучен [50, 57, 59 и др.]. Можно только отметить, что на своем пути североморские воды трансформируются и в центральную Балтику поступают уже с соленостью 12—14 ‰, формируя глубинный слой моря. Верхней границей этого слоя является галоклин, ниже которого зимнее конвективное перемешивание не проникает. Таким образом, в соленостной стратификации выделяются три основных элемента: верхний квазиоднородный слой, галоклин и нижний (глубинный) слой, динамику которых проследим на примере характерных станций BY 5 и BY 15 (рис. 4.44).

Верхний (распресненный) квазиоднородный слой существует во все сезоны года (см. рис. 4.44), т. е. является постоянным, но его мощность подвержена значительным пространственно-временным колебаниям, обусловленным различным влиянием пресного стока по акватории моря. Если принять за нижнюю границу ВКС изохалину 8 ‰, то из представленных данных (см. рис. 4.43 и 4.44) можно заметить, что в осенне-зимний период распресненный слой (соленостью менее 8 ‰) прослеживается только до Арконского бассейна, тогда как в весенне-летний период отмечается по всей акватории открытой Балтики. Мощность ВКС увеличивается в направлении с юга на север в осенне-зимний период от 30—40 до 50—60 м, а в весенне-летний период — от 10—20 до 50—60 м. Средние значения солености ВКС в южной части Балтики (ст. BY 5) составляют в осенне-зимний период 7,8 ‰, а в весенне-летний 7,7 ‰, в центральной части Балтики (ст. BY 15) — 7,6 и 7,5 ‰ соответственно.

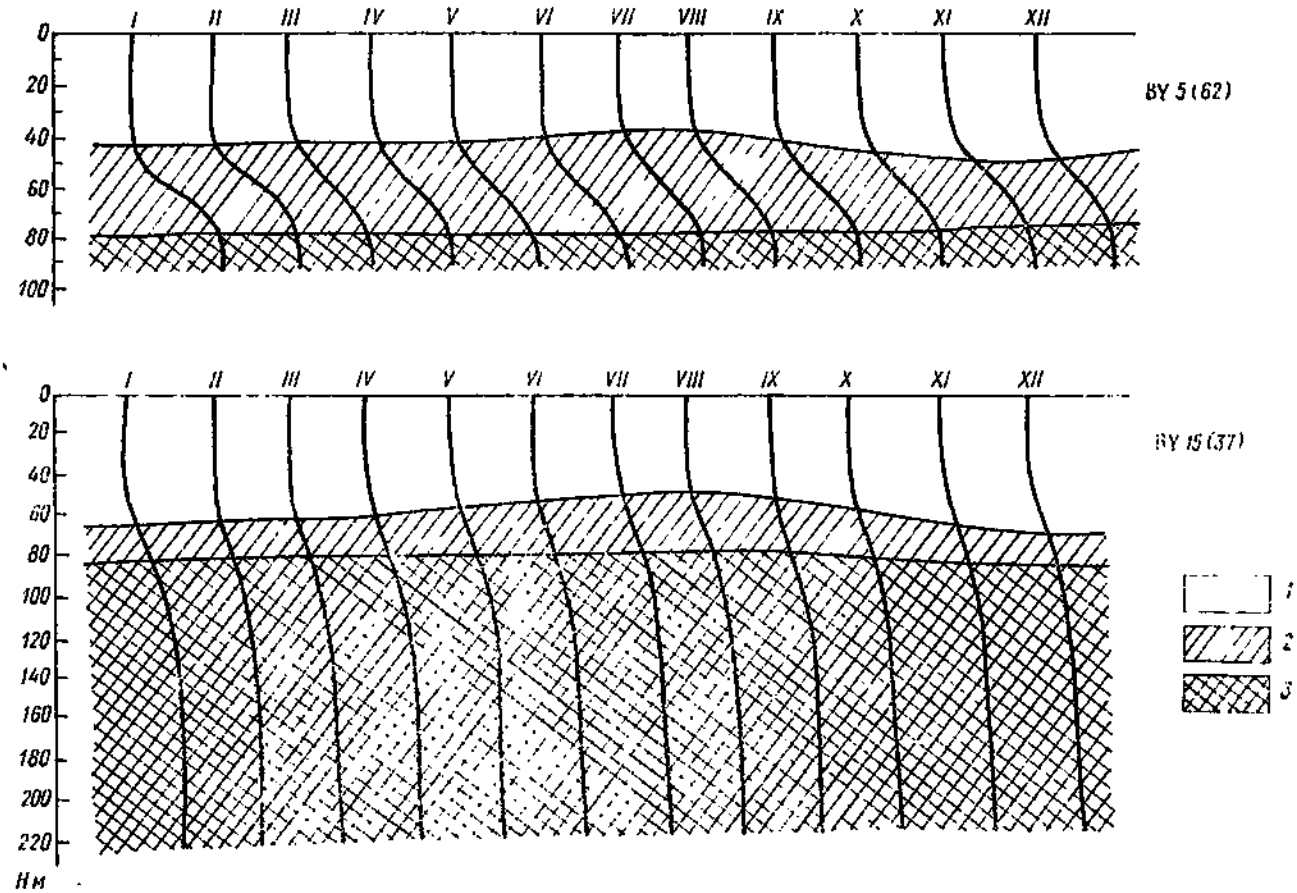


Рис. 4.44. Динамика вертикального профиля солености воды в Борнхольмской (ст. BY 5) и Готландской (ст. BY 15) впадинах в течение года.

1 — верхний квазиоднородный слой (ВКС), *2* — галоклин, *3* — глубинный слой.

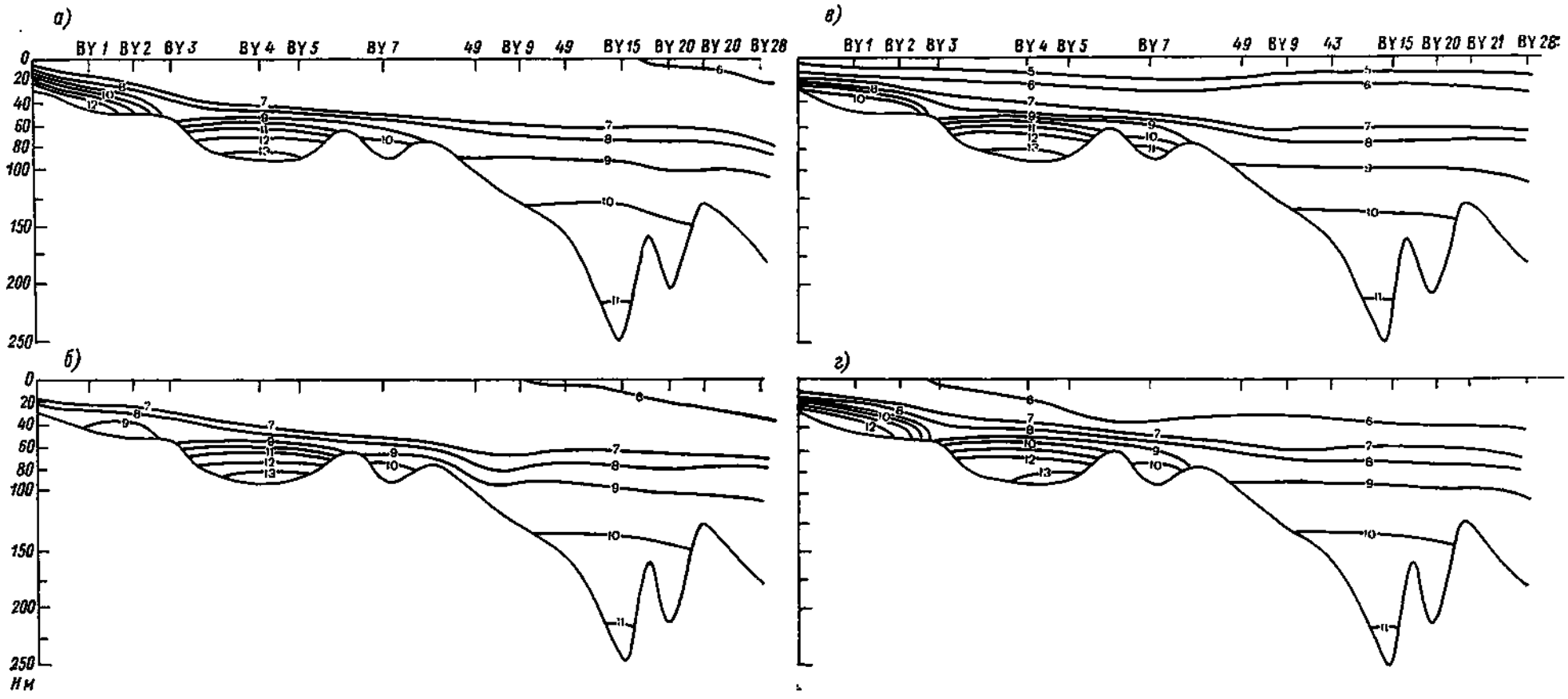


Рис. 4.45. Распределение средней месячной плотности воды (усл. ед.) на продольном разрезе по оси Балтийского моря. 1956—1985 гг.

а — зима (февраль), *б* — весна (май), *в* — лето (август), *г* — осень (ноябрь).

Глубина залегания галоклина, его интенсивность и вертикальная мощность имеют довольно значительные колебания на акватории Балтийского моря. Так, глубина залегания может меняться от 30—40 м в Арконском бассейне (ст. BY 2) до 50—70 м в Борнхольмском бассейне (ст. BY 5) и до 60—80 м в центральной и северной частях Балтики (ст. BY 15 и BY 28).

Глубинный соленый слой практически отсутствует в юго-западной и южной частях Балтики и имеет максимальную мощность в районе глубоководных впадин, например в Готландской и Ландсортской. Значения солености в придонном слое юго-западной и южной Балтики под действием кратковременных эпизодических вторжений соленых североморских вод могут возрастать до 18—20 ‰ и более.

Плотность. Сезонное распределение плотности по вертикали определяется распределением солености, а летом и образованием термоклина. Для плотностной стратификации характерна двухслойная структура вод в течение всего года (рис. 4.45).

В зимний период (см. рис. 4.45 *а*) основными факторами, формирующими вертикальное распределение плотности, являются ветровое и конвективное перемешивание. Интенсивное развитие этих процессов приводит к тому, что в этот период образуется мощный квазиоднородный слой, мощность которого достигает в южной части моря 50—60 м, а в центральной и северной частях Балтики 60—80 м. На глубине 60—80 м в южной Балтике и на глубине 80—100 м в центральной части моря расположен слой пикноклина, который сохраняется в течение всего года.

Весной двухслойная структура плотностной стратификации вод Балтики полностью сохраняется (см. рис. 4.45 *б*).

В летний период (см. рис. 4.45 *в*) ведущую роль в выравнивании вертикальных плотностных различий в верхнем слое играет ветровое перемешивание. На глубине 20—30 м образуется сезонный пикноклин, обусловленный прогревом поверхностного слоя воды. Распределение плотности в глубинных слоях Балтики имеет качественный однотипный характер с другими сезонами.

Осенью (см. рис. 4.45 *г*) с усилением ветро-волнового перемешивания и развитием конвективных процессов происходит разрушение сезонного пикноклина и формирование мощного квазиоднородного слоя. В целом характер вертикального распределения плотности в этот период незначительно отличается от зимнего.

4.6. Ледовый режим Балтийского моря

4.6.1. Краткая история исследований

Балтийское море — море с ежегодно возобновляющимся ледяным покровом. Первые упоминания о замерзании Балтийского моря относятся к летописям и хроникам. Отдельные наблюдения за ледяным покровом начали проводиться с середины XVI в. Наблюдения за вскрытием льда в устье Даугавы начали проводить с 1530 г. Постоянные наблюдения за вскрытием и замерзанием льда в устье Невы выполнялись по указанию Петра I с начала XVIII в. С середины XIX в. такие наблюдения начали проводить в устье р. Наровы, в районе Выборга, у о. Готланд и в ряде других пунктов северного побережья Финского залива. Начиная с зимы 1870/71 г. регулярные наблюдения за появлением льда и очищением моря ото льда выполняются в Швеции.

В 1908 г. в России Главным гидрофизическим управлением выработана подробная инструкция по производству ледовых наблюдений с оценкой количества льда по 10-балльной шкале, а в 1913 г. Министерством торговли и промышленности России была организована Гидрометеорологическая служба Балтийского моря с хорошо оборудованными станциями.

С 1922 г. Центральным управлением морского транспорта Наркомата путей сообщения были начаты регулярные исследования ледового режима моря. Наблюдения проводились на стандартных профилях с плавающих во льдах ледоколов. С некоторыми перерывами эти наблюдения были продолжены Морским отделом Государственного гидрологического института, Ленинградским управлением Гидрометслужбы и Гидрометеорологическим отделом Главного гидрографического управления. С 60-х годов изучением ледового режима Балтийского моря занимаются Ленинградское отделение Государственного океанографического института и территориальные управления Гидрометслужбы Северо-Запада СССР, Эстонской, Латвийской и Литовской ССР. В послевоенный период систематически выполняются авиаразведки льдов. С этого времени регулярно составляются ежегодные ледовые обзоры.

К настоящему времени на Балтийском море создана обширная сеть постов и пунктов для проведения ледовых наблюдений, особенно частая в районах шхер и островов. Пункты наблюдений расположены в основном на маяках, освещающих фарватеры и в портах.

Первые обобщения исследований ледовых условий составлены еще в конце XIX в. И. Б. Шпиндлером [67]. Подробная характеристика ледового режима Финского и Рижского заливов, составленная Л. Ф. Рудовицем [54], была опубликована в 1917 г. В 1937 г. издается «Атлас ледовых условий Балтийского моря у побережья Финляндии» Р. Юрвы [100], а в 1937—1939 гг. в Швеции выходят работы К. Остмана [130, 131]. Два атласа — ледовый атлас России и Финляндии, их прибрежных вод и важных в хозяйственном и военном отношениях внутренних водных путей и ледовый атлас немецких и соседних с ними районов Балтийского и Северного морей [70, 71] изданы в Германии в 1942 г.

Из изданий послевоенного периода следует отметить созданные в 1954 г. и в 1960—1962 гг. в ГОИНе справочник «Основные гидрометеорологические сведения о морях СССР» из серии справочников «Водный кадастр Союза ССР» и «Атлас льдов Балтийского моря и прилегающих районов» [2].

Из последних изданий следует отметить совместный шведско-финский Климатический ледовый атлас Балтийского моря, Каттегата, Скагеррака и оз. Венерн (1963—1979 гг.) [77]. В Атласе приведены все основные статистические сведения о ледовых условиях Балтийского моря за указанный период наблюдений по 16 декадам ледового периода. Обработка данных выполнена путем осреднения

в узлах сетки с квадратами размером 28×28 км² (число таких квадратов составило 612).

В 1988 г. издан финский ледовый Атлас, основанный на той же информационной базе, что и предыдущий (1963—1980 гг.) и с той же сеткой квадратов [135]. Основное отличие названных атласов заключается в том, что в первом дается характеристика ледяного покрова по декадам, т. е. в фиксированный промежуток времени, а во втором — дается время наступления стационарных ледовых условий.

Современные сведения о ледовом режиме открытой части Балтийского моря, прилегающей к СССР, изложены в справочнике «Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР» [13]. В нем приведены статистические характеристики основных элементов ледового режима, включая сроки появления и исчезновения льда, границы распространения плавучего и неподвижного льда, вероятности встречи со льдами разной сплоченности и возраста, полученные на основе обработки рядов наблюдений гидрометеорологических станций и материалов ледовых авиаразведок за период с 1951 по 1975 г.

В настоящее время СССР не имеет полного банка данных ледовых наблюдений по всему морю. Однако в названных выше публикациях содержатся практически все основные сведения о ледовом режиме моря за последние десятилетия. Поэтому было принято целесообразным в настоящем издании ограничиться общей характеристикой ледового режима моря с более подробным изложением результатов по открытой части Балтики, прилегающей к СССР, и описанием результатов расчетов многолетних колебаний ледовитости Балтийского моря, которые отсутствуют в ранее опубликованных работах. Описания дрейфа льда и условий ледового плавания будут приведены в последующих томах настоящего издания при характеристике Финского и Рижского заливов, так как основной массив данных по этим характеристикам накоплен для этих заливов.

4.6.2. Характеристика ледового режима

Ледовый режим Балтийского моря определяется географическим положением и климатическими условиями отдельных его районов, распресненностью вод под влиянием берегового стока, интенсивность теплообмена открытой части моря с заливами и Северным морем. В северных и восточных районах моря из-за более частых вторжений холодных воздушных масс наблюдаются относительно суровые ледовые условия. При продвижении на запад и на юг количество льда уменьшается, так как в этих районах преобладает влияние теплых воздушных масс Атлантики.

Процессы ледообразования и таяния льдов зависят от типа суровости зим, определяемого в основном суммой отрицательных температур воздуха [4]. В суровые зимы ледяной покров образуется повсеместно и занимает всю северную часть моря и прибрежные воды центральной и южной частях Балтики; в умеренные зимы ледяной покров наблюдается в северной части моря примерно до 50°30′ с. ш., в прибрежных водах центральной Балтики и на мелководных акваториях южной части Балтики; в мягкие зимы лед распространяется в основном вдоль берегов северной и отчасти центральной части Балтийского моря.

Для характеристики ледового режима Балтийское море обычно разделяют на отдельные крупные бассейны (рис. 4.46). Время эволюции ледяного

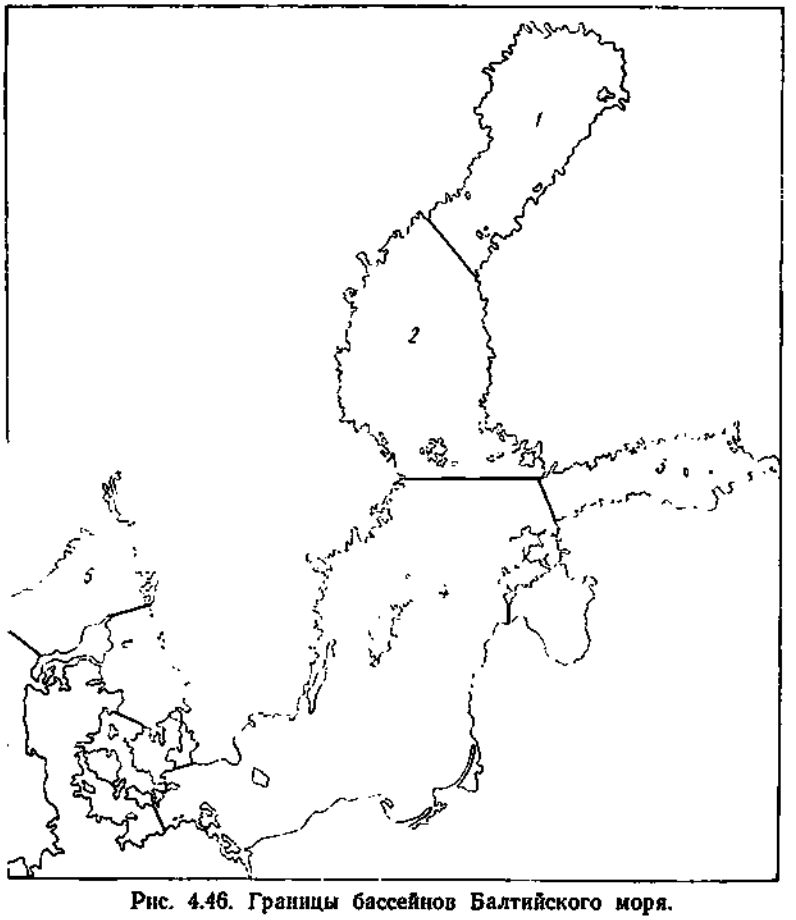


Рис. 4.46. Границы бассейнов Балтийского моря.

покрова в центральных районах выделенных бассейнов показано на рис. 4.47 [77], на котором представлено распределение относительной площади ледяного покрова S для основных бассейнов Балтийского моря по месяцам за период с 1963/64 по 1978/79 г. При этом под относительной площадью ледяного покрова понимается отношение площади, покрытой льдом, к общей площади бассейна.

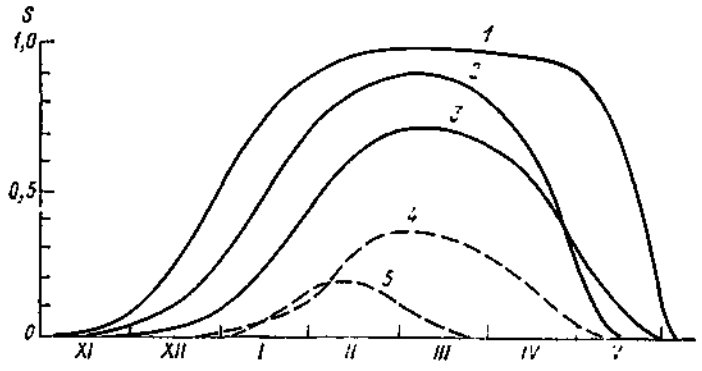


Рис. 4.47. Относительная площадь ледяного покрова S в центральных районах различных бассейнов.

1, 2, 3, 4, 5 — номера бассейнов согласно рис. 4.46.

В северной части собственно Балтийского моря в прибрежной зоне ледяной покров образуется ежегодно независимо от типа зимы.

В мягкие зимы в открытых районах северной части моря лед появляется в конце января, больше всего льда наблюдается на выходе из Финского залива в 1-й и 2-й декадах марта; представлен он в основном серым мелко- и крупнобитым льдом (рис. 4.48 и 4.49).

В умеренные и суровые зимы лед появляется в конце декабря в начале января, своего максимального развития он достигает во 2-й и 3-й декадах марта и в суровые зимы покрывает северную часть моря полностью. В это время наблюдаются льды разного возраста и форм: от светлого ниласа до белого льда и от мелкобитых льдов в районе кромки до мощных ледяных полей в центральных районах. К концу 3-й декады апреля лед практически полностью вытаивает (см. рис. 4.48 *б*, *в* и 4.49 *б*, *в*).

В отдельные очень суровые зимы северная часть моря в феврале и марте покрыта сплошным 10-балльным льдом. Граница припая в такие зимы располагается южнее широты Стокгольма (см. рис. 4.49 *г*). Исчезает лед только в 1-й декаде мая.

У советского побережья открытой Балтики в мягкие зимы лед появляется в северной части прилегающей к побережью акватории на мелководьях, в узкостях и проливах, как правило, только во 2-й декаде января (см. рис. 4.48 *а*). Во 2-й декаде марта он достигает максимального развития и распространяется на расстояние до 10 км от берега (см. рис. 4.49 *а*). Максимальная толщина ровного льда в среднем не превышает 15—17 см, а вероятность встречи со льдом толщиной 30 см на выходе из Ирбенского пролива составляет в марте 50 %. В 3-й декаде апреля лед полностью исчезает.

В умеренные зимы лед образуется в районе островов Хийумаа и Сааремаа в 1-й декаде января. Мористее этих островов и на выходе из Ирбенского пролива во 2-й и 3-й декадах января образуется битый лед из темного и светлого ниласа (см. рис. 4.48 *б*). К югу от него полосой 10—15 км вдоль побережья примерно до 56° с. ш. лед представлен первичными формами сплоченностью от 4 до 9 баллов. Наибольшее развитие покрова наблюдается с 3-й декады февраля по 2-ю декаду марта, при этом лед распространяется в сторону открытого моря на расстояние до 25 км (см. рис. 4.49 *б*). Максимальная толщина припая в это время может достигать 40—45 см, ровного плавучего льда — 25 см. Полное очищение ото льда происходит в 1-й декаде апреля.

В суровые зимы лед образуется в районе островов Хийумаа и Сааремаа в 3-й декаде декабря (см. рис. 4.48 *в*). Во 2-й декаде января дрейфующий лед распространяется на 20—25 км к западу от о. Хийумаа, а к югу — до границы с Польшей. Во 2-й декаде февраля к северу от Ирбенского пролива кромка льдов распространяется от берегов на 100—150 км, к югу — на расстояние до 40—50 км. Ширина припая у островов Хийумаа и Сааремаа достигает 4—5 км. Максимальное количество льда наблюдается в 1-й и 2-й декадах марта (см. рис. 4.49 *в*). Толщина льда в это время по данным береговых гидрометеорологических станций достигает 50—63 см.

В очень суровые зимы, выделяемые иногда в качестве подтипа суровых зим для характеристики наиболее сложных ледовых условий, до февраля развитие ледовой обстановки мало отличается от ее развития в суровые зимы. Наибольшие различия наблюдаются в феврале и марте. Максимального развития ледяной покров чаще достигает в 3-й декаде марта (см. рис. 4.49 *г*), хотя в ряде случаев под влиянием раннего затока холодного воздуха в эти районы наибольшее развитие ледяного покрова может наблюдаться и во второй половине февраля. В этот период вдоль советского побережья Балтийского моря, устанавливается припай, ширина которого достигает на севере 20 км, на юге до 10 км; дрейфующий лед состоит в основном из серого и серо-белого льда. Максимальная толщина льда по данным гидрометстанций достигает у берегов 60—75 см. В очень суровую зиму 1941/42 г. льды, смерзшись, образовали вдоль берега пояс белого тористого льда толщиной 50—60 см. Очищение ото льда происходит в 3-й декаде апреля, а в северной части в районе островов Хийумаа и Сааремаа отдельные полосы и пятна льда могут наблюдаться и в 1-й декаде мая.

Южные районы Балтийского моря в мягкие зимы обычно не замерзают. В умеренные и суровые зимы вдоль польского, немецкого и датского побережий образуется плавучий лед небольшой мощности. Так, у побережья восточной Германии даже в суровые зимы море покрывается льдом только на 30—45 дней [64]. Тем не менее в суровые зимы наличие льда является серьезной помехой для судоходства, и плавание судов при подходе к портам осуществляется с помощью ледоколов.

В южных районах Балтики наибольшее количество льда наблюдается в конце января — в феврале. Лед представлен в основном мелко- и крупнобитыми формами. Толщина льда обычно не превышает 20—30 см. Полное очищение ото льда происходит

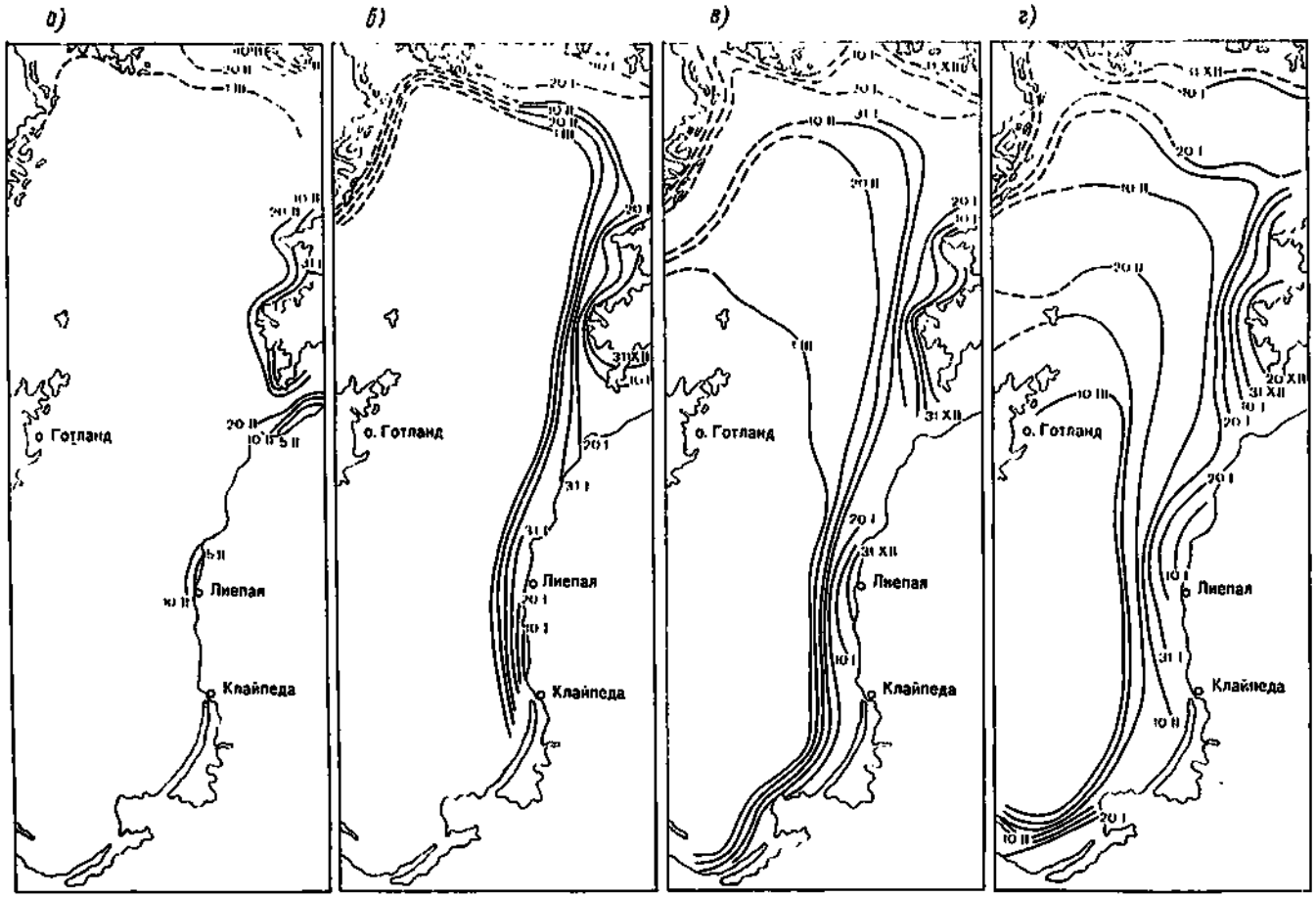


Рис. 4.48. Средние сроки устойчивого появления льда.

а — мягкая зима, *б* — умеренная, *в* — суровая, *г* — очень суровая.

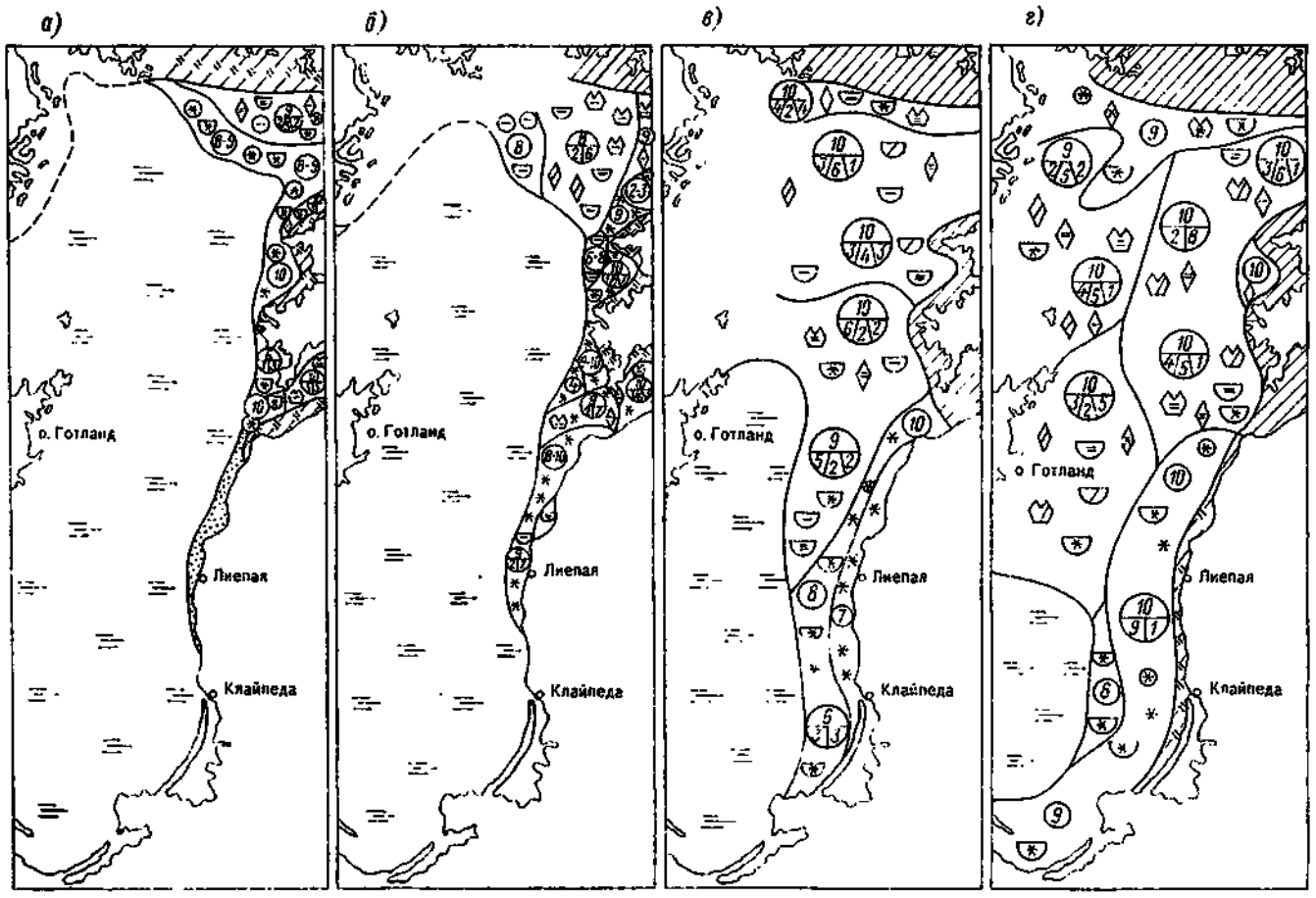


Рис. 4.49. Среднее распределение льда в момент максимального развития.

а — мягкая зима, *б* — умеренная, *в* — суровая, *г* — очень суровая.

в умеренные зимы в середине февраля, в суровые зимы в начале марта.

Своеобразные ледовые условия наблюдаются в Датских проливах. Здесь соленость вод составляет в среднем около 10 ‰ на поверхности и около 15 ‰ в глубинных слоях. Как следствие, замерзание происходит позднее, чем в других районах, несмотря на наличие мелководий и значительную изрезанность береговой черты. В суровые зимы эпизодически под воздействием ветров восточных направлений в Датские проливы поступает лед из Балтийского моря. В мягкие и умеренные зимы процессы ледообразования в проливах кратковременны. Максимальное количество льдов в Датских проливах за период с 1896 по 1955 г. наблюдалось 22 февраля 1947 г. [17], с 1956 по 1985 г. суровыми были зимы 1955/56, 1962/63, 1969/70, 1978/79, 1981/1982 и 1984/85 гг.

Вдоль восточного побережья Швеции лед образуется практически каждый год. В суровые зимы лед распространяется до о. Готланд, а его толщина может достигать 30—40 см. Более суровые ледовые условия по сравнению с открытыми районами наблюдаются в Ботническом, Финском и Рижском заливах, так как здесь кроме географического положения сказываются распреснение вод и уменьшение глубин.

Ботнический залив разделен на два сравнительно изолированных бассейна, вследствие чего в северной его части наблюдаются более суровые условия, чем в южной. Ледообразование начинается в северной части залива в 20-х числах ноября после устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С и распространяется на юг и вдоль берегов. В центральных районах южной части залива в умеренные зимы лед появляется только в начале февраля. В наиболее суровые зимы лед появляется здесь в конце октября — начале ноября, в мягкие — в начале января. Вытапвание льда в южной части залива в умеренные зимы происходит во второй половине апреля, в северной — во второй половине мая. В суровые зимы в северной части Ботнического залива лед держится до июня и может даже в июне препятствовать движению судов.

Максимальное распространение ледяного покрова в Ботническом заливе наблюдается в середине марта, а толщина припая в наиболее суровые зимы в некоторых пунктах прибрежной зоны достигает 120—150 см. Для Ботнического залива характерны сжатие и торошение льдов. Максимальная высота береговых торосов в суровые зимы может достигать 20 м.

Ледовые условия в Финском заливе отличаются большим разнообразием. Этому способствует его вытянутость с запада на восток на 420 км. Вследствие увеличения континентального климата и постепенного уменьшения глубины и солености вод суровость ледовых условий резко возрастает в восточной его части. В конце ноября — начале декабря лед появляется в вершине залива, в начале января — в центральной его части и лишь в конце января — начале февраля — в прибрежных районах западной части залива. Толщина льда изменяется в широких пределах. В суровые зимы в восточной части залива толщина льда достигает 70—80 см, в западной части обычно не превышает 40—50 см. В суровые зимы более 20 % площади Финского залива покрыто торосами с высотой в надводной части до 2—3 м. Максимальная высота береговых торосов может достигать 10—12 м.

Окончательное очищение ото льда в западной части залива происходит в первой половине апреля, в восточной — в конце апреля — начале мая.

В Рижском заливе ледообразование начинается с зал. Пярну, где лед образуется с середины декабря, постепенно распространяясь вдоль северо-восточного побережья залива. Наибольшую площадь льды занимают в конце февраля — в марте. В мягкие зимы припай образуется только в северных мелководных районах, в суровые — дрейфующий лед распространяется по всему заливу, а припай покрывает его северную и северо-восточную часть. На севере залива толщина льда в суровые зимы может достигать 60—70 см, а высота береговых торосов, образовавшихся во время штормовых нагонов,— 15—20 м. Разрушение льда начинается в феврале, а к марту ледяной покров обычно исчезает полностью.

Относительно суровые ледовые условия в Куршском, Висленском и Щетинском заливах. При прохождении глубоких циклонов с сильными западными ветрами здесь могут наблюдаться значительные торошения. Толщина льда в суровые зимы достигает 40 см и более.

4.6.3. Ледовитость Балтийского моря

Один из основных показателей ледового режима — ледовитость, т. е. степень распространения льда в море на определенный момент времени. Ледовитость представляют как выраженное в процентах, отношение площади, занятой льдом, ко всей площади рассматриваемого бассейна или его крупного региона. Для исследования многолетних колебаний ледовитости обычно используют площади, занятые льдом в период его максимального развития (см. рис. 4.49). В последующем изложении используется именно это понятие ледовитости.

Информационная база. Для характеристики типичных черт ледового режима Балтийского моря нами был использован ряд ледовитости за 1719—1985 гг. (266 лет) (рис. 4.50). Р. Юрва [101] рассчитал ряд ледовитости с 1830 по 1952 г., Э. Палосуо [132] дополнил этот ряд данными за период с 1719 по 1829 г. С 1953 по 1963 г. В. В. Бетиным [4] этот ряд был продолжен, а с 1964 по 1985 г. расчет максимальной ледовитости был выполнен в Ленинградском отделении Государственного океанографического института. Расчеты площади максимального распространения льда в этот период выполнялись по картам авиаразведок льда Северо-Западного Управления по гидрометеорологии, по шведским ледовым обзорным картам, а в Датских проливах — на основании бюллетеней ледовитости «Danish Government Icebreaking Service», любезно предоставленных д/ром А. С. Нельсоном.

Точность определения ледовитости в различные периоды наблюдений не одинакова. В начальный период эту площадь определяли в основном по косвенным данным, позднее — по сведениям о льдах, собранным на маяках, судах и островных станциях, и только в послевоенные годы по данным систематических авиаразведок льда, а начиная с 70-х годов и по спутниковым ТВ-снимкам. Однако несмотря на отмеченные расхождения в точности

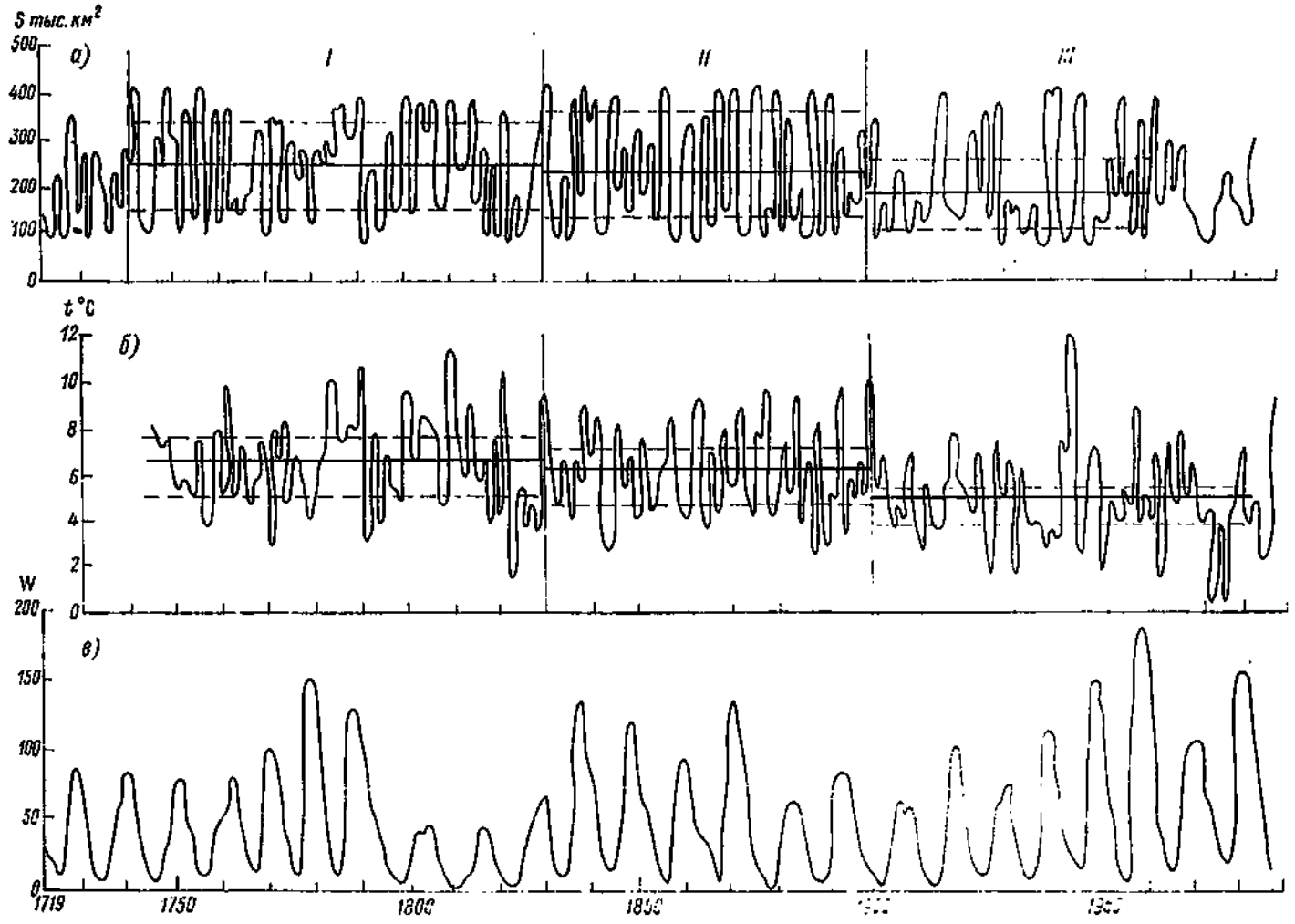


Рис. 4.50. Обобщенный ряд ледовитости Балтийского моря за период наблюдений с 1719 по 1985 г. (*а*), средней за ледовый период температуры воздуха в Ленинграде с 1743 по 1985 г. (*б*) и ряд солнечной активности с 1719 по 1985 г. (*в*).

определения ледовитости, анализируемый ряд отражает основные черты ледового режима Балтийского моря.

В качестве режимообразующих факторов ледовитости за период с 1743 по 1985 г. были рассмотрены температура воздуха в Ленинграде с ноября по март по данным Северо-Западного Управления по гидрометеорологии, атмосферная циркуляция (индексы по Г. Я. Вангенгейму) по данным ГГО с 1900 по 1985 г. за все месяцы и в целом за год, солнечная активность (числа Вольфа) с 1719 по 1985 г. [10], уровень воды на ст. Свиноуйсьце с 1811 по 1976 г. по данным Ленинградского отделения ГОИНа.

Типизация зим по степени суровости. Ледовитость зим на Балтике изменяется в широких пределах — от 60 до 420 тыс. км², когда все море покрывается льдом [4].

Большой размах колебаний ледовитости моря вызвал необходимость типизации зим по степени их суровости. В основу типизации могут быть положены разные принципы. Как уже упоминалось, обычно используют сумму градусодней мороза, накопившуюся за зимний период, которая тесно связана с площадью максимального распространения льда. При этом учитываются такие характеристики ледяного покрова, как распределение толщины льда, количество дней со льдом в году. Распределение зим по степени их суровости, основанное на таком подходе, за период с 1903 по 1976 г. опубликовано в работах [13, 31]. В. В. Бетин [4] при типизации зим использовал и такой фактор, как проходимость во льдах судов различного класса. Несколько другие результаты, в большей степени основанные на статистическом подходе, были получены А. Н. Крыниным [31]. Нами при типизации зим по суровости был использован статистический подход. Все зимы были разбиты на 5 классов: очень мягкие, мягкие, умеренные, суровые и очень суровые. При этом, если размах колебаний ледовитости обозначить через P, то каждому типу зимы будет соответствовать $^1/_5$ размаха колебаний ледовитости (табл. 4.37).

Таблица 4.37

Типизация зим по суровости и вероятность повторения P (%) определенного типа зимы n лет подряд

Тип зимы	Площадь моря, покрытая льдом, тыс. км²	Вероятность повторения типа зимы n лет подряд, %				
		1 год	2 года	3 года	4 года	5 лет
Очень мягкая	<120	26,6	7,8	1,2	—	—
Мягкая	120—190	24,2	8,6	3,3	1,2	0,4
Умеренная	191—280	15,9	3,3	0,8	0,4	—
Суровая	281—350	13,6	2,0	—	—	—
Очень суровая	>350	19,7	4,5	0,8	—	—

Следует отметить, что в ряде зарубежных изданий [77, 135], в отличие от советских, типизация зим по ледовитости не проводится и статистика ледовых характеристик рассчитывается по всему ряду наблюдений. На наш взгляд, это приводит к чрезмерному осреднению ледовых характеристик, которые могут быть не показательными для конкретных зим.

Многолетние колебания ледовитости. Обобщенный ряд ледовитости за период наблюдений с 1719 по 1985 г. приведен на рис. 4.51. Прежде чем перейти к анализу повторяемости типов зим, рассмотрим свойства самого ряда. Для его описания были построены оценки корреляционной функции и спектральной плотности ледовитости Балтийского моря (рис. 4.51). Из рис. 4.51 видно, что оценка корреляционной функции ряда ледовитости быстро затухает на начальном участке и в дальнейшем продолжает колебаться с некоторой регулярностью около нулевого уровня. Анализ спектров колебаний ледовитости при максимальном сдвиге $\tau_{max}=26$ лет (см. рис. 4.51) показал, что существенный вклад в дисперсию процесса вносят следующие гармоники: 2—3 года, 4—5 и 7—8 лет.

Из-за ограниченности исходного ряда ледовитости трудно обоснованно выделить более продолжительные периоды колебаний. Тем не менее нами была сделана попытка выделить циклы ледовитости и при τ_{max} больше 26 лет (рис. 4.52). Из рис. 4.52 видно, что в этом случае в ряду ледовитости можно выделить 11—12, 13—15, 19, 22, 29—30, 44 и 80—90-летние циклы колебаний. Полученные результаты хорошо согласуются с данными о возмущениях солнечной активности (см. рис. 4.50). Так, в спектре колебаний солнечной активности хорошо выражены 2—3-летняя цикличность [49], 7-летние циклы, которые связывают с нутацией полюсов; 19-летние циклы, связанные

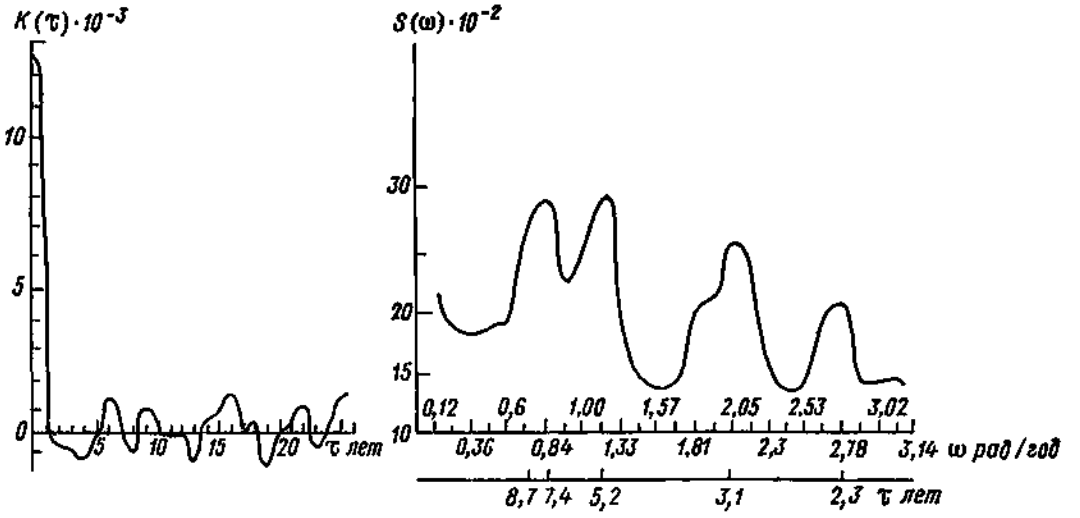


Рис. 4.51. Оценки корреляционной функции $K(\tau)$ и спектральной плотности $S(\omega)$ ледовитости Балтийского моря.

$N = 267$, $\tau_{max} = 26$ лет.

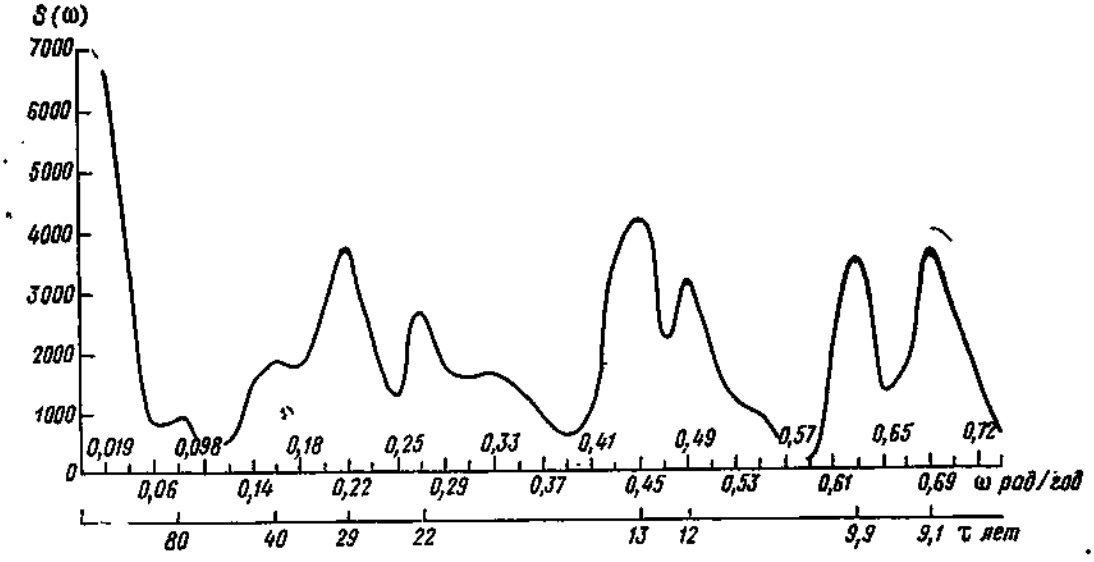


Рис. 4.52. Оценка спектральной плотности ледовитости Балтийского моря.

$N = 267$, $\tau_{max} = 160$ лет.

с деклинационными приливами, а также обусловленные солнечной активностью 11—12-летние циклы [37]. Циклы в 7—8 и 14—15 лет интерпретируются как вторичные гармоники 22—24-летних колебаний [35].

Кроме того, выделяют 80—90-летние циклы солнечной активности [36]. Наличие последнего 80—90-летнего цикла как в солнечной активности, так и в температуре воздуха, тесно связанной с ледовитостью (см. рис. 4.50), позволили в первом приближении выделить в ряду ледовитости три периода, отличающиеся друг от друга статистическими характеристиками: первый период с 1739/40 по 1829/30 г. (L_1), второй период с 1830/31 по 1899/1900 г. (L_2) и третий период с 1900/01 по 1984/85 г. (L_3). Хорошая корреляция выделенных периодов ледовитости с соответствующими периодами изменчивости температуры ($R_{T_1,L_1}=0{,}760$, $R_{T_2,L_2}=0{,}820$, $R_{T_3,L_3}=0{,}805$) также подтверждает вывод о том, что, несмотря на отмеченные выше расхождения в точности определения ледовитости, анализируемый ряд отражает основные черты ледового режима Балтийского моря.

Сравним различные статистические характеристики, выделенные по всему ряду, с соответствующими оценками, определенными по выделенным периодам (табл. 4.38). Из табл. 4.38 видно, что средний уровень и дисперсия различаются по выделенным периодам. При этом наиболее четко выделяется 3-й период ледовитости с 1900/01 по 1984/85 г.

В табл. 4.37 показана вероятность появления каждого типа зимы 2, 3, 4 и 5 лет подряд. Вероятность того, что за определенным типом зимы следующая зима по суровости будет такого же типа, составляет 26,2 %; из них вероятность повторения мягкой зимы составляет 8,6 %, вероятность повторения суровой зимы — 2,0 %. Интересно также отметить, что мягкая зима с ледовитостью 120—190 тыс. км² может повториться 5 лет подряд, причем 5-й год с вероятностью 0,4 %, в то время как суровые и очень суровые зимы ($S > 281$ тыс. км²) не встречаются более 3 лет подряд.

Таблица 4.38

Средние значения и дисперсия ледовитости Балтийского моря для всего ряда наблюдений и выделенных периодов

Характеристика	1719/20—1984/85 гг.	1739/40—1829/30 гг.	1830/31—1899/1900 гг.	1900/01—1984/85 гг.
Среднее значение ледовитости S тыс. км²	222	243	230	194
Дисперсия, $D\cdot10^{-6}$ км⁴	13 269	11 877	15 921	12 181

Для всего периода наблюдений характерно некоторое преобладание мягких и очень мягких зим (52,0 %), повторяемость суровых и очень суровых зим составляет 32,0 %. Первый период характеризуется сравнительно небольшим количеством очень мягких (20,8 %) и мягких (15,4 %) зим. Второй период характерен тем, что наряду с сохранением уровня очень суровых (23,9 %) и суровых (16,9 %) зим наблюдается повышение частоты появления мягких зим (28,2 и 23,9 %) за счет уменьшения числа умеренных зим. Третий период отличается от двух предыдущих очень высоким числом очень мягких (29,1 %) и мягких (38,4 %) зим и снижением частоты появления умеренных (9,3 %) и очень суровых зим (11,6 %). Так, в этом столетии Балтийское море полностью замерзало только два раза — в 1939/40 и 1941/42 гг., в то время как за предшествующий период с 1830 по 1900 г. море полностью было покрыто льдом в зимы 1829/30, 1866/67, 1870/71, 1876/77, 1880/81, 1887/88, 1892/93 гг.

На рис. 4.53 представлены гистограммы распределения ледовитости и «ящики Тьюки», на которых показаны средние значения ледовитости и уровни 25 и 75 %-ных квантилей для всего ряда и для каждого выделенного периода.

Из анализа данных табл. 4.38 следует, что по сравнению со средним значением ледовитости первого периода среднее значение ледовитости второго периода на 13 тыс. км² ниже, а третьего, наиболее

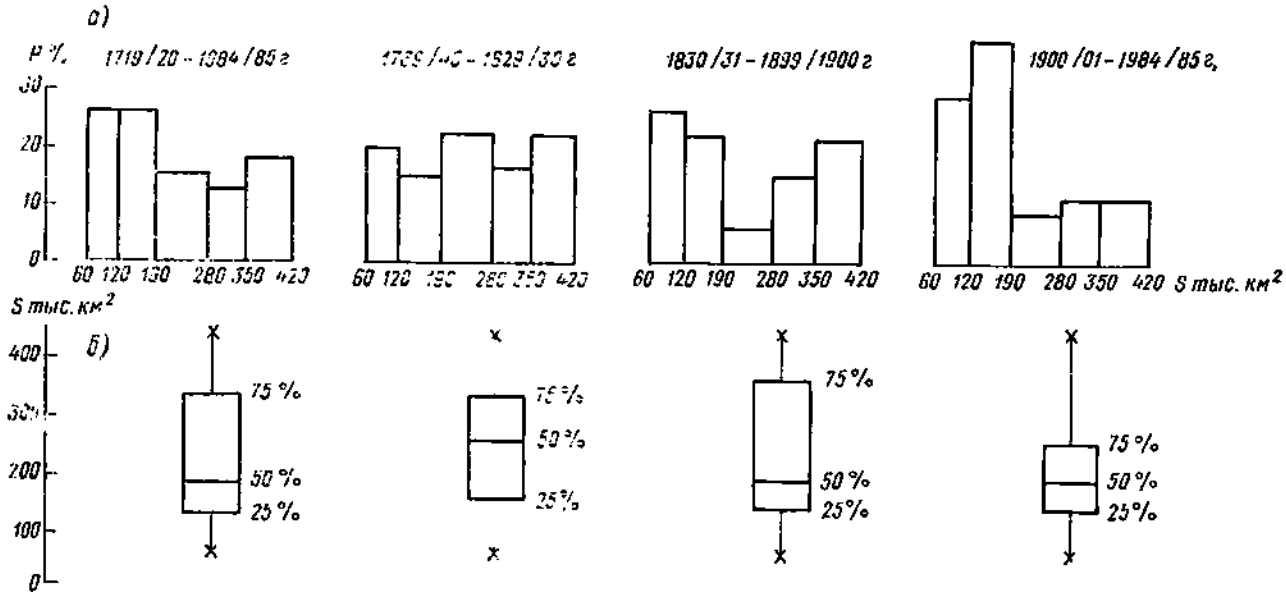


Рис. 4.53. Повторяемость типов зим (*а*) и «ящики Тьюки» (*б*) за период с 1719/20 по 1984/85 г. и для выделенных периодов.

четко выраженного, периода на 36 тыс. км² ниже второго и на 28 тыс. км² ниже общего среднего, т. е. в целом в 20-м столетии наблюдается потепление. Среднее значение ледовитости с начала столетия до 40-х годов оказалось равным 180 тыс. км², что на 42 тыс. км² ниже среднего значения ледовитости для всего ряда. Затем до 60-х годов ледовитость возросла до 217 тыс. км² и после 1963 г. до 1985 г. вновь наблюдается тенденция к потеплению — среднее значение ледовитости составляет около 180 тыс. км².

Полученные результаты близки к выводам, изложенным в работе [9], в которой, в частности, отмечается, что к 1940 г. закончилось интенсивное потепление в северном полушарии, начавшееся в конце последнего столетия; это потепление сменилось процессом похолодания, который закончился в 1960 г.; с середины 60-х годов наблюдается положительная тенденция с увеличением температуры на 0,1—0,2 °С за десятилетие. Косвенным свидетельством постепенного сокращения площади ледяного покрова являются результаты сравнения данных известных ледовых атласов Балтийского моря [2, 77, 135]. Из сравнения распределения ледовых характеристик (границы распространения льдов и припая, площади распространения льдов разного возраста, толщины ледяного покрова в различных пунктах и т. д.) можно сделать вывод, что с 60-х годов в целом, несмотря на отдельные экстремальные по ледовитости годы, наблюдается уменьшение ледовитости моря.

Проведем более подробный анализ хода ледовитости в XX в. Для этого нами было произведено 5-летнее скользящее сглаживание по всему ряду ледовитости с помощью интерполяционных полиномов. Выбор 5-летнего сглаживания обусловлен тем, что одной из наиболее выраженных гармоник в ряду ледовитости является 4—5-летняя гармоника. Этот же цикл прослеживается и на периодограмме, вычисляемой по ряду средней месячной температуры воздуха в Ленинграде [44]. На сглаженном отрезке ряда с 1900 г. были выделены участки, кратные пяти; на этих участках построены тренды, полученные методом наименьших квадратов. Количественные изменения ледовитости в год (км²/год) представлены в табл. 4.39, из которой видно, что наиболее интенсивное потепление в 20-м столетии наблюдалось с 1969/70 по 1974/75 г. и составило 23,2 тыс. км²/год, а также с середины 20-х годов до середины 30-х годов — 14,3 тыс. км²/год. Наиболее интенсивное похолодание отмечалось с середины 30-х до начала 40-х годов — 30,6 тыс. км²/год.

Таблица 4.39

Выделение локальных линейных трендов на сглаженном участке ледовитости 1900/01—1984/85 гг., их тенденции и количественные характеристики

Период, годы	Тенденция изменения ледовитости	Ледовитость, тыс. км²/год
1900/01—1909/10	—	9,61
1909/10—1914/15	+	15,8
1914/15—1919/20	—	13,2
1919/20—1924/25	+	22,1
1924/25—1934/35	—	14,3
1934/35—1939/40	+	30,6
1939/40—1949/50	—	12,3
1949/50—1959/60	+	7,7
1959/60—1969/70	+	1,8
1969/70—1974/75	—	23,2
1974/75—1984/85	+	9,3

Примечание. Здесь знаки «+» и «—» обозначают соответственно увеличение и уменьшение ледовитости.

Таким образом, проведенный анализ показал, что колебания ледовитости Балтийского моря представляют собой квазистационарный процесс с высоким уровнем составляющей белого шума. В то же время в этом процессе на коротких промежутках времени (до 8—12 лет) выделяются тенденции увеличения или изменения ледовитости, что можно использовать при ее долгосрочном прогнозировании.

Влияние режимообразующих факторов на ледовитость. Как уже упоминалось, основными режимообразующими факторами ледовитости Балтийского моря являются температура воздуха и циркуляция атмосферы. Для анализа влияния температуры воздуха на ледовитость взят ряд средней месячной температуры воздуха в Ленинграде ($\bar{t}_i$, i=XI, XII, I, II, III) за период с 1743 по 1985 г. как наиболее длительный ряд наблюдений. Кроме того, для исследования прогностических возможностей был проведен анализ для участка этого же температурного ряда с 1900 по 1985 г. Его выбор обусловлен тем, что из трех выделенных в рассматриваемом ряду ледовитости периодов именно этот период с 1900/01 по 1984/85 г. имеет наибольший средний флюктуационный период и составляющая белого шума меньше, чем во всем ряду.

По выбранному температурному ряду были вычислены средняя сезонная температура E^* и средняя многолетняя температура $\bar{T}_i$, среднее квадратическое отклонение σ_{t_i} и коэффициенты корреляции температуры с ледовитостью ($r_{L,\,\bar{t}_i}$) за периоды с 1743 по 1985 г. и с 1900 по 1985 г.

Наиболее тесная связь оказалась между ледовитостью и средней за ледовый период температурой воздуха (r=—0,80; r=—0,81), а также между ледовитостью и средней температурой воздуха в феврале (r=—0,64; r=—0,68). Средние значения температуры воздуха за период с 1900 по 1985 г. несколько больше, чем за весь период наблюдений с 1743 по 1985 г., что подтверждает сказанное выше о преобладании в этом периоде мягких зим.

Кроме коэффициентов корреляции были рассчитаны оценки авто- и взаимных корреляционных функций ледовитости и температуры воздуха за каждый месяц и средней температуры за ледовый период. Анализ вида функций показал, что больше всего общего с ледовитостью в корреляционной структуре имеет температура воздуха за февраль. Из рис. 4.54 *б* следует, что, так же, как корреляционная функция ледовитости (см. рис. 4.51), корреляционная функция температуры воздуха за февраль быстро затухает на начальном участке и продолжает флюктуировать около нулевого уровня с незначительными отклонениями от положительных до отрицательных значений, что свидетельствует о наличии как отрицательной, так и положительной корреляции, т. е. при возрастании одного из процессов имеет место уменьшение (увеличение в случае положительной корреляции) другого. Корреляционная функция температуры воздуха за

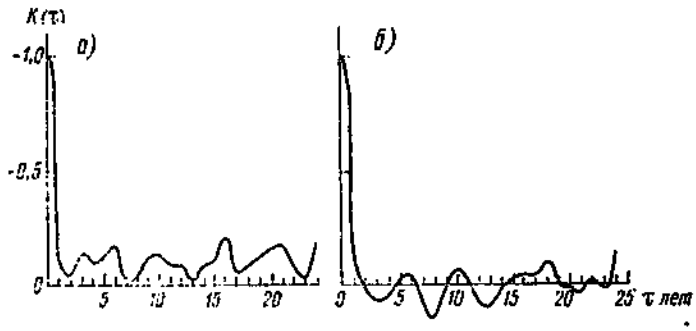


Рис. 4.54. Оценки корреляционных функций средней за ледовый период (*а*) и средней за февраль (*б*) температуры воздуха в Ленинграде за период с 1743 по 1985 г.

другие месяцы затухает медленно, а корреляционная функция средней за ледовый период температуры воздуха характеризует наличие только отрицательной корреляции (см. рис. 4.54 *а*).

На практике для выявления корреляционных связей используют сумму накопленных за определенный период или за весь зимний период отрицательных температур воздуха, так называемую сумму градусо-дней мороза. При этом в ряде случаев полученные связи имеют прогностическое значение [4].

Для анализа влияния второго режимообразующего фактора — атмосферной циркуляции — были взяты индексы W, E, C (по Г. Я. Вангенгейму) по месяцам, их суммы за год $\sum_{i=1}^{12} W_i$, $\sum_{i=1}^{12} E_i$, $\sum_{i=1}^{12} C_i$ (как бы накопленная циркуляция) и сумма индексов по гидрологическим сезонам. В качестве гидрологических сезонов были взяты: зима — декабрь, январь, февраль, март; весна — апрель, май; лето — июнь, июль, август; осень — сентябрь, октябрь, ноябрь.

Были рассчитаны средние значения, дисперсия и коэффициенты корреляции ледовитости с выбранными индексами за период с 1900 по 1985 г., а также взаимная корреляционная функция со сдвигом $\tau = 1, 2, \ldots, 8$ лет. Коэффициенты корреляции для каждого месяца и каждого из трех типов циркуляции W, E, C с ледовитостью оказались малы: с января по август для всех форм их значения составляют 0,1 и ниже, с сентября несколько увеличиваются и наибольших значений ($r_{C,L} = 0{,}29$, $r_{E,L} = -0{,}24$) достигают в октябре.

Были также рассчитаны сезонные коэффициенты корреляции с нулевым сдвигом и со сдвигом = 1, 2, ..., 8 лет. Оказалось, что в весенний и летний периоды корреляционные связи ледовитости со всеми типами атмосферной циркуляции выражены слабо (коэффициенты корреляции низкие). Осенью и зимой коэффициенты корреляции увеличиваются. Коэффициенты корреляции равны: осенью $r_{C,L} = 0{,}28$, $r_{E,L} = -0{,}23$, $r_{W,L} = -0{,}03$; зимой $r_{C,L} = 0{,}24$, $r_{E,L} = 0{,}07$. Максимальный коэффициент корреляции, характеризующий связь ледовитости с западным типом циркуляции, равен $r_{W,L} = -0{,}35$.

При упреждении рядов W, E, C относительно ледовитости месячные и сезонные коэффициенты корреляции уменьшаются и вновь незначительно увеличиваются при $\tau = 3$ года в зимний период.

Для более четкого выявления характера корреляционных связей между ледовитостью и атмосферной циркуляцией в зимний период было сделано следующее. Ряды ледовитости и накопленные суммы типов атмосферной циркуляции за зимний период отфильтровывались фильтром Баттерворта на частотах, соответствующих спектральным максимумам.

Для определения связи между рядами ледовитости, солнечной активности и уровня воды были выполнены спектральный анализ и расчеты коэффициентов корреляции.

В рядах ледовитости и солнечной активности прослеживаются одинаковые циклы: 2—3 года, 4—5, 7—8, 11—12, 14—15, 19, 22, 80—90 лет (см. рис. 4.51). Расчеты показали, что прямая связь между солнечной активностью и ледовитостью отсутствует: коэффициент корреляции r при нулевом сдвиге оказался равным —0,01, при увеличении сдвига $r < -0{,}01$. При использовании солнечных гомологов с 22-летним циклом [25] максимальный коэффициент корреляции оказался равным —0,48.

Если в качестве дополнительного фактора использовать уровень моря (нами был взят средний уровень за зимний период на ст. Свиноуйсьце за период 1811/12—1975/76 гг.), то максимальный коэффициент корреляции получается при нулевом сдвиге, а ($r = -0{,}23$). Это означает, по-видимому, что между ледовитостью и уровнем имеется слабовыраженная опосредованная связь. Действительно, если над Балтикой преобладает циклоническая деятельность, то увеличивается вероятность ветров западного направления.

Средний уровень воды у восточного и частично у южного побережья моря в это время имеет повышенный фон, а температура воздуха, наоборот, выше, чем при антициклоническом типе погоды. В результате средний уровень на ст. Свиноуйсьце оказывается повышенным, а ледовитость пониженной.

Проведенные расчеты представляют собой лишь первые шаги в решении сложной проблемы прогнозирования ледовитости Балтийского моря. Нами была сделана попытка определения степени влияния на ледовитость факторов как общепланетарного (солнечная активность), так и местного (температура воздуха) масштабов. Исследования показали, что наиболее хорошие результаты получаются при использовании в качестве предиктора температуры воздуха за период с 1900 по 1985 г.

В дальнейшем для повышения уровня предсказуемости ледовитости необходимо проведение многофакторного анализа с использованием в качестве предикторов таких факторов, как интенсивность солнечной активности с учетом цикличности, типы атмосферной циркуляции планетарного и местного масштабов, теплозапас вод Северной Атлантики в период, предшествующий образованию на Балтике ледяного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А. Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 248 с.

2. Атлас льдов Балтийского моря и прилегающих районов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— Ч. 1.— 63 с.; 1961.— Ч. 2.— 137 с.

3. Березкин Вс. А. Гидрологический режим Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.— 262 с.

4. Бетин В. В. Ледовые условия в районе Балтийского моря и на подходах к нему и их многолетние изменения//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 41.— С. 54—125.

5. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов, прогноз и управление/Пер. с англ.— М.: Мир, 1974.— 406 с.

6. Бончик И. Водные массы южной Балтики и их основные свойства//Океанология.— 1967.— Т. 6. Вып. 2.

7. Бычкова И. А., Викторов С. В., Виноградов В. В. Использование спутниковых данных для изучения апвеллинга и фронтогенеза в Балтийском море//Исследование Земли из космоса.— 1985.— № 2.

8. Бычкова И. А., Викторов С. В. Выявление и систематизация апвеллингов Балтийского моря//Океанология.— 1987.— Т. 27. Вып. 2.

9. Винников Н. Я., Груза Г. В., Захаров В. Ф. и др. Современные изменения климата северного полушария// Метеорология и гидрология.— 1980.— № 6.— С. 5—17.

10. Витинский Ю. И. Циклы солнечной активности.— М.: Знание, 1972.— 48 с.

11. Воронцов А. А., Дремова С. А., Михайлов Н. Н. и др. Освещенность Балтийского моря данными океанографических наблюдений.— Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1987.— 113 с.

12. Воронцов А. А., Михайлов Н. Н., Ульянич И. Г. Методы и программное обеспечение статистической обработки данных в РСБД «Океанография — Моря СССР»// Тр. ВНИИГМИ—МЦД.— 1988.— Вып. 144.— С. 3—26.

13. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Справочник. Т. 1. Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 173 с.

14. Гидрометеорологическая характеристика Балтийского моря/Под ред. Л. Ф. Рудовица.— Свердловск—Москва: Гидрометеоиздат, 1943.— 249 с.

15. Давидан И. Н., Михайлов А. Е., Смирнова А. И. Долгопериодная изменчивость гидрологических условий Балтийского моря//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 4.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 6—61.

16. Давидан И. Н., Михайлов А. Е., Смирнова А. И. Долгопериодные изменения гидрологических условий в центральной части Балтийского моря и их связь с атмосферными процессами//Метеорология и гидрология.— 1989.— № 8.— С. 65—73.

17. Дитрих Г., Калле К. Общее мореведение/Пер. с нем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 460 с.

18. Драбкин В. В., Трапезников Ю. А., Фокина М. Л. Вероятностное моделирование ледовитости Балтийского моря//Метеорология и гидрология.— 1988.— № 5.— С. 126—128.

19. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 250 с.

20. Дэйвид Г. Порядковые статистики — М.: Наука, 1979.—335 с.

21. Исследования по динамике вод Балтийского моря/Под ред. Р. В. Озмидова — М.: изд. ИОАН, 1977.— 306 с.

22. Исследование экосистемы Балтийского моря. Вып. 1/Под ред. А. Б. Цыбань.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 196 с.

23. Исследование экосистемы Балтийского моря. Вып. 2/Под ред. А. Б. Цыбань.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 259 с.

24. Калейс М. В. Современные гидрологические условия в Балтийском море//Ambio Special Report.— 1976.— № 4.— S. 37—44.

25. Калесник В. С., Купецкий В. Н. О возможности прогноза ледовых явлений в Финском заливе Балтийского моря по солнечным гомологам//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1981.— Вып. 12.— С. 117—121.

26. Калмыков И. М., Карпова И. П. Сезонные изменения термохалинных характеристик водных масс Балтийского моря//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1983.— Вып. 13.— С. 69—77.

27. Карпова И. П. Водные массы Балтийского моря// Тр. 12-й конф. балт. океанографов и 7-го совещ. экспертов по водному балансу Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— С. 158—161.

28. Карпова И. П., Михайлов А. Е. Водные массы// Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— С. 98—102.

29. Кермут Щ. Водные массы Балтийского моря.— М., 1980.— 11 с.— Деп. в МГУ 22.12.1980, № 5421-80.

30. Климатический и гидрологический атлас Балтийского моря/Под ред. В. С. Самойленко.— М.: Гидрометеоиздат, 1957.— 106 с.

31. Крындин А. Н. Межгодовые изменения ледовитости Балтийского моря и возможность их долгопериодного предсказания на основе учета осенне-предзимнего теплового состояния океана и атмосферы//Тр. ГОИН.— 1965.— Вып. 86.— С. 3—35.

32. Лебединцев А. А. Гидрологические и гидрохимические исследования восточной части Балтийского моря с заливами Финским и Рижским по международной программе в августе—сентябре 1908 г.//Тр. Балтийской экспедиции. 1910.— Вып. 1.— С. 1—87.

33. Ледер И. З. Районирование береговых гидрологических наблюдений по статистическим параметрам//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 110.— С. 63—75.

34. Лундберг О. Р. Определение коэффициентов вертикальной температуропроводности на основе измерений температуры воды в Балтийском море//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 81.— С. 94—105.

35. Любарский А. Н., Петров Л. С. Некоторые особенности современных колебаний климата Арктики//Метеорологические исследования. № 26.— М., 1981.— С. 12—20.

36. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 128 с.

37. Максимов И. В., Саруханян Э. Н., Смирнов Н. П. Космогеофизический фон макропроцессов в океане и атмосфере и сверхдолгосрочный прогноз//Климатология и сверхдолгосрочный прогноз.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— С. 18—25.

38. Мамаев О. И. Океанографический анализ в системе t—S—T—p.— М.: изд-во Моск. ун-та, 1963.— 228 с.

39. Микулинская С. М., Михайлов Н. Н. и др. Метод анализа сезонной изменчивости неэквидистантных временных рядов гидролого-гидрохимических данных//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 109—132.

40. Михайлов А. Е. и др. Поднапазонное описание режима Балтийского моря//Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Актуальные проблемы развития океанограф. информ.».— Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД. 1989.— С. 112—113.

41. Михайлов А. Е., Шахвердов Д. В. Исторический очерк изученности течений в Невской губе (исследование схем течений)//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1977.— Вып. 9.— С. 84—106.

42. Михайлов Н. Н. Специализированный банк океанографических данных Балтийского моря//Тр. ВНИИГМИ—МЦД.— 1983.— Вып. 88.— С. 37—48.

43. Михайлов Н. Н., Ульянич И. Г. Структура и содержание информационной базы 1-й очереди банка океанографических данных по Балтийскому морю//Тр. ВНИИГМИ—МЦД.— 1984.— Вып. 113.— С. 8—26.

44. Морочковский В. А., Рожков В. А., Смирнова А. И. Анализ межгодовой изменчивости и трендов гидрометеорологических процессов//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 149—166.

45. Мякишева Н. В. и др. Оценки вероятностных характеристик сезонной и суточной изменчивости гидрометеорологических процессов//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 47—77.

46. Овсянников А. Н., Иванов Г. С. Сезонная и многолетняя изменчивость морских гидрологических элементов по наблюдениям вековой сети//Тр. ГОИН.— 1978.— Вып. 137.— С. 4—16.

47. Океанографические таблицы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 478 с.

48. Померанец К. С. Пространственная изменчивость температуры воды в Балтийском море//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 110.— С. 37—44.

49. Привальский В. Е. Климатическая изменчивость: стохастические модели, предсказуемость, спектры.— М.: Наука, 1985.— 184 с.

50. Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 255 с.

51. Рожков В. А. Анализ натурных данных в проекте «Моря СССР»//Режимообразующие факторы, информационная

база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 9—22.

52. Рожков В. А., Михайлов А. Е., Михайлов Н. Н. и др. Современное состояние банка океанографических данных по Балтийскому морю и перспективы его использования//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 159—191.

53. Рожков В. А., Чернышев С. Е., Трапезников Ю. А., Яворский И. Н. Сопоставление методов оценивания вероятностных характеристик сезонных изменений океанологических процессов//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 138—149.

54. Рудовиц Л. Ф. Ледяной покров Финского залива и Аландского моря.— Петроград: изд. Главного гидрографического управления, 1917.— С. 1—13.

55. Соскин И. М. Международные экспедиционные исследования на Балтийском море//Информационный сборник. № 4.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— С. 88—91.

56. Соскин И. М. Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 160 с.

57. Суставов Ю. В. Общая характеристика основных факторов, формирующих изменчивость процессов Балтийского моря//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 42—46.

58. Суставов Ю. В. Формирование изменчивости гидрофизических процессов в морях с различным характером водообмена с океаном//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 266—288.

59. Суставов Ю. В., Михайлов А. Е. Крупномасштабная изменчивость термосолевого режима в зоне воздействия процессов водообмена//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 46—53.

60. Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 351 с.

61. Трапезников Ю. А., Чернышев С. Е. Оценивание вероятностных характеристик годового хода по данным сезонной съемки//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— С. 132—138.

62. Тьюки Д. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ/Пер. с англ.— М.: Мир, 1981.— 693 с.

63. Филюшкин Б. Н., Кукса В. И. Перемешивание вод//Гидрология Тихого океана.— М.: Наука, 1968.— С. 167—196.

64. Хупфер П. Балтика — маленькое море, большие проблемы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 135 с.

65. Шокальский Ю. М. Седьмой международный географический конгресс в Берлине осенью 1899 г.//Записки по гидрографии.— 1900.— Вып. 21.— С. 227—255.

66. Шпаер И. С. и др. Сопоставление гидрохимических данных, полученных различными методами, с помощью разведочного анализа//Режимообразующие факторы, гидрометеорологические и гидрохимические процессы в морях СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1988.— С. 146—160.

67. Шпиндлер И. Б. Вскрытие и замерзание морей у берегов России//Записки по гидрографии.— 1893.— Т. 14.— С. 25—40.

68. Экосистемы Балтики в мае—июне 1984 г. (по материалам 39-го рейса НИС «Академик Курчатов»/Под ред. О. И. Кобленц-Мишке.— М.: изд. ИОАН, 1987.— 439 с.

69. Ambjörn C., Gidhagen L. Vatten- och Materialtransporter mellan Bottniska Viken och Östersjön//SMHI. Nörrköping.— 1979.— Rapp. RHO.— N 19.— 78 p.

70. Atlas der Eisverhältnisse im Deutschen und benach Ost- und Nordseegebiet//Bearbeitet von der Deutschen Seewarte.— Hamburg, 1942.— 138 s.

71. Atlas der Vereisungsverhältnisse Russland und Finnland ihrer Küstengervässer sowie wirtschaftlich und militärischer wichtigen Binnenwasserstrasser//Bearbeitet von der Deutchen Seewarte.— Hamburg. 1942.— 162 s.

72. Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nordsee und Ostsee//Einleitung G. Schott und A. Schumacher — Hamburg: Deutschen Seewarte.— 1927.

73. Beobachtungen auf den Deutschen Feurschiffen der Nord- und Ostsee in Jahre sowie Monatsmittelwerte von Temperatur und Sazgehalt des Jahres 1948—1984//Meeresk. Beobacht. und Erg. Dtsch. Hydrogr. Inst.— Hamburg.— 1948—1984.

74. Bock K. H. Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee//Erg. Deutsch. Hydrogr. Z.— 1971.— R. B. (4°).— N 12.— 148 s.

75. Bock K. H. Monatskarten der Dichte des Wassers in der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte//Erg. Deutsch. Hydrogr. Z.— 1971. R. B (4°).— N 13.— 127 s.

76. Böhnecke G., Dietrich G. Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer.— Hamburg, 1951.

77. Climatological ice atlas for the Baltic Sea, Kattegat, Skagerrak and Lake Vänern (1963—1979)//Norrköping, Helsinki. Sweden and Institute of Marine Research. 1982.— 219 p.

78. Defant A., Schubert O. Strommessungen und Ozeanographische Serien Beobachtungen der 4-Länderunternehmung im Kattegat 10—17 August 1931//Veröff. Inst. Meeresk. Univ. Berlin. A. Geogrph.— Naturwissen. Reiche.— 1934.— H. 25.— 144 s.

79. Dietrich G. Die Elemente des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee und den angrenzenden Gewässern//Deutsch. Hydrogr. Z.— 1953.— Z. 6.— S. 49—64.

80. Dietrich G. Der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltschichtung in den Britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee.— Hamburg, 1948.— 80 s.

81. Ehlin U., Ambjörn C. Oceanografiska Undersökningar i Alands Hav.//SMHI.— 1975.— Rapp. HB.— N 10.— 54 p.

82. Ehlin U., Mattisson I., Zachrisson G. Computer based calculations of volumes of the Baltic area//Proc. IX CBO.—Kiel.— P. 114—128.

83. Fonselius S. H. Hydrography of the Baltic Deep Basins//Fish. Bd. Swed. Ser. Hydrogr.— 1962.— N 13.— 41 p.

84. Fonselius S. H. Hydrography of the Baltic Deep Basins III//Fish. Bd. Swed. Ser. Hydrogr.— 1969.— N 23.— 97 p.

85. Frank H. Zur Bestimmung der Strenung von Messwerten bei mittleren Jahresgängen ozeanologischer Parameter// Beitr. Meereskunde.— 1975.— H. 36.— S. 29—51.

86. Frank H. Zur jahresseitlichen Variation des thermohalinen Geschehens im westlichen Bornholmbecken//Beitr. Meereskunde.— 1985.— H. 53.— S. 3—16.

87. Gehrke J. Beitrag zur Hydrographie des Finnischen Meerbusens//Finnl. Hydrogr.-Biol. Untersuch. Helsingfors.— 1909.— N 3.

88. Gehrke J. Beitrag zur Hydrographie des Ostseebassins//Publ. de Circ. Copenhagen.— 1910.— N 52.

89. Gidhagen L. Coastal upwelling in the Baltic — a presentation of satellite and in situ measurements of sea surface temperatures indicating coastal upwelling//SMHI.— 1984.— N 8.

90. Graqvist G. Harmonic analysis of Temperature and Salinity in the sea off Finland and changes in Salinity//Merentutk. Julk.— 1952.— N 152.— P. 3—12.

91. Granqvist G. Zur Kenntnis der Temperature und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands//Meerentutk. Julk.— 1938.— N 122.— S. 1—166.

92. Granqvist G. Hydrographical Observations made on board the s/s Aranda during the International Investigation of the Central Baltic July—August 1939//Meerentutk. Julk.— 1940.— N 128.— 24 p.

93. Handbuch der Ostsee. Nordlicher Teil. Bottnische Meerbusens und die Alandsinseln.— Hamburg, 1951.— 584 s.

94. Hela I. Secular changes in the salinity of the upper waters of the Northern Baltic Sea//Comm. Phys.-Math. Soc. Sci. Fennica.— 1966.— Vol. 31.— N 14.— 21 p.

95. Hela I. Über die Schwankungen des Ostsee mot besonderer Berücksichtingung des Wasseranstausones durch die Danischen Gewasser//Merentutk. Julk.— 1944.— N 134.— 108 s.

96. Homen T. Hydrographische Unterschungen in Nordlichen Teile der Ostsee, im Bottnischen und Finnischen Meerbusen in den Jahren 1898—1904//Finnl. Hydrogr.-Biol. Untersuchungen. Helsingfors.— 1907.— N 1.— 46 s.

97. Horstmann V. Distribution patterns of temperature and water color in the Baltic Sea as recorded in satellite images: Indicator for phytoplankton growth//Berichte aus dem Inst. für Meereskunde an der Christ. Albr. Univ. Kiel. 1983.— N 106.

98. Hupfer P. Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900//Veröff. Geoph. Inst. Leipzig—Berlin.— 1962.— Bd. 17.— H. 4.— S. 355—512.

99. Hydrographical observations on Swedish Lightships in 1951—1959.— Goteborg, 1953—1961.

100. Jurva R. Atlas der Eisverhältnisse der Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands.— Helsinki, 1937.— 121 p.
101. Jurva R. On the variation and changes of Freezing in the Baltic during the last 120 years//Fennia.— 1952.— N 75.— 53 p.
102. Karsten G. Jahresberichte der Kommissionen zur Wissenschaftlichen Untersuchung der Deutschen Meeren IV—VI.— 1878.— N 8.— S. 274—276.
103. Kirde K. Der jährliche Gang der Wassertemperatur, des Salzgehaltes und der Dichte im Finnischen Meerbusen// VI Balt. Hydrolog. Konf. Deuschland.— Berlin, 1938.— 27 s.
104. Koczy F. F. Monthly average values of hydrographical observations on Swedish lightships 1923—1952//Fish. Bd. Swed. Ser. Hydrogr.— 1954.— N 5.— 59 p.
105. Kowalik Z. Vertical heat exchange in the waters of the Baltic in the 1950—1962//Przegl. Geof.— 1966.— Vol. 11(19).— N 3.— P. 183—192.
106. Krümmel O. Zur Physik der Ostsee//Peterm. Mitt.— 1895.— Bd. 41.— H. 4.— 81 s.; — H. 5.— 111 s.
107. Lens W. Monatskarten der Temperatur der Ostsee// Erg. Disch. Hydrogr. Z.— 1971.— R. B (4°).— N 11.— 150 s.
108. Lisitzin E. Über die Durchsichting keit des Wassers im Nordlichen Teil des Baltischen Meeres//Fennia.— 1938.— Vol. 65.— N 3.— 22 s.
109. Locja Baltyku (PRL).— Gdynia. 1969.— 292 s.
110. Matthäus W. Aktuelle Trends in der Entwicklung des Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffregimes im Tiefenwasser der Ostsee//Beitr. Meereskunde.— 1983.— H. 49.— S. 47—64.
111. Matthäus W. Charakteristische Eigenschaften von Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee//Beitr. Meereskunde.— 1986.— H. 55.— S. 39—53.
112. Matthäus W. Climatic and seasonal variability of oceanological parameters in the Baltic Sea//Beitr. Meereskunde.— 1984.— H. 51.— S. 29—49.
113. Matthäus W. Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee//Beitr. Meereskunde.— 1979.— H. 42.— S. 41—93.
114. Matthäus W. Langzeitlrends der Dichte im Gotlandbecken//Beitr. Meereskunde.— 1983.— H. 48.— S. 47—56.
115. Matthäus W. Mittlere jahreszeitliche und langzeitige Veränderlichkeit des Salzgehalts im Arkonabecken//Beitr. Meereskunde.— 1985.— H. 53.— S. 17—26.
116. Matthäus W. The History of the Conference of Baltic Oceanographers//Beitr. Meereskunde.— 1987.— H. 57.— S. 11—25.
117. Matthäus W. Zur Hydrographie der Gotlandsee I. Säkulare Variationen von Salzgehalt und Temperatur//Beitr. Meereskunde.— 1972.— H. 29.— S. 35—51.
118. Matthäus W. Zur Hydrographie der Gotlandsee II. Der mittlere Jahresgang der Temperatur in Oberflächennähe// Beitr. Meereskunde.— 1973.— H. 32.— S. 105—114.
119. Matthäus W. Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee//Beitr. Meereskunde.— 1977.— H. 40.— S. 117—155.
120. Matthäus W. Zur mittleren jahreszeitlichen Veranderlichkeit von Temperatur und Salzgehalt in der Mecklenburger Bucht//Beitr. Meereskunde.— 1984.— H. 50.— S. 9—24.
121. Matthäus W. Zur mittleren jahreszeitlichen Veranderlichkeit des Oberflachensalzgehaltes in der Ostsee//Gerlands Beitr. Geophys.— 1978.— Vol. 87.— S. 369—376.
122. Matthäus W. Zur säkularen Veranderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee//Beitr. Meereskunde.— 1977.— H. 39.— S. 37—49.
123. Meereskundliche Beobachtungen auf Deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee 1924—1942//Deutsche Seewarte. Hamburg.— 1924—1942.
124. Merentutkimuslaitoksen Julkaisu.— Helsinki, 1914—1966.
125. Meyer H. A. Untersuchungen über Physikalische Verhältnisse des Westlichen Teils der Ostsee//Ein Beitrag zur Physik des Meere.— Kiel, 1871.
126. Monatskarten für die Nord- und Ostsee//Deutschen Seewarte. Hamburg.— 1935.
127. Nautical-Meteorological Annual//Danske Meteorologiske Inst.— Copenhagen. 1897—1961.
128. Oceanographical observations from Danish Lightvessels and coastal stations//Danske Meteorologiske Inst.— Kobenhavn. 1962—1984.
129. Oceanographical observations from Danish Lightvessels and coastal stations 1966. Arborger.//Publ. Danske Meteorologiske Inst.— Charlottenlund.— 1967.— 171 p.
130. Ostman C. J. Die Eisverhältnisse der schwedischer Küsten in den Winter von 1870/71 bis 1934/35//Medd. från Statens Meteor.-Hydrogr. Anstalt.— Stockholm.— Bd. 6.— N 6.— 1937.— 84 s.
131. Ostman C. J. Über den Zusammenhang zwischen Eisbildung an der schwedischen Ostküste und einigen meteorologischen Faktorn//Medd. från Statens Meteor.— Hydrogr. Anstalt.— Stockholm. 1939.— Bd. 7.— N 5.— 76 s.
132. Palosuo E. Ice in Baltic and the Meteorological Factors//J. du Conseil.— 1952.— Vol. 17.— N 2.— 27 p.
133. Piechura J. The role of the North Sea waters in the ferming of the hydrological conditins in the Baltic//Prace PIHM.— 1970.— N 98.— P. 3—24.
134. Pietikainen S. et al. Mean values and trends of physical and chemical properties in the Gulf of Bothnia 1962—1975//Fin. Mar. Res.— 1978.— N 244.— P. 64—75.
135. Phases of the ice season in the Baltic sea (North of latitude 57 °N)//Fin. Mar. Res.— 1988.— N 254.— Suppl. 2.— 83 p.
136. Report Fishery Board of Sweden. Ser. Hydrog.— Göteborg, 1948—1969.
137. Rocznik Hydrograficzny Morza Baltyckiego, 1946—1970.//PIHM. Ser. Roczniki.— Warszawa, 1951—1972.
138. Surface temperature and salinity records along the coast of Finland, July 1940—June 1952.— Helsinki, 1954.
139. Svansson A. Decade mean values of Temperatures measured on Swedish Lightships and Bornö Station 1880— 1970//Medd. Havsfiskelab.— Lysekil.— 1977.— N 231.— 73 p.
140. Svansson A. Decade mean values of Salinities measured on Swedish Lightships 1880—1970//Medd. Havsfiskelab.— Lysekil.— 1974.— N 162.— 47 p.
141. Svansson A. Interaction between the coastal zone and the open sea//Merentutk. Julk.— 1975.— N 239.— P. 11—28.
142. Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens. Skr. Fyrskeppsundersökningen.— Göteborg. 1923—1947.
143. The Belt Project. The National Agency of Environmental Protection.— Denmark. Kopenhagen, 1980—1981.
144. The climate of Denmark. Summaries of observations from Lightvessels III. Sea Temperature//Danske Meteorolog. Inst. Climatological papers.— Kobenhavn.— 1984.— N 10.— 288 p.
145. The climate of Denmark. Summaries of observations from Lightvessels IV. Salinity B//Danske Meteorolog. Inst. Climatological papers.— Kopenhavn. 1984.— N 12.— 269 p.
146. Verteljahreskarten für die Nord- und Ostsee//Deutsche Seewarte.— Hamburg, 1904.
147. Witting R. Öfvesikt af de Bottniska sjöarnas Hydrografi//Mediw geogr. för Finl.— 1905.— N 7.— S. 1—98.
148. Witting R., Pettersson H. Thalassologische Beobachtungen in Alanders und Schärenmer im Juli 1922 und Juli 1923//Merentutk. Julk.— 1925.— N 30.— 39 s.

ЧАСТЬ 5. ДИНАМИКА ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

5.1. Течения

5.1.1. Развитие физических представлений о динамике вод Балтийского моря

Инструментальная изученность течений и характеристика информационной базы. Морские течения как основной механизм водообмена, переноса веществ и энергии играют важную роль в формировании гидрологического и гидрохимического режимов Балтийского моря. Однако отсутствие длительное время должного внимания к проблеме циркуляции вод Балтики, а также отсутствие необходимых и в достаточном количестве измерителей течений привело к тому, что по сравнению с другими гидрофизическими параметрами (температурой, соленостью, уровнем воды) развитие инструментальных измерений течений в Балтийском море происходило замедленными темпами.

Первые сведения о наблюдениях над течениями в Балтийском море и его заливах относятся к середине XIX в. Уже в 1857 г. А. Штеркройц обобщил накопленные данные и дал ценную по тому времени характеристику течений Балтийского моря [264]. К этому же времени относится и начало наблюдений над течениями с помощью привязных поплавков на отдельных плавмаяках. С 1880 г. эти наблюдения на большинстве датских и шведских плавмаяков в Балтийском море и в Датских проливах стали систематическими [198, 270]. В 1900 г. подобные наблюдения начались на финских плавмаяках в Ботническом и Финском заливах, а с 1924 г. к этим работам в Датских проливах присоединилась и Германия. Сведения о плавмаяках в Балтийском море и регулярных наблюдениях над течениями на них представлены на рис. 5.1 и в табл. 5.1.

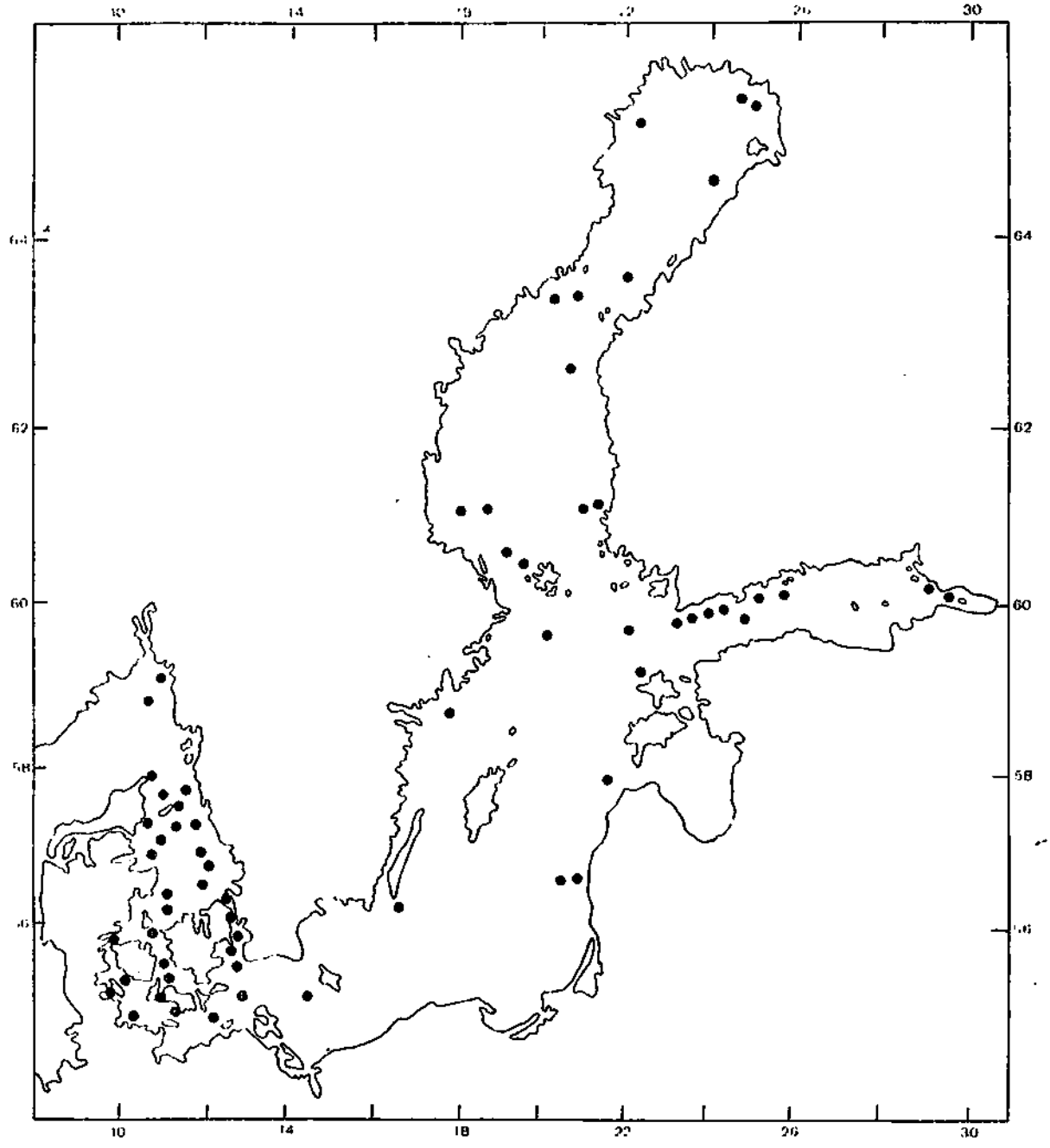


Рис. 5.1. Схема размещения плавмаяков в Балтийском море. 1880—1984 гг

Таблица 5.1

Сведения о наблюдениях над течениями на плавмаяках в Балтийском море

Плавмаяк	Координаты, с. ш.	Координаты, в. д.	Глубина, м	Горизонт наблюдений, м	Период наблюдений
			Финский залив		
Ленинград	60°02′	29°26′	22	0; 5	1924—настоящее время
Веркомматала	60 17	28 46	30	0; 9; 18	1900—1931
Кальбодагрунд	59 58	25 37	40	0; 10; 15; 20; 30	1921—1951
Хельсинки	59 58	24 55	40	0; 15; 30	1900—1957
Таллинн	59 43	24 45	25	0; 10; 25	1923—1934
Порккала ЗЮЗ	59 50	24 02	25	0; 9; 18	1920
Юссаро ЮВ	59 44	23 46	50	0; 15; 30; 45	1919
Юссаро ЮЮВ	59 44	23 44	50	0; 15; 30; 45	1920
Айаксбанка	59 42	23 12	50	0; 15; 30; 45	1920
			Открытая часть Балтийского моря		
Олегегрунд	59 34	21 59	40	0; 5; 10; 15; 20; 30	1920—1921
Хумадал	59 06	22 12	35	0; 10; 15; 20; 25; 30	1901—1940
Овиши	57 39	21 36	16	0; 10	1932—1939
Либавский 1	56 33	20 56	9	0; 5	1892—1893
Либавский 2	56 32	20 49	15	0; 5	1898—1912
Адлергрунд	54 50	14 22	19	0; 10	1924—1939
Кадет-Ренне	54 47	12 45	20	0	1976—1984
Фальстерборев	55 18	12 47	18	0; 10	1924—1969
Эландсрев	56 07	16 34	46	0; 10; 20; 30; 45	1924—1951
Хавриг	58 33	17 31	43	0; 10; 30	1964—1969
Свенска-Бьерн	59 39	19 48	45	0; 10; 20; 25; 30	1924—1964
			Ботнический залив		
Сторброттен	60 26	19 13	30	0; 5; 10; 15; 20; 26; 30	1908—1957
Грундкаллен	60 30	18 54	60	0; 30; 45; 50	1924—1969
Вастрабанкен	60 54	17 56	30	0; 25	1972
Финнгрундет	61 04	18 41	40	0; 30; 35	1924—1969
Зюйдостброттен	63 20	20 14	50	0; 40; 45	1924—1969
Сипан	63 26	20 44	30	0; 13; 25	1907—1957
Норстромсгрунд	65 08	22 20	30	0; 25	1972
Плевна	65 26	24 22	20	0; 5; 10; 15	1907—1932
Кеми	65 21	24 21	20	0; 5; 10	1933—1964
Нахкиайнен	64 35	23 52	30	0; 10; 20; 26	1907—1956
Хелсингкаллен	63 37	21 49	30	0; 13; 26	1907—1932
Сторкаллегрунд	62 40	20 43	30	0; 10; 13; 20; 25	1907—1957
Раума	61 07	21 07	20	0; 10; 20; 25; 30	1907—1951
			Датские проливы, Каттегат, Скагеррак		
Дрогден	55 32	12 43	11	0; 8	1899—1980
Оскаргрундет	55 36	12 51	11	0; 8	1924—1969
Лаппегрунд	56 04	12 37	20	0	1899—1969
Свинбадан	56 11	12 31	23	0; 18	1924—1969
Каттегат	56 15	12 15	30	0	1966—1975
Анхольт-Кноб	56 45	11 53	30	0	1975—1976
Анхольт-Норд	56 51	11 48	45	0	1899—1975
Фладен	57 13	11 52	45	0; 30; 40	1924—1969
Лесе-Тринделъ	57 28	11 25	35	0	1976—1977
Лесе-Норд	57 32	11 20	38	0	1899—1975
Винга	57 34	11 36	48	0; 30	1924—1969
Скагенс-Рев	57 46	10 43	43	0	1899—настоящее время
Лесе-Ренде	57 13	10 42	23	0	1899—1965
Эстре-Флак	56 58	10 54	15	0	1908—1961
Коббергрунд	57 09	11 23	20	0	1899—1908
Альборг-Бугт	56 51	10 48	10	0	1962—1973
Шульц-Грунд	56 09	11 11	30	0	1899—1961
Каттегат	56 06	11 09	38	0	1962—1971
Лилле-Бельт	55 27	9 43	25	0	1899—1902
Зюйд-фор-Фюн	55 03	10 05	25	0	1899—1902
Фленсбург	54 50	9 54	28	0	1936—1942
Киль	54 30	10 17	18	0	1936—1942
Самсе-Бельт	55 46	10 44	25	0	1899—1901
Хальсков-Рев	55 20	11 03	28	0	1921—1973
Сторе-Бельт	55 18	10 54	25	0	1899—1902
Фемер-Бельт	54 48	10 50	30	0	1899—1902
Фемарн-Бельт	54 36	11 09	28	0	1924—настоящее время
Гедсер-Рев	54 27	12 11	25	0	1899—1976
Гисбадарне	58 52	10 50	50	0	1925
Дунекиль	58 58	11 07	25	0; 20	1940—1945

Следует отметить, что наблюдения над течениями на плавмаяках в Балтийском море — явление в океанологии уникальное, а результаты наблюдений представляют «золотой фонд» для исследования синоптической, сезонной и многолетней изменчивости, а также для получения статистически обеспеченных режимных характеристик течений. К сожалению, в последние десятилетия наметилась тенденция к уменьшению этих «точек погоды» в Балтийском море (табл. 5.2), что придает еще большую ценность данным измерений, полученным в прошлом.

Таблица 5.2

Количественная характеристика изменения сети плавмаяков в Балтийском море за последние 100 лет по десятилетиям

Период	Дания	Швеция	Германия	Финляндия	Россия (СССР)
1881—1890	—	8	—	—	—
1891—1900	15	10	—	1	1
1901—1910	16	10	—	9	3
1911—1920	9	10	—	14	3
1921—1930	10	10	1	11	3
1931—1940	10	13	1	10	4
1941—1950	12	13	3	8	2
1951—1960	10	12	3	8	1
1961—1970	11	7	3	—	1
1971—1980	9	2	1	—	1
с 1981	2	—	1	—	1

В первом, весьма грубом, приближении определить направление главных струй или ветвей морских течений оказалось возможным с помощью так называемой «бутылочной почты», позволяющей исследовать результирующие переносы воды на большие расстояния между местом сброса и обнаружения бутылки, но оставлявшей неизвестным направление и скорость течения на отдельных участках пути. Изучение течений Балтийского моря этим методом началось с 1909 г. и продолжалось до конца 20-х годов. «Бутылочная почта» в те, не такие уж и далекие годы достаточно широко использовалась не только в морях, но и в океанах. В современных условиях изучение переноса дискретных тел (свободноплавающих буев, поплавков нейтральной плавучести и др.) основано на радиолокационных и космических средствах слежения, с высокой степенью точности прослеживающих траекторию движения этих предметов. В Балтийском море изучением переноса буев западнее о-ва Готланд занимались шведские исследователи [253].

Некоторая активизация инструментальных исследований течений в Балтийском море произошла в начале 20-х — середине 30-х годов текущего столетия. Были проведены специальные исследования циркуляции вод и режима течений в Невской губе и в восточной части Финского залива [27, 49, 53, 155 и др.]. В последующие годы экспедиционные работы в этом районе стали планомерными. Обзор исследований и современное состояние изученности течений в Невской губе и в восточной части Финского залива достаточно подробно изложены в работе А. Е. Михайлова и Д. В. Шахвердова [99].

Из зарубежных исследований этого периода следует отметить первые постановки автономных станций в проливе Скагеррак в 1911—1913 гг. [270], а также исследовательские работы, осуществленные Швецией и Финляндией в 1922—1923 гг. в Аландском и Шхерном морях при изучении водообмена между Ботническим заливом и Балтийским морем [284].

Значительный вклад в исследование течений в Балтийском море внесли экспедиционные работы 30-х годов [270]. Так, в 1931 г. в Каттегате были проведены специальные международные исследования [176], целью которых являлось изучение синоптической изменчивости гидрофизических параметров, обнаружение внутренних волн, исследование режима течений, водообмена и приливов. В эти же годы (1931—1933 гг.) исключительные по своей значимости работы по изучению течений были выполнены шведскими учеными в центральной части Балтийского моря и в районах наиболее глубоководных впадин — Готландской и Ландсортской [183, 184]. Всего было выставлено 15 многосуточных автономных станций с продолжительностью наблюдений над течениями от 1—2 до 10—15 сут [184]; в результате обработки материалов наблюдений над течениями было впервые установлено наличие инерционных течений в Балтийском море [184, 185]. В последующие годы были организованы и проведены крупные экспедиции по исследованию течений на подходах к Датским проливам со стороны Балтийского моря, в Большом и Малом Бельтах (Германия, 1936 г.) и в центральной Балтике (Германия, Швеция, Финляндия и Латвия, 1939 г.) [182, 191]. Из советских экспедиций этого периода следует отметить работы, выполненные под руководством Вс. А. Березкина в 1940 г. в северной части Балтийского моря, западной части Финского залива и Моонзунде.

Этим собственно и исчерпываются основные экспедиционные работы по исследованию течений в Балтийском море в предвоенное время. В середине 1941 г. в связи с началом военных действий на Балтийском море океанографические исследования были полностью прекращены во всех прибалтийских странах.

После окончания войны экспедиционные исследования течений в Балтийском море были продолжены. В короткий срок советскими океанологами был выполнен ряд крупных исследований, наиболее значительными из которых явились работы ГМО ВМФ под руководством В. Г. Корта в 1948—1950 гг. в центральной части Балтийского моря. Кроме инструментальных съемок течений (всего было выполнено пять съемок течений на 316 станциях) на акватории Балтийского моря были выполнены и многосуточные наблюдения на восьми станциях в глубоководных районах моря с целью исследования скорости развития и затухания ветровых течений, вертикального профиля скорости течений и др. На основе полученных результатов В. Г. Кортом была разработана методика расчета непериодических течений в море [124].

Новый этап в изучении течений Балтийского моря наступил в 60-х годах в связи с широким применением автономных буйковых станций (АБС). Развитие этого метода стало возможным благодаря тому, что в СССР АБС обеспечивались отечественными (разработанными в ААНИИ) самописцами течений типа БПВ, и метод хорошо зарекомендовал себя во время опытных постановок в различных районах Мирового океана. В октябре

1960 г. Ленинградским отделением Государственного океанографического института на э/с «Океанограф» были осуществлены две опытные постановки АБС в восточной и западной частях Финского залива [101]. В дальнейшем ежегодно в различных районах Балтийского моря производились постановки АБС, и к настоящему времени накопился значительный материал наблюдений над течениями (свыше 750 постановок АБС).

В середине 60-х годов экспедиционные исследования динамики вод Балтийского моря получили еще большее развитие на основе кооперации прибалтийских государств. Этому прогрессу исследований немало способствовали регулярно созываемые конференции балтийских океанографов. В августе 1964 г. в Балтийском море во время проведения международной синоптической съемки были выполнены уникальные по своей значимости, составу и широте охвата наблюдения пространственно-временной изменчивости гидрофизических и гидрохимических характеристик [174]. Но основной задачей этих исследований являлось изучение синоптического масштаба изменчивости динамических, физических и химических процессов в открытой части Балтийского моря в районах основных глубоководных впадин: Арконской, Борнхольмской, Гданьской, Готландской, Форе и Ландсортской (рис. 5.2, табл. 5.3). Значительные

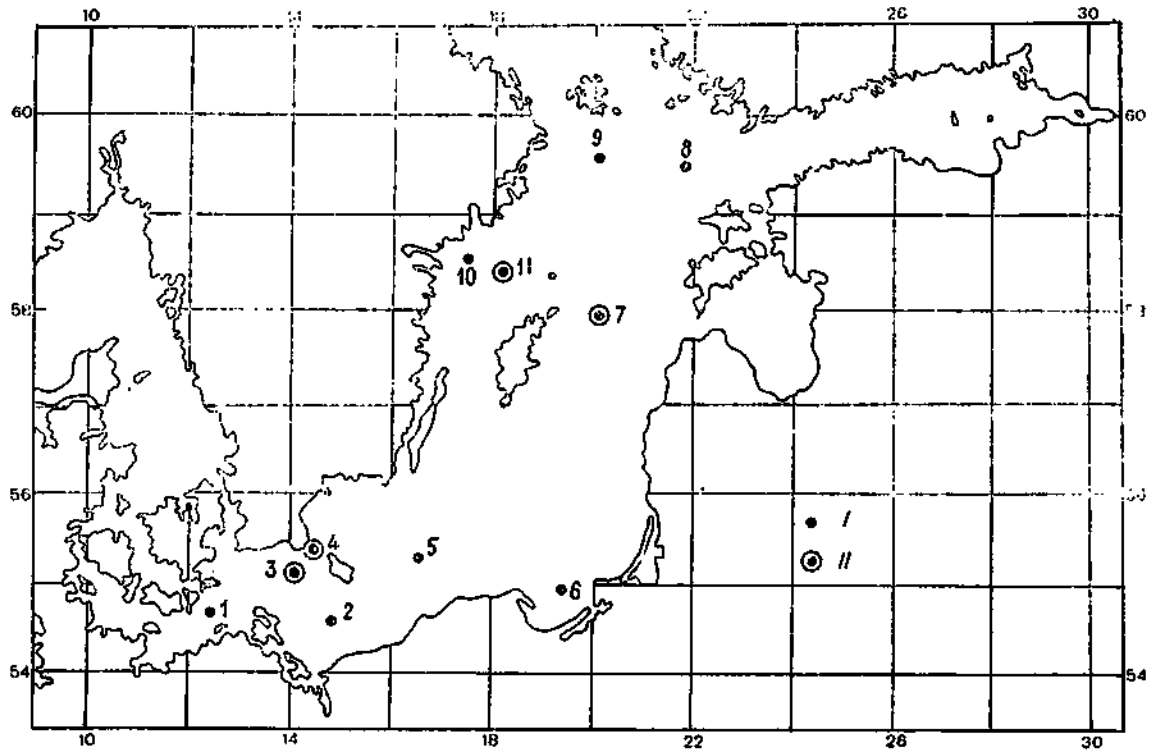


Рис. 5.2. Схема размещения многосуточных (*I*) и автономных (*II*) буйковых станций в Балтийском море в августе 1964 г.

Цифры в поле рисунка соответствуют номеру в табл. 5.3.

Таблица 5.3

Сведения о наблюдениях над течениями в Балтийском море в августе 1964 г.

№ п/п	Судно, станция плавмаяк	Страна	Координаты		Глубина, м	Дискретность, ч	Горизонт наблюдений, м
			с. ш.	в. д.			
1	НИС «Профессор О. Крюммель»	ГДР	54°38,1′	12°31,3′	17	1,0	5; 10; 15
2	НИС «Карл Либкнехт»	ГДР	54 41	14 49	52	1,0	5; 15; 25; 35; 50
3	Станция-1	ФРГ	55 05,4	14 07,4	46	0,5	17; 21; 27; 31; 37; 41
4	Станция-2	ФРГ	55 20,2	14 29	54	0,5	25; 29; 35; 39; 45; 49
5	НИС «Балтика»	Польша	55 16	16 32	60	2,0	10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 58
6	НИС «Беркут»	Польша	54 50	19 20	108	2,0	10; 20; 30; 40; 50; 60; 70; 80; 90; 100; 105
7	ЭС «Океанограф»	СССР	57 56,4	20 00	165	0,5	5
						0,25	14; 40; 100; 165
8	НИС «Профессор А. Пенк»	ГДР	59 27	21 49	66	1,0	5; 15; 25; 35
9	П/м «Свенска-Бьерн»	Швеция	59 33	20 03	40	—	0; 10; 30
10	П/м «Хавринг»	Швеция	58 33	17 31	43	2,0	0; 10; 30
11	НИС «Тетис»	Швеция	58 25	18 07	105	2,0	10; 20; 30; 40; 50; 60; 70; 80
						0,33	80

по своему составу исследования, в том числе и специализированные наблюдения над течениями, были выполнены в 1966 г. международной экспедицией (Швеция, ФРГ, Норвегия, Великобритания) в Скагерраке [203].

Современный этап в изучении динамики вод Балтийского моря наступил в начале 70-х годов благодаря комплексному подходу к изучению гидролого-гидрохимического режима и динамики вод моря. В этот период в практике экспедиционных работ на Балтийском море широкое распространение получили постановки океанологических полигонов, которые на первом этапе своего развития затрагивали только отдельные районы Балтики, в основном прилегающие к побережью. Так, в 1968—1969 и 1973—1974 гг. в рамках международного сотрудничества между Академиями наук стран—членов СЭВ были выполнены специализированные исследования по турбулентной диффузии примесей и режиму течений в прибрежной зоне Балтийского моря [40, 57 и др.]. В 1969 г. Шведским метеорологическим и гидрологическим институтом вблизи Ландсортской впадины был выполнен полигон из четырех АБС с длительными наблюдениями над течениями, температурой и соленостью [243].

В 1970 г. В. Краусом (ФРГ) была предложена научная программа исследований течений и внутренних волн в районе Готландской впадины — «Готланд-70» — для оценки возможностей некоторых теоретических моделей, описывающих физические процессы в Балтийском море. Частично эта программа исследований была реализована, и результаты опубликованы [197]. Финляндией в 1971 г. в Финском заливе в районе Ловисы (район расположения АЭС) выполнен океанологический полигон из десяти АБС [210].

В 1972 г. ЛО ГОИНом были проведены работы по исследованию турбулентной диффузии в прибрежной зоне Балтийского моря (район Клайпеды), составной частью которых являлась и постановка полигона из нескольких АБС. В эти же годы (1973—1975 гг.) в связи со строительством защитных сооружений от наводнений были выполнены специализированные работы по изучению режима течений в восточной части Финского залива и в Невской губе [152].

В 1973—1977 гг. Швецией и Финляндией были осуществлены специальные исследования режима течений и водообмена между Ботническим заливом и Балтийским морем на полигоне в районе Аландских островов [164, 179]. Из наиболее крупных

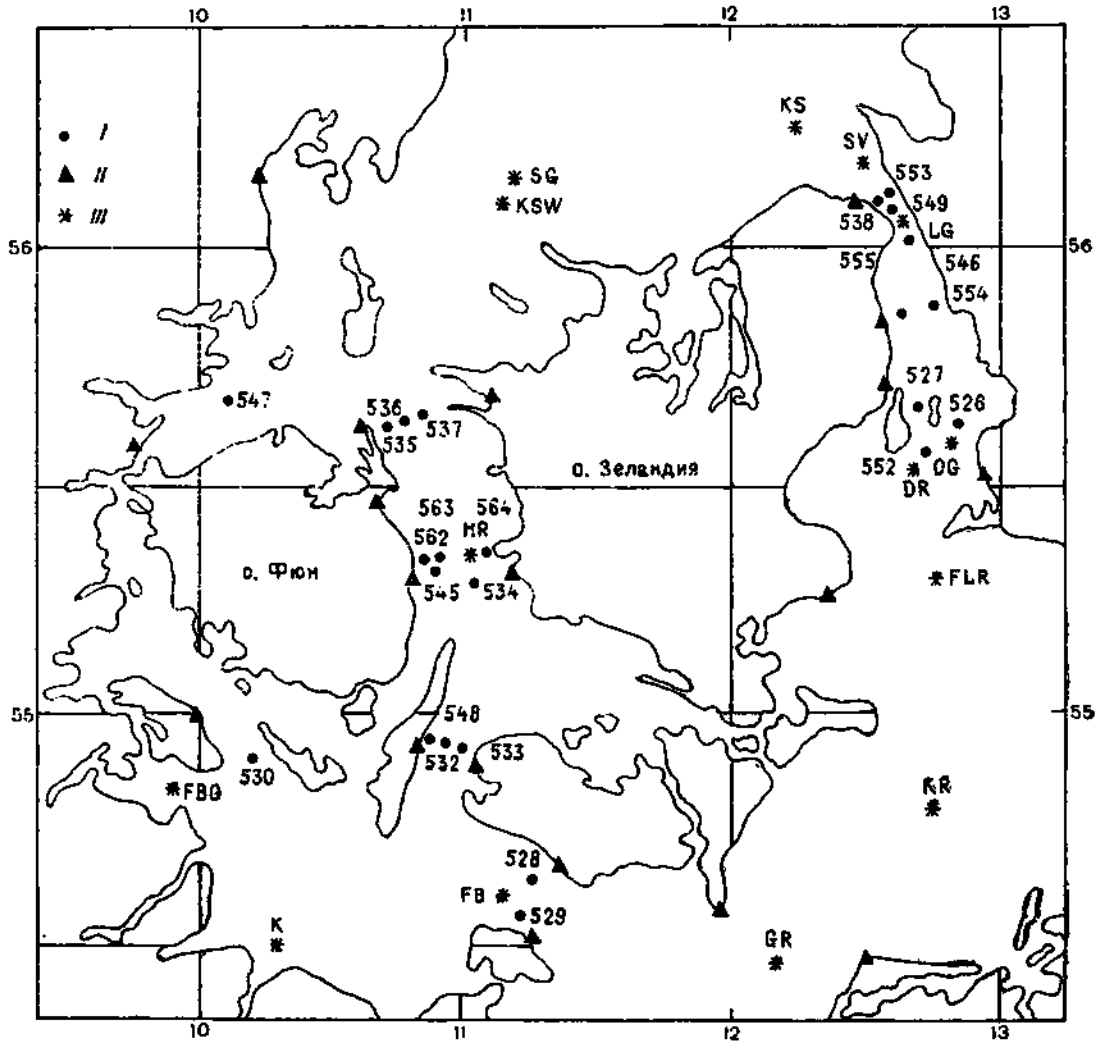


Рис 5.3. Схема размещения станций в период проведения эксперимента «Бельт-проект». 1974—1978 гг.

I — автономная буйковая станция, *II* — уровенный пост, *III* — плавмаяк.

й комплексных работ этого периода следует отметить осуществленную Данией в 1974—1978 гг. пятилетнюю программу исследований «Бельт-проект», посвященную всесторонней оценке состояния морской среды в Датских проливах, исследованию водообмена и переноса веществ. Основной упор в этом проекте был сделан на непосредственные измерения течений на АБС (рис. 5.3) [273, 274]. По аналогичной программе с 1980 г. начались работы по изучению водообмена через порог Дарсер (Water Exchange Darser Schwelle), составной частью которых также является постановка АБС [242]. В 1975 г. ФРГ по программе «Балтика-75» проводилось изучение гидрологического режима и специализированные наблюдения над течениями на полигоне в Борнхольмской впадине [262]. С 1977 по 1980 г. по плану международной экспедиции BOSEX (Baltic Open Sea Experiment) велись интенсивные гидрофизические исследования на полигоне, расположенном в открытой части Балтийского моря юго-восточнее о-ва Готланд (табл. 5.4).

Таблица 5.4

Наблюдения над течениями на полигоне BOSEX в 1977—1980 гг.

Характеристика наблюдений	1977 г.	1979 г.	1980 г.
Количество АБС			
СССР	2	5	6
ПНР	2		
ФРГ	3		
Дания	1		
Число горизонтов	4—5	2—6	1—2
Длительность, сут	13—20	35	102
Период	Сентябрь	Май—июнь	Май—август
Расстояние между АБС	20 миль	10 миль	5 миль

В июне 1978 г. на акватории Балтийского моря ЛО ГОИНом впервые были проведены работы по изучению закономерностей формирования процессов синоптического масштаба в целом комплексе исследований: судно — самолет — спутник. А с 1980 г. Балтийское море стало полигоном для комплексного изучения физических, химических и биологических процессов, протекающих в толще его вод (Проект «Балтика»).

Из приведенного выше обзора инструментальной изученности течений в Балтийском море и прилегающих районах можно заключить, что за прошедшие 100 лет с начала первых систематических наблюдений над течениями в их техническом и методическом развитии произошел значительный прогресс от простейших методов исследований («бутылочная почта», привязные поплавки, эпизодические наблюдения) к более сложным (автономные буйковые станции и, наконец, специализированные океанологические полигоны). Анализ материалов наблюдений над течениями показал, что к настоящему времени на акватории Балтийского моря и его заливов насчитывается более 750 постановок АБС с длительностью наблюдений от 1—2 сут до нескольких месяцев. На основании анализа многочисленных советских и зарубежных научных публикаций, посвященных исследованию динамики вод Балтийского моря, была составлена схема инструментальной изученности течений

Таблица 5.5

Характеристика материалов наблюдений над течениями на плавмаяках в Балтийском море

Плавмаяк	Период наблюдений	Горизонт, м	Количество наблюдений
	Ботнический залив		
Зюйдостброттен	1939—1959	0	4 111
	1939—1959	40	3 402
	1939—1959	45	608
Финнгрундет	1939—1959	0	4 611
	1939—1959	30	2 048
	1939—1959	35	2 544
Грундкаллен	1939—1959	0	4 113
	1939—1959	30	3 191
	1939—1959	50	923
	Финский залив		
Таллинн	1923—1934	0	9 792
	1923—1934	10	9 792
	1923—1928	25	4 530
Хельсинки	1932—1957	0	8 041
	1932—1957	15	7 947
	1932—1957	30	7 946
	Открытая часть Балтийского моря		
Хумадал	1923—1934	0	10 511
	1923—1928	12	4 718
	1929—1934	20	5 793
	1923—1928	25	4 718
Овиши	1932—1939	0	1 628
	1932—1939	10	1 630
Либавский 1	1892—1893	0	1 183
	1892—1893	5	1 182
Либавский 2	1898—1912	0	6 394
Эландсрев	1939—1951	0	2 414
	1948—1951	30	1 241
	1939—1947	45	1 156
Хавринг	1951—1959	0	2 626
	1951—1959	30	2 644
Свенска-Бьерн	1939—1959	0	4 667
	1939—1959	30	4 663
Фальстерборев	1939—1959	0	3 813
	1939—1959	10	3 776
	Датские проливы, Каттегат, Скагеррак		
Оскаргрундет	1939—1959	0	3 916
	1939—1959	8	3 929
Свинбадан	1939—1959	0	4 285
	1939—1959	18	4 265
Лаппегрунд	1900—1961	0	>100 000
Дрогден	1900—1961	0	>100 000
Хальсков-Рев	1921—1961	0	>100 000
Гедсер-Рев	1900—1961	0	>100 000
Фемарн-Бельт	1924—1937	0	15 330
Киль	1936—1937	0	3 105
Фленсбург	1936—1937	0	2 190
Фладен	1939—1959	0	4 558
	1939—1959	30	4 460
Винга	1939—1959	0	4 844
	1939—1959	30	4 811
Дунекиль	1940—1945	0	981
	1940—1945	20	482
Скагенс-Рев	1900—1961	0	>100 000
Лесе-Норд	1900—1961	0	>100 000
Лесе-Ренде	1900—1961	0	>100 000
Альборг-Бугт	1908—1961	0	>100 000
Анхольт-Норд	1900—1961	0	>100 000
Шульц-Грунд	1900—1961	0	>100 000

в Балтийском море, включая зону Датских проливов и Каттегат (рис. 5.4, 5.5). Однако основная часть пунктов наблюдений сосредоточена в прибрежной зоне Балтийского моря и его заливов, а в открытой части моря насчитывается немногим более двух—трех десятков фиксированных точек с АБС. Относительно Ботнического залива наши знания ограничиваются только самыми общими сведениями о проводимых работах по изучению режима течений. Известно, что Финляндия и Швеция в рамках двухстороннего соглашения устанавливают ежегодно около 20 АБС в различных районах залива. В зоне Датских проливов, Каттегате и Скагерраке основные работы также ведут Дания и Швеция, и поступающая информация очень ограничена.

Информационная база наблюдений над течениями в Балтийском море, использованная в настоящей работе, включает данные измерений скорости течений на плавмаяках (табл. 5.5) и АБС (1961—1984 гг.) в различных районах моря. Материалы наблюдений над течениями на плавмаяках в Балтийском море и Датских проливах использовались для исследования сезонной и межгодовой изменчивости и получения средних многолетних (климатических) характеристик скорости течений.

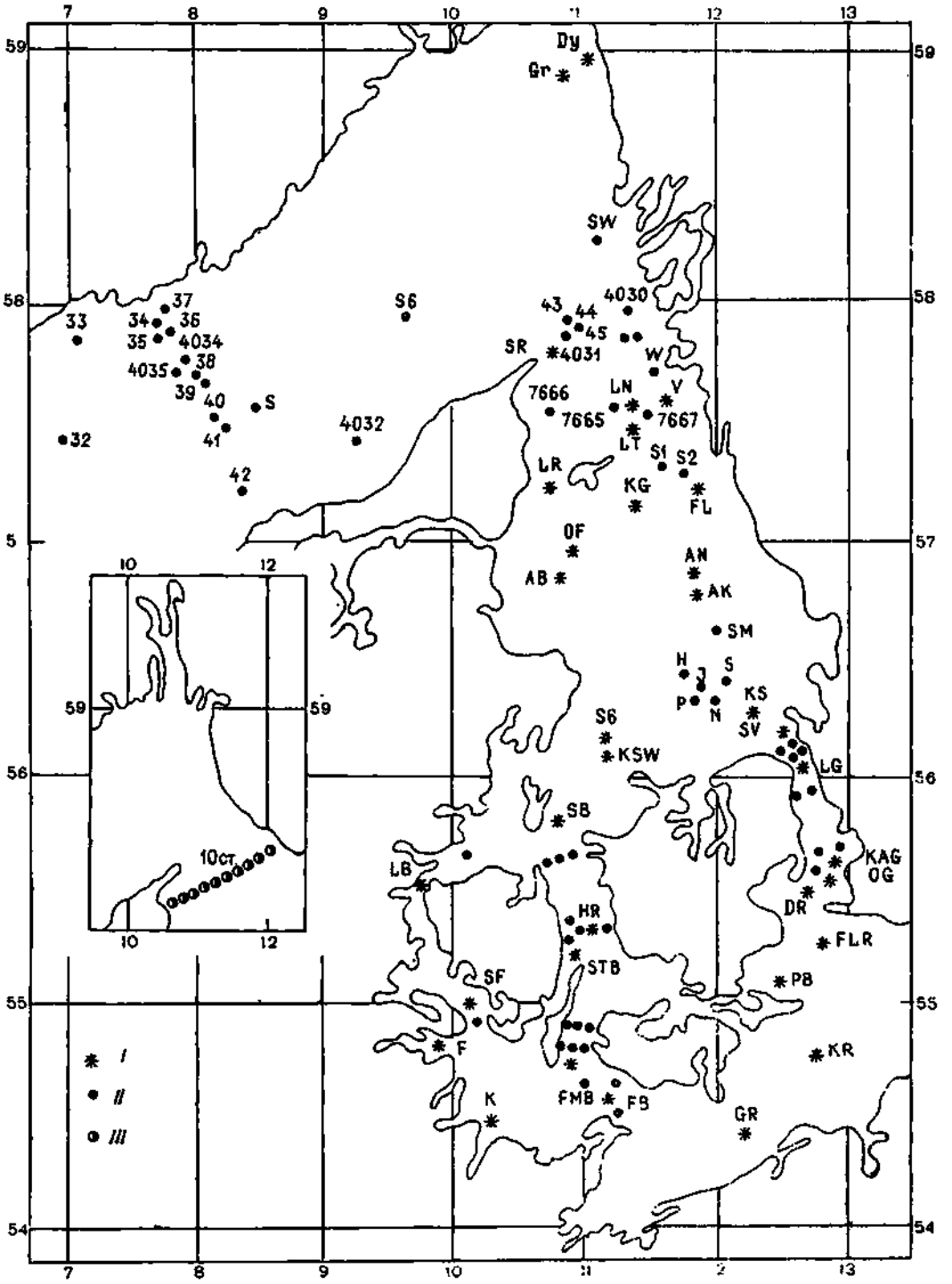


Рис. 5.4. Схема размещения станций в Датских проливах, Каттегате и Скагерраке. 1900—1984 гг. (по данным литературы).

I — плавмаяк, *II* — автономная станция, *III* — эпизодическая станция.

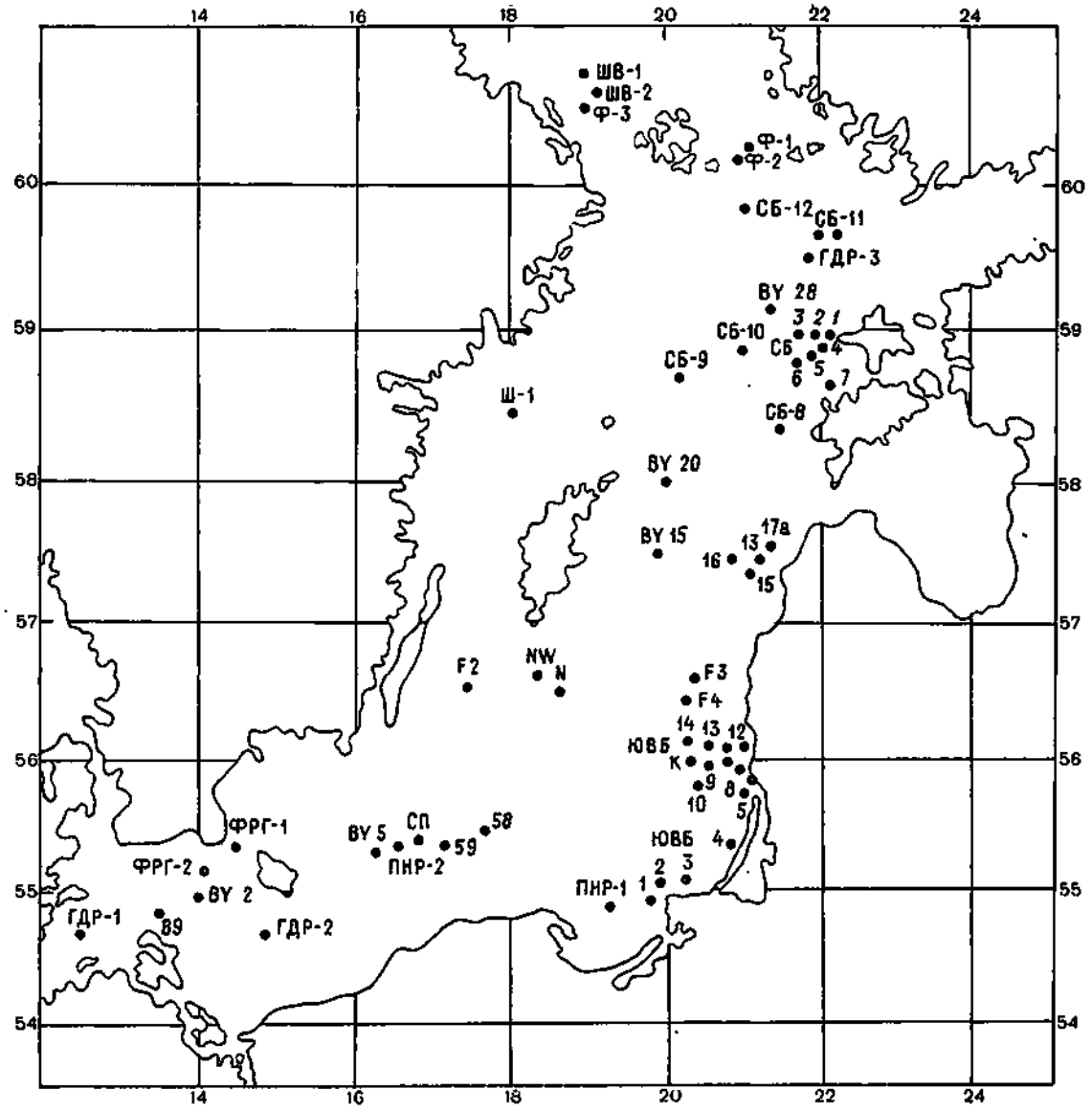


Рис. 5.5. Схема размещения АБС в Балтийском море. 1922—1987 гг.

Данные измерений скорости течений на АБС использовались для исследования мезомасштабной (внутрисуточной) и синоптической изменчивости скорости течений. Общий объем использованной информации о скорости и направлении течений оценивается примерно в 350—400 тыс. измерений.

Изменчивость общей циркуляции вод Балтийского моря. Формирование общей (квазипостоянной) циркуляции вод Балтийского моря обусловлено главным образом водообменом с Северным морем и поступлением пресного (речного) стока; следствием этих причин является наличие горизонтальной и вертикальной неоднородности поля плотности — характерной особенности структуры водных масс Балтийского моря. Это обстоятельство и определяет современный подход к исследованию общей циркуляции вод Балтики. Обычно эта задача решается численным моделированием в рамках теории горизонтальной циркуляции при определенных допущениях: или через теорию полных потоков (баротропное море) [120, 133, 213, 214, 262 и др.], или через теорию бароклинного моря (многослойные модели, непрерывная стратификация, смешанные модели) [82, 83, 142, 146, 149, 265, 266, 267, 280 и др.].

Основой для выработки представлений о циркуляции вод Балтийского моря явились регулярные наблюдения на плавмаяках, начатые в конце прошлого века. Первые обобщения этих наблюдений были выполнены в 1911—1912 гг. и приведены в работах Р. Виттинга [283], в которых на основании обработки материалов наблюдений на 16 плавмаяках за 1904—1905 гг. дается словесная характеристика схемы течений северной части Балтийского моря, Ботнического и Финского заливов и приводится схема результирующих поверхностных течений для отдельных месяцев (июнь, август, октябрь и июнь — октябрь). В 1923 г. краткое описание течений Балтийского моря на основе литературных источников с привлечением некоторых материалов наблюдений было опубликовано в обзоре В. Бильдерлинга и Л. Рудовица [35].

В работе Пальмена [255] по данным тех же 16 плавмаяков, которые использовал Виттинг, но за более длительный период наблюдений (1923—1927 гг.) впервые в практике исследований

течений дается их количественная характеристика и приводится схема движения вод северной Балтики, Ботнического и Финского заливов, четко показывающая наличие циклонической циркуляции в заливах и северной части моря.

Наиболее полное обобщение данных наблюдений над течениями на плавмаяках по всей акватории Балтийского моря, включая Ботнический, Финский заливы, а также Датские проливы, было выполнено Л. Ф. Рудовицем [50]. Для 32 плавмаяков за 10-летний период были рассчитаны ежемесячные повторяемости направления течения при различных направлениях ветра и построены розы направлений течений. Это была наиболее подробная для своего времени характеристика течений Балтийского моря, не потерявшая своей значимости и сегодня. Карты Л. Ф. Рудовица явились основой для разработки в последующие годы различными авторами многочисленных схем поверхностных течений Балтийского моря, используемых в оперативных работах.

Большой интерес представляют фундаментальные исследования течений Балтийского моря, выполненные В. Г. Кортом. Составленные им схемы течений послужили основой для первого синоптического атласа течений. Значительная работа по изучению и составлению схем течений в Датских проливах была выполнена Дитрихом [177] и Б. Я. Тамашунасом [14]; в последние годы в результате обобщения многолетних наблюдений над течениями были составлены новые схемы поверхностных течений при различных ветровых условиях в Датских проливах и Каттегате [15]. Для Ботнического залива обобщение всех имеющихся материалов инструментальных измерений скорости течений выполнено Весселем (рис. 5.6) [170].

Значительный интерес представляют схемы поверхностных течений Балтийского моря, полученные по наблюдениям с помощью аэрофотосъемки течений в 1964—1968 гг. [31—34]. Однако эпизодичность этих измерений во времени и в пространстве, большие расстояния между точками измерений и некоторые другие недостатки дают основание относиться к ним с большой осторожностью. Имеется также значительное число работ, посвященных исследованию общей циркуляции и построению схем течений для отдельных районов Балтийского моря и его заливов [19, 68, 92, 190 и др.].

Перечисленные выше работы позволили выявить только самые общие черты циркуляции вод Балтийского моря и получить некоторые представления о ее количественных характеристиках. В целом все эти схемы течений выражают одну и ту же особенность, а именно: система циркуляции вод в заливах и собственно Балтийском море имеет циклонический характер (потоки направлены против часовой стрелки). Дальнейшие исследования общей циркуляции и динамики вод Балтийского моря развивались в двух направлениях: инструментальные исследования и постановка наблюдений над течениями для изучения процессов формирования режима течений, их вертикальной структуры, пространственной и временной изменчивости и применение различных расчетных методов для исследования особенностей циркуляции вод Балтийского моря в зависимости от атмосферных процессов с учетом морфометрии бассейна и стратификации вод.

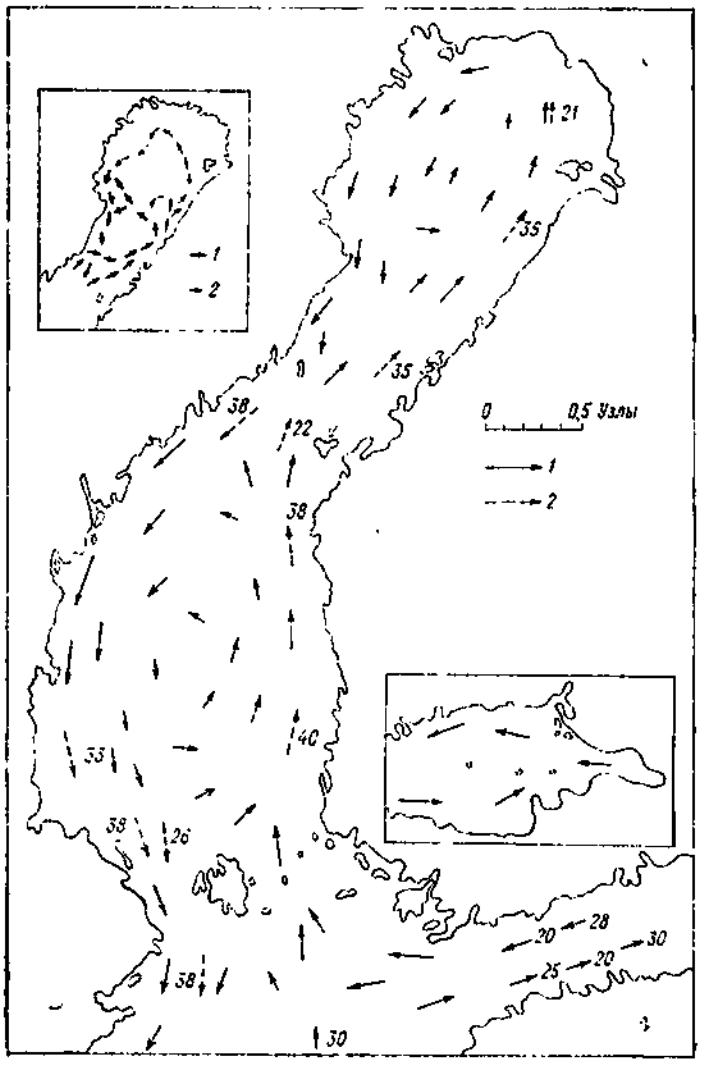


Рис. 5.6. Схема течений в Ботническом заливе. По Весселю [170].

1 — верхний слой, *2* — нижний слой. Цифры в поле рисунка — устойчивость, %.
На верхней врезке показана циркуляция глубинных вод осенью в спокойный (*1*) и штормовой (*2*) периоды. По Е. Палусуо [278].

Слабая освещенность Балтийского моря инструментальными наблюдениями над течениями на начальных этапах исследований способствовала появлению большого количества теоретических исследований циркуляции вод, в которых, в том числе, ставилась задача описания течений в верхнем слое. Одними из первых работ по изучению плотностной циркуляции центральной Балтики и Ботнического залива являются исследования, выполненные А. В. Егорьевой и Вс. А. Березкиным [30].

В 1963 г. И. М. Соскиным с соавторами [135] на основе обработки гидрологических наблюдений (1952—1959 гг.) динамическим методом были рассчитаны плотностные течения в верхнем слое (0—60 м) Балтийского моря для четырех характерных месяцев сезонов: май, август, ноябрь и февраль. Карты динамической топографии, составленные И. М. Соскиным (рис. 5.7), в основных чертах имеют много общего между собой и подтверждают сложившееся ранее мнение о квазистационарном

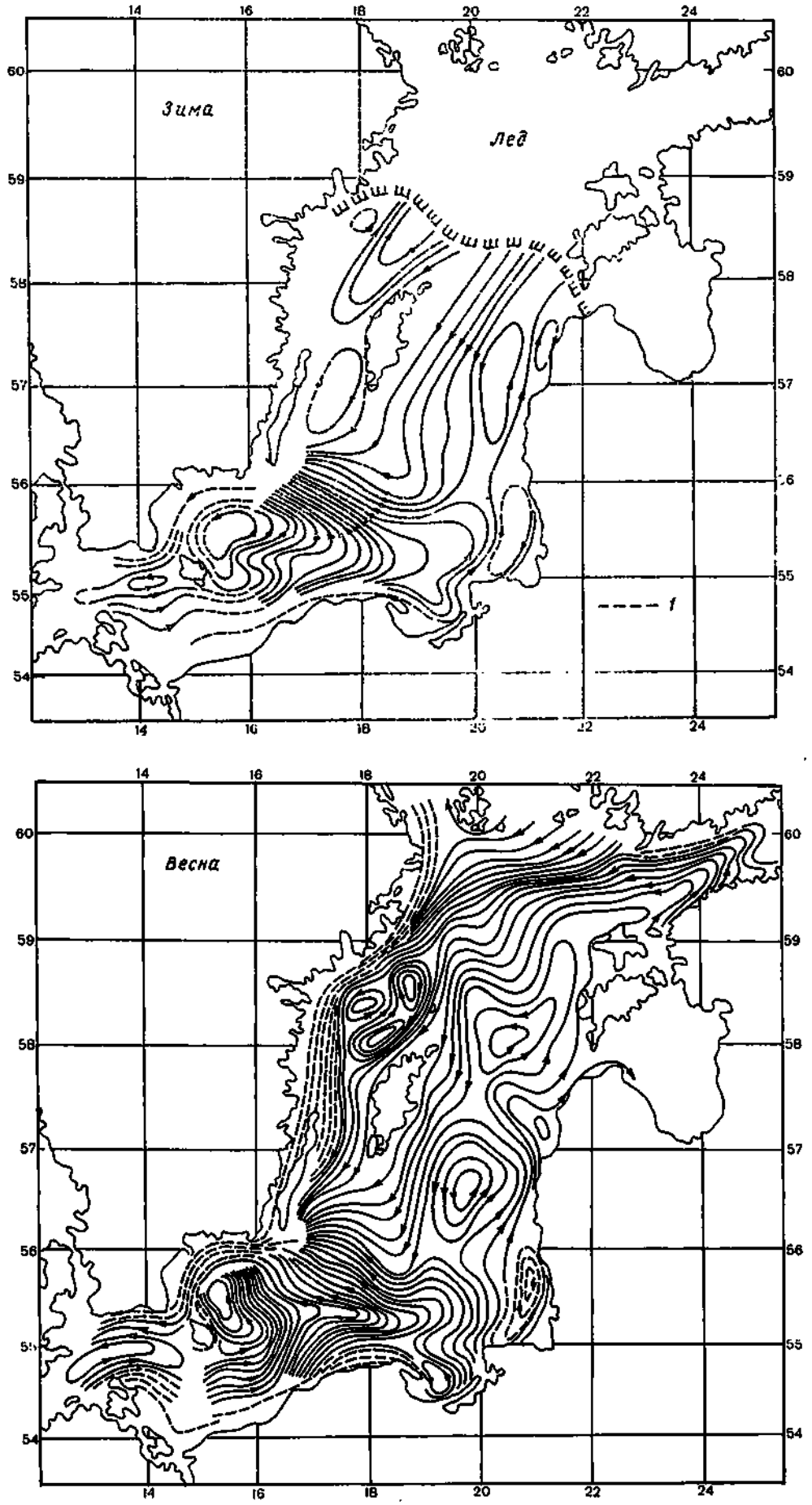
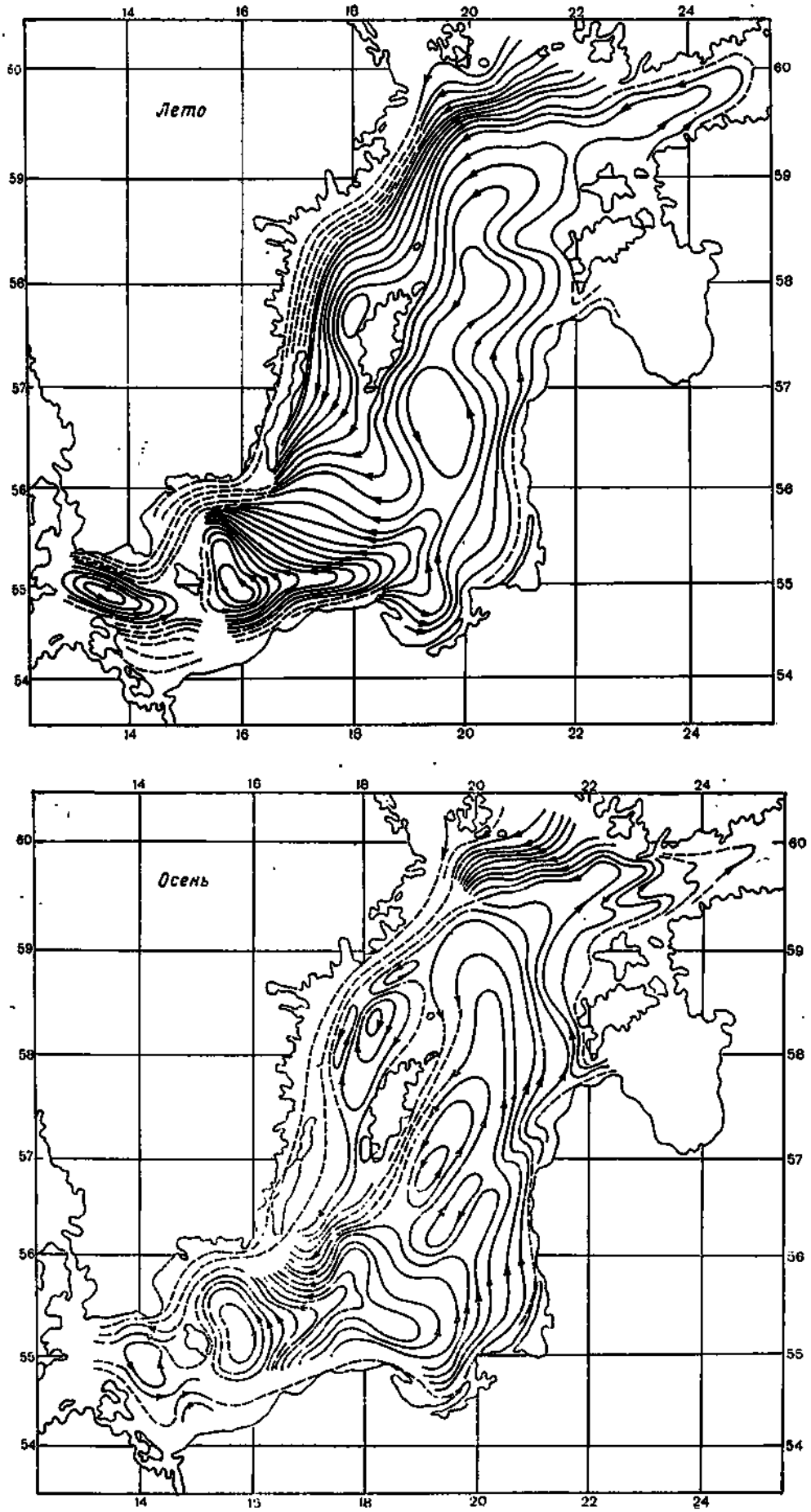


Рис. 5.7. Динамические карты течений в слое
1 — предполагаемое



0—100 дцб. По И. М. Соскину [135].

направление.

циклоническом характере циркуляции вод Балтийского моря. Но вместе с тем они имеют более сложный вид и существенно отличаются от ранее предложенных Пальменом, Л. Рудовицем, Вс. Березкиным схем течений Балтийского моря. Основная особенность данных схем — наличие достаточно хорошо выраженного сезонного хода в изменении напряженности (или мощности) основных потоков, что проявляется в изменении их поперечной протяженности и скорости течения.

В последующие годы подобные расчеты для других районов Балтийского моря выполняли В. К. Асток [9], Свенссон [268], Хела [190], Ковалик и Тарановская [216]. Следует отметить, что динамические карты течений, описывающие плотностную (термохалинную) циркуляцию, обусловленную пространственной неоднородностью плотности воды, в принципе не противоречат общепринятому представлению о схеме постоянных течений Балтийского моря и в целом правильно описывают общую циркуляцию вод моря, на фоне которой протекают все остальные процессы.

На основе решения одномерных уравнений мелкой воды (баротропная задача) в нестационарной постановке была разработана модель расчета штормовых нагонов и связанных с ними течений [46 и др.]. Эта модель в стационарном приближении и пренебрежении нелинейными эффектами была использована Коваликом [213] для расчета ветровой интегральной циркуляции вод Балтийского моря по основным направлениям ветра. Из работ этого направления можно еще отметить исследование Ууситало [278] по применению уравнений мелкой воды в двумерной нестационарной постановке для изучения течений и колебаний уровня в Ботническом заливе.

Крупномасштабная циркуляция вод Балтийского моря в баротропной постановке при различных ветровых условиях исследовалась многими авторами [120, 133, 262 и др.]. В частности, Фельзенбаумом [57, 180] для уточнения влияния крупномасштабной циркуляции на течения в прибрежной зоне было предложено в качестве «жидкого» дна рассматривать термоклин, который является достаточно эффективным экраном для вертикального переноса количества движения. На рис. 5.8 приведен пример такого численного расчета для стационарного поля ветра.

Последующие многочисленные работы по изучению крупномасштабной циркуляции вод показали, что на динамику вод Балтийского моря решающее влияние оказывают поверхности раздела слоев различной плотности (термоклин и галоклин летом, галоклин или пикноклин зимой). Согласно современным представлениям [139, 142], верхний квазиоднородный слой в Балтийском море формируется в результате теплового и динамического взаимодействий моря с атмосферой. Отделенный от глубинных слоев в теплый период года термоклином, а в холодный период — галоклином, он имеет собственную динамику, основные черты которой определяются воздействием ветровых полей, их пространственной неравномерностью и временной изменчивостью. Кроме того, на течения верхнего слоя значительное влияние, особенно в заливах, в южной части моря и проливах, ока-

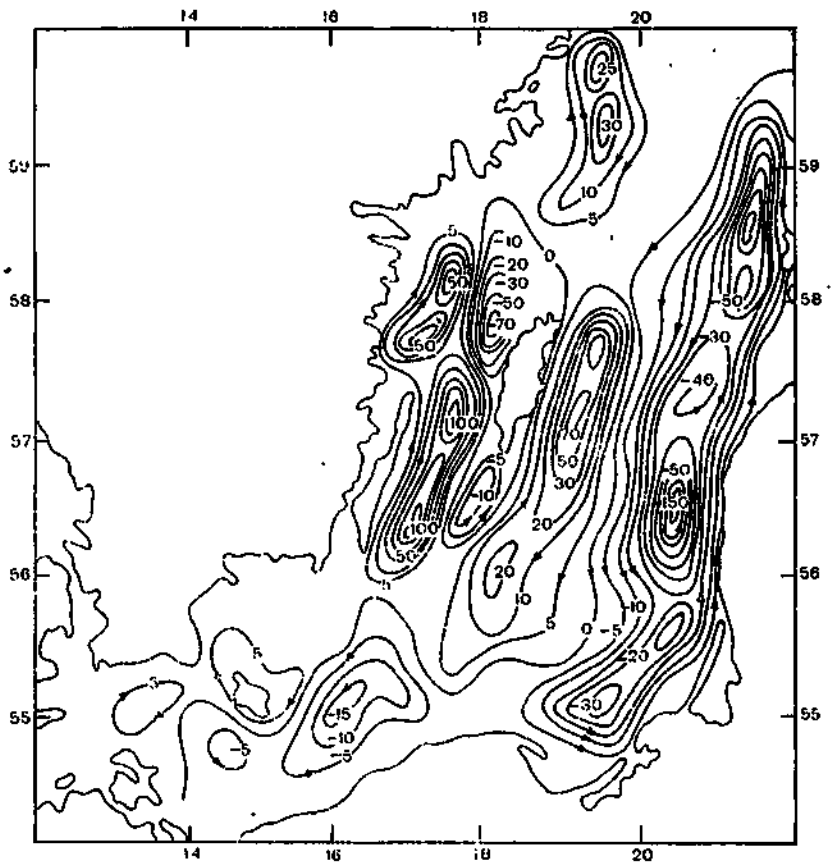


Рис. 5.8. Схема циркуляции вод (функция полных потоков) в верхнем квазиоднородном слое при стационарном юго-западном ветре скоростью 5—10 м/с. По Фельзенбауму [180].

зывает суммарный речной сток, формирующий стоковую составляющую течений, всегда направленную из Балтики в сторону проливов. В открытом море воды речного стока распределены более равномерно по площади (не считая узкой прибрежной и устьевой зон), и их движение выделить достаточно трудно. Циркуляция вод в верхних и глубинных слоях моря в значительной степени отличается не только по интенсивности, но и по направленности развития движений.

Учет вертикальной переслоенности водных масс значительно усложняет вид расчетных схем течений Балтийского моря. Факты разнохарактерности движений в верхнем квазиоднородном и глубинном (ниже галоклина) слоях отмечались многими авторами [40, 97, 178] и нашли свое экспериментальное подтверждение при анализе материалов наблюдений над течениями в ходе проведения международных экспедиций в 1964 и 1970 гг. (рис. 5.9).

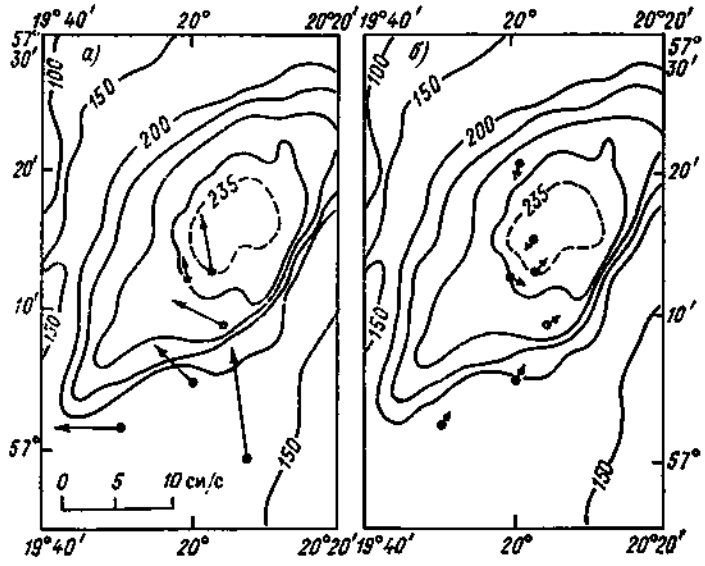


Рис. 5.9. Распределение течений в Готландской впадине по данным эксперимента «Готланд-70» [178] на горизонтах 15 и 180 м (соответственно *а* и *б*).

Это обстоятельство не могло не отразиться и на подходе к моделированию общей циркуляции вод Балтийского моря и способствовало появлению большого семейства гидродинамических моделей, учитывающих особенности вертикальной стратификации водных масс [75, 81, 82, 127, 280 и др.]. По постановке их можно разделить на две группы моделей: модели, учитывающие непрерывное распределение плотности, и слоистые модели (двух-, трех- и многослойные).

Одна из первых работ, учитывающих эффект влияния морфометрии бассейна и бароклинности применительно к Балтийскому морю,— квазистатическая модель, предложенная В. П. Кулеш, Ю. Н. Сергеевым и Э. Штрайт [82]. Авторами отмечается удовлетворительная согласованность расчетных полей течений с наблюдаемыми в верхних слоях и значительные расхождения на глубинах. Совместный эффект всех факторов (термохалинная структура, ветер, водообмен, рельеф дна и др.), влияющих на циркуляцию вод Балтийского моря, учтен в диагностических моделях А. С. Саркисяна и др. [75, 127]. Результаты расчетов по этой модели на 15 уровнях (горизонтах) подтвердили представление о разделении моря на два слоя с противоположным характером циркуляции вод. Развитие данной модели, учитывающей и влияние стока рек в Балтийское море, нашло отражение в работах Янковского и Ковалика [199, 201].

Из работ, рассматривающих Балтийское море как многослойный бассейн, можно выделить цикл исследований, выполненных Р. Э. Тамсалу с соавторами [70, 83, 90, 148, 149 и др.]. Моделирование нестационарной циркуляции вод Балтийского моря в рамках двухслойной модели, проведенное Ю. В. Суставовым и Е. С. Чернышевой [142], показало, что волновые движения поверхности раздела вызывают появление внутриволновых течений в глубинных слоях и изменение глубины (мощности) верхнего квазиоднородного слоя, приводящее к периодическому перераспределению соотношения глубин между глубинными и верхними слоями. Этими же авторами была разработана и реализована трехслойная модель нестационарной циркуляции вод и модель синоптических (мезомасштабных) вихрей в Балтийском море [143, 146].

В последние годы появился ряд работ обобщающего характера как для результатов натурных исследований, так и для моделирования гидрофизических процессов, протекающих в Балтике. В частности, в работах [51, 98, 139, 140] дано описание основных видов движения и приведена оценка их вклада в общую динамику вод моря, рассмотрена циркуляция в верхнем и глубинном слоях. В работе [149] дана характеристика гидрофизических процессов в Балтике и приведены результаты их математического моделирования. Обзор современного состояния исследований проблемы численного моделирования крупномасштабной циркуляции вод Балтийского моря за последние 15 лет, а также результаты этого моделирования приведены в монографии Янковского [199].

Анализ результатов работ, посвященных экспериментальному и теоретическому исследованиям циркуляции вод Балтийского моря, показал, что в целом в движении вод прослеживается общий принцип: циклоническая циркуляция в верхнем квазиоднородном слое. Эта циркуляция имеет достаточно сложную пространственную структуру и представляет систему взаимосвязанных и разнонаправленных круговоротов, которые чрезвычайно чувствительны к внешним воздействиям, т. е. испытывают большую временную изменчивость. Скорости среднего переноса (постоянных течений) невелики и не превышают 10—15 см/с в верхнем слое.

Проведенный анализ многочисленных схем течений Балтийского моря показал, что в основном центры макроциркуляционных систем различной интенсивности и характера движений интегральной циркуляции верхнего слоя практически совпадают независимо от типа используемой модели. Это позволило составить (синтезировать) общую схему квазипостоянной циркуляции вод в открытой части Балтийского моря (рис. 5.10).

В общих чертах схему квазипостоянной циркуляции вод в открытой части Балтийского моря можно представить следующим образом. Поверхностное течение из Финского и Ботнического заливов основной своей частью направляется на юго-запад вдоль западного побережья о-ва Готланд,

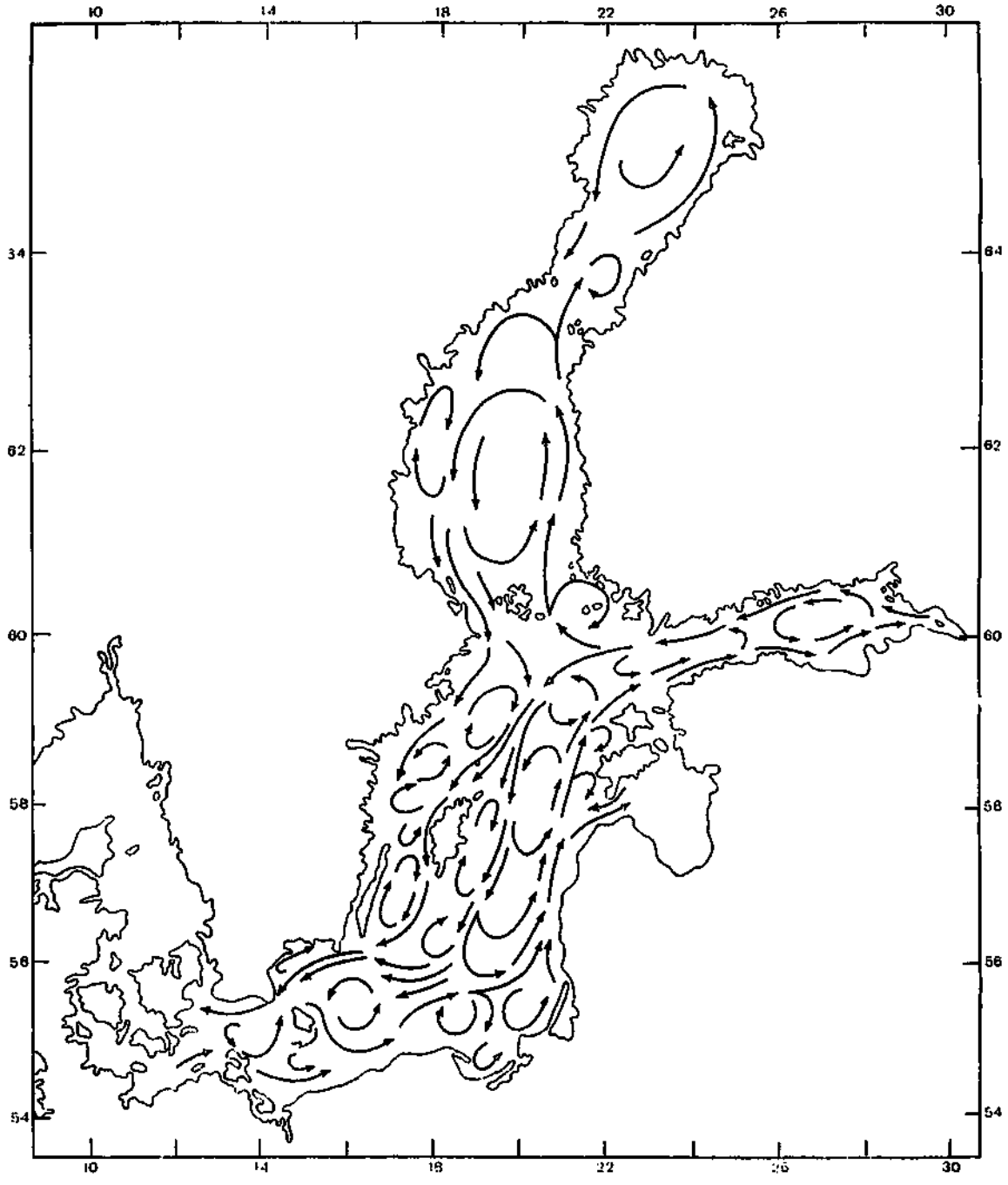


Рис. 5.10. Общая схема квазипостоянной циркуляции вод в Балтийском море.

а другая часть этого потока проходит с восточной стороны о-ва Готланд. Южнее о-ва Готланд оба этих потока соединяются и движутся на запад и юго-запад вдоль шведского побережья в сторону Датских проливов. Вдоль юго-восточного и восточного побережий Балтики выделяется поток вод на север, который значительно слабее потока из Балтики. В результате взаимодействия между собой этих основных потоков возникают крупномасштабные циркуляции различной направленности и интенсивности, а в районах глубоководных впадин формируются квазипостоянные циркуляционные зоны, существующие во все сезоны года. Так, в Арконской, Борнхольмской, Гданьской и Готландской впадинах эти циркуляции имеют преобладающий циклонический характер, а в районе впадин Норрчепинг и Карлсе — антициклонический характер. В районе Ландсортской впадины система течений имеет достаточно сложный характер, обусловленный существованием в этом районе двух типов циркуляций — циклонической и антициклонической. В прибрежной зоне из-за сложности морфометрии дна и берегов образуются многочисленные локальные циркуляции меньшего масштаба и времени жизни.

5.1.2. Основные динамические процессы, формирующие изменчивость течений Балтийского моря, и их оценка

Согласно современным представлениям [104], большинство видов нестационарных процессов в океанах и морях обусловлено воздействием атмосферных процессов, развивающихся над их ак-

ваторией. В результате взаимодействия атмосферы с водными массами в толще вод океанов и морей возникает целый комплекс разномасштабных и разнохарактерных движений, суммарный эффект которых формирует реальную картину течений и обусловливает их пространственную и временную изменчивость. Рассмотрим природу и дадим оценки вклада наиболее важных динамических процессов, формирующих изменчивость течений Балтийского моря.

Ветровые течения. Ветровые течения занимают особое место в динамике вод любого водоема, в том числе и Балтийского моря, и в повседневной мореведческой практике представляют наибольший интерес. Ветровые течения в Балтийском море возникают под непосредственным влекущим (фрикционным) воздействием ветра на водную поверхность. Эти течения развиваются в верхнем (экмановском) слое моря до зоны термоклина в теплый период и до зоны скачка плотности в холодный период года. Вследствие неравномерности поля ветра и нерегулярности его воздействия на морскую поверхность ветровые течения имеют сложную пространственную структуру и большую временну́ю изменчивость. Эта изменчивость обусловлена также и запаздывающей реакцией бассейна на атмосферные воздействия.

Изучение ветровых течений осложнено отсутствием прямых измерений скорости этих течений в Балтийском море, поэтому существующие их оценки основываются, главным образом, на результатах общетеоретических исследований, эмпирических зависимостей и численного моделирования. Чаще всего используются простейшие теоретические соотношения, связывающие скорость течений со скоростью ветра через ветровой коэффициент:

$$V = \lambda v,$$

где V — скорость течения, см/с; λ — ветровой коэффициент; v — скорость ветра, м/с.

Из данных, представленных в табл. 5.6, видно, что с уменьшением широты места наблюдений происходит увеличение среднего значения ветрового коэффициента. Кроме того, можно также отметить различие в значениях коэффициентов λ между восточным и западным побережьем Балтийского моря: у восточного побережья $\lambda_{ср}$ примерно в 1,7 раза больше, чем у западного. Ветровые коэффициенты закономерным образом изменяются в зависимости от глубины моря: с уменьшением глубины средние значения коэффициента увеличиваются.

На основании проведенного тщательного анализа зависимости скорости ветровых течений от ветра В. Г. Кортом было установлено, что она нелинейна: при небольших скоростях ветра (до 3—5 м/с) коэффициент λ примерно на 60 % превышает λ при скорости ветра 15 м/с.

Из-за незначительной глубины Балтийского моря эффект ветрового воздействия на водные массы крайне велик, и в районах моря с глубинами до 30 м соответствие системы ветровых течений тому или иному ветровому потоку наступает через 2—4 ч, а для открытых районов моря это соответствие в навигационном слое моря (0—10 м) достигается через 6 ч от момента начала действия данного ветра над морем и затухает через 3 ч после прекращения ветра.

Таблица 5.6

Изменчивость ветровых коэффициентов λ в различных районах Балтийского моря

Плавмаяк	Северная широта	Глубина, м	Расстояние от берега, км	$\lambda_{макс}$	$\lambda_{мин}$	$\lambda_{ср}$	$\lambda_{макс}/\lambda_{мин}$
Восточное побережье							
Хумадал	59°06′	35	18	2,65	0,88	1,75	3,01
Либавский	56 32	15	12	2,80	0,90	1,91	3,11
Адлергрунд	54 50	19	56	2,57	2,15	2,34	1,20
Западное побережье							
Финнгрундет	61 04	40	60	1,55	0,95	1,18	1,63
Свенска-Бьерн	59 39	45	60	1,49	0,87	1,11	1,71
Эландсрев	56 07	46	25	1,81	0,56	1,20	3,23

Согласно многочисленным исследованиям эмпирических связей скорости течения со скоростью ветра в конкретных условиях Балтийского моря [64, 67, 91, 105, 129—131, 188, 231, 234, 251 и др.] и результатам численного моделирования ветровой циркуляции [120, 133, 147, 213 и др.], скорости ветровых течений в открытых районах моря при определенных гидрометеорологических условиях могут достигать более 50 см/с. Однако в 90 % случаев скорость ветровых течений в открытой Балтике не превышает 20—25 см/с.

Вынужденные и свободные длинные волны и связанные с ними течения. Вынужденные длинные волны в Балтийском море возникают как статическая реакция бассейна на изменяющееся (перемещающееся) поле атмосферного давления. Главное в их формировании — нестационарность воздействия и близость либо его частоты к собственным колебаниям бассейна (сейши), либо скорости перемещения поля давления, ветра (циклона) к скорости длинной волны. Этот вид волновых движений захватывает всю толщу вод Балтийского моря и сопровождается достаточно мощными течениями, достигающими в ряде прибрежных районов скоростей более 100 см/с [107].

К этому же виду волновых движений относятся и сейши (см. п. 5.2.3). Непосредственные измерения скорости сейшевых течений отсутствуют, и о характере их распределения в пространстве можно судить только по результатам теоретических расчетов и численного моделирования. Так, расчеты В. Г. Корта [124] показали, что при амплитуде 100 см одноузловой сейши колебательной системы Балтика — Финский залив скорости течений в центральной части моря не превышают 15—25 см/с, а в прибрежных мелководных районах и в вершинах заливов могут достигать 80—90 см/с [124, 128]. При амплитуде сейши 25 см скорости течений в центральной части моря уменьшаются до 3—7 см/с, а в Финском заливе и на подходах к Датским проливам — до 15—25 см/с. Для приближенной оценки максимальной скорости сейше-

вых течений можно воспользоваться формулой [124]

$$|V|_{\text{макс}} = A\sqrt{\frac{g}{H}},$$

где A — амплитуда сейшевых колебаний, см; g — ускорение свободного падения, см/с^2; H — средняя глубина моря, см.

С глубиной скорости сейшевых течений быстро затухают и в открытой части моря на глубинах более 20 м не превышают нескольких сантиметров в секунду.

Инерционные течения. Инерционные течения, или инерционные колебания в поле скорости течений, возникающие под воздействием силы Кориолиса на свободный поток, являются неотъемлимой частью динамики любого водоема. Период инерционных колебаний определяется как

$$T = \frac{\pi}{\omega \sin\varphi} \approx \frac{12}{\sin\varphi}$$

и в Балтийском море изменяется от 13,3 до 14,6 ч (табл. 5.7). При этом виде движений частицы воды

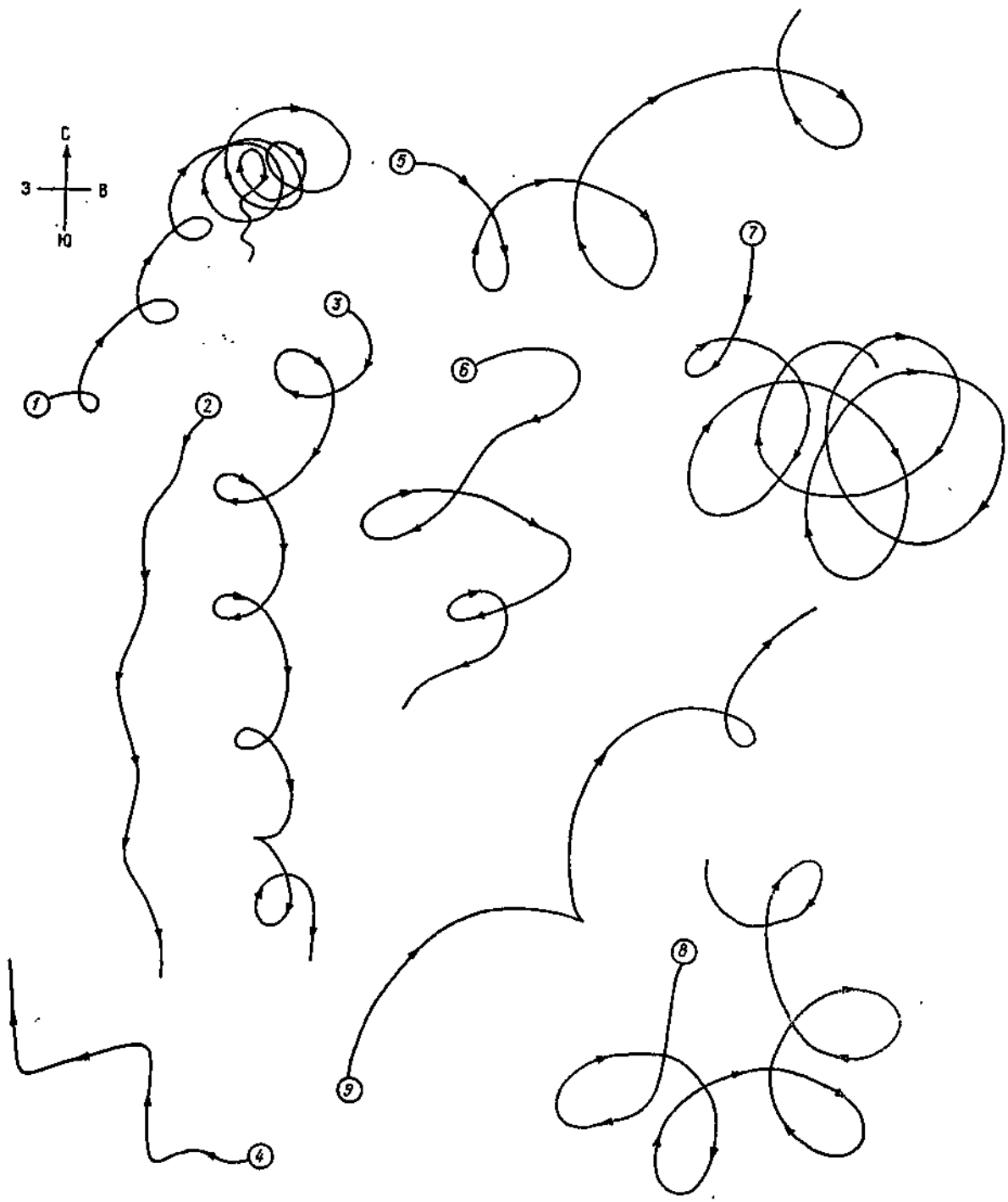


Рис. 5.11. Прогрессивно-векторные диаграммы течений с инерционными колебаниями скорости течений в различных районах Балтийского моря.

1 — ст. «К» (июнь 1978 г., горизонт 7 м), *2* — ст. ФРГ-2 (август 1964 г., горизонт 29 м), *3* — ст. ВУ 20 (август 1961 г., горизонт 14 м), *4* — ст. ФРГ-1 (август 1964 г., горизонт 21 м), *5* — ст. ВУ 2 (ноябрь 1980 г., горизонт 42 м), *6* — ст. ВУ 28 (август 1982 г., горизонт 150 м), *7* — ст. 17а (июнь 1983 г., горизонт 40 м), *8* — ст. 17а (июнь 1983 г., горизонт 30 м), *9* — ст. ВУ 2 (май 1981 г., горизонт 37 м).

Таблица 5.7

Теоретический период инерционных колебаний скорости течений в различных районах Балтийского моря

Район моря	Северная широта	Период, ч
Ботнический залив	65°	13,3
Ботническое море	62	13,6
Финский залив	60	13,8
Рижский залив	58	14,2
Открытая Балтика		
северная часть	59	13,8
центральная часть	58	14,2
южная часть	56	14,4
юго-западная часть	55	14,6

совершают разнообразные по своей форме перемещения, которые на прогрессивно-векторных диаграммах течений проявляются в поле других видов движений в виде круговых и эллиптических петель, а также в виде волновых движений с соответствующими периодами (рис. 5.11) [98, 139].

Отличительной чертой инерционных колебаний течений является то, что вращение вектора скорости происходит строго закономерно: по часовой стрелке в северном полушарии и против — в южном. Анализ прогрессивно-векторных диаграмм течений с инерционными колебаниями показал, что максимальное количество подряд идущих инерционных петель (инерционный пакет) достигает 8—10, а в среднем составляет 3—5, т. е. продолжительность периода с выраженной инерционной изменчивостью не превышает 2—3 сут. Подобные инерционные пакеты обычно возникают через несколько суток (явление перемежаемости), причем вид прогрессивно-векторных диаграмм течений с инерционными колебаниями может существенно отличаться от первоначального.

В Балтийском море инерционные колебания в поле скорости течений отмечаются во всей толще вод (см. рис. 5.11) [98, 139, 194, 195] и вносят довольно существенный вклад в общую изменчивость течений. Это обстоятельство делает их важным компонентом нестационарной циркуляции вод Балтийского моря.

Инерционные течения в Балтийском море были впервые описаны в 1931—1933 гг. [183—185]. Классическим примером этих колебаний, приведенным в различных монографиях и работах по Балтике, являются наблюдения Густавссона и Кулленберга [185], которые выявили близкие к круговым орбиты инерционных движений с периодом колебаний около 14 ч. Позднее некоторые результаты исследования инерционных течений по материалам специальной экспедиции 1939 г. опубликовали Кулленберг и Хела [228]. Интерес к этому виду течений не ослабевал и в последующие годы, о чем свидетельствуют работы Холлана [195], И. Бончика [38], А. Е. Михайлова [97, 98, 139] и других авторов.

Во всех этих исследованиях отмечаются факты наличия в Балтийском море колебаний течений с инерционным периодом и приводятся некоторые оценки возможных масштабов этого явления. Так, согласно проведенным исследованиям, в зависимости от района моря скорости инерционных течений достигают 15—20 см/с, а диаметр круга инерции составляет около 2—5 км. Наиболее четко инерционные колебания в поле скорости течений

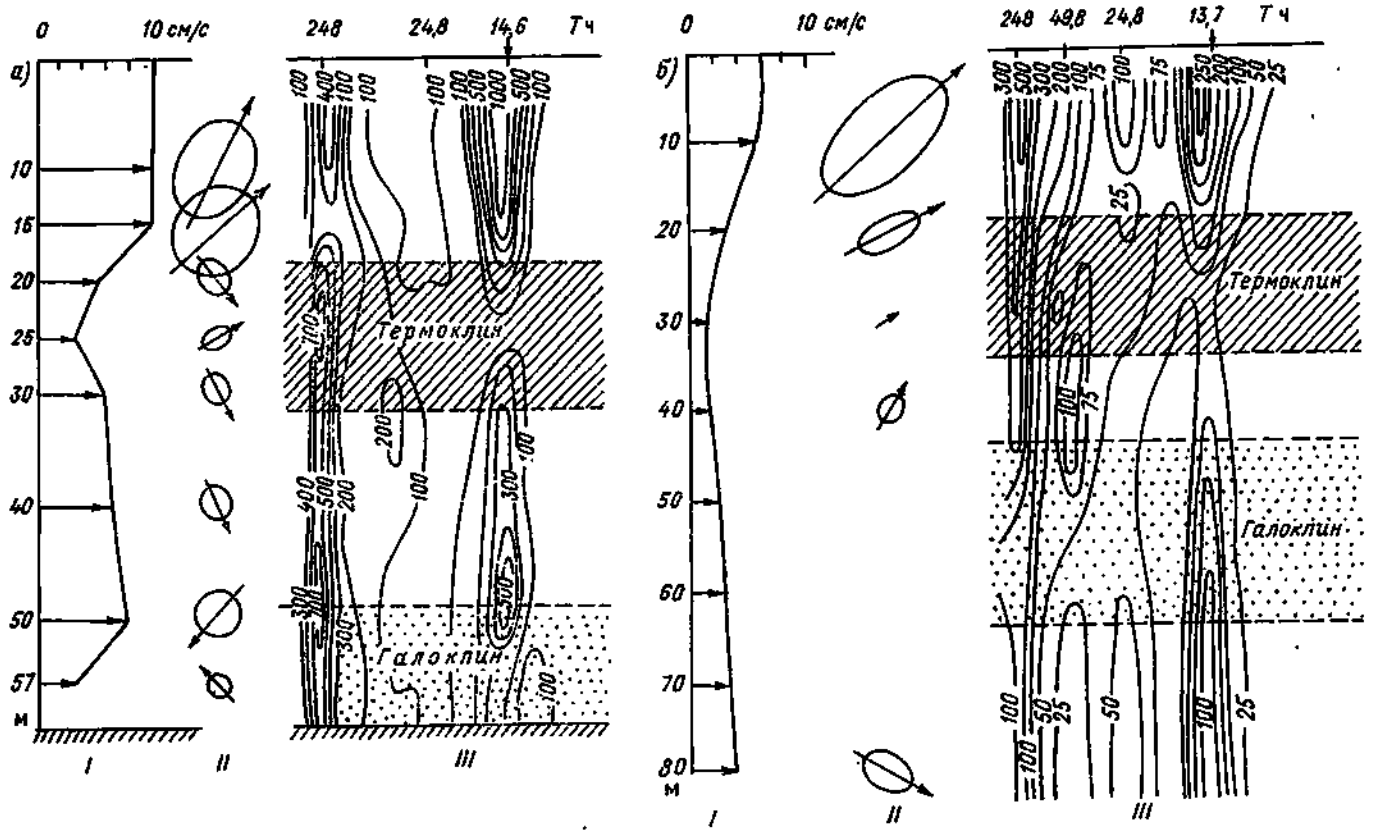


Рис. 5.12. Вертикальное распределение линейного инварианта $I_1(\omega)$ (*I*), эллипсы изменчивости (*II*) и эпюра средней квадратической амплитуды колебаний скорости течений на инерционной частоте (*III*).

а — ст. ПНР-2, НИС «Балтика», август 1964 г.; *б* — ст. Ш-1, НИС «Тетис», август 1964 г.

проявляются в центральной Балтике [98], а также в полузамкнутых акваториях, например в Рижском заливе [19]. В прибрежных районах эти движения выражены менее четко, как правило, они завуалированы другими видами движений (сгонно-нагонные явления, сейши, турбулентность и т. д.), вследствие чего вырождаются в возвратно-поступательные.

Вертикальная структура инерционных колебаний течений в реально-переслоенном Балтийском море достаточно сложна. Рисунок 5.12 иллюстрирует изменение по глубине некоторых спектральных характеристик течений на инерционной частоте. Видно, что минимум спектральной плотности на инерционной частоте наблюдается в зоне термоклина и галоклина, что указывает на существенное влияние стратификации вод Балтийского моря на вертикальную структуру течений [97, 98, 207, 208]. Таким образом, вертикальные масштабы однородных по характеру инерционных колебаний течений в Балтийском море ограничены наличием поверхностей раздела (термоклином и галоклином) и не превышают нескольких десятков метров.

Приливные течения. Приливы в Балтийском море незначительны и поэтому скорости приливных течений очень малы. Согласно выполненным исследованиям [60, 172, 243], в полусуточной волне скорость течения может достигать 4 см/с, а в суточной — 8 см/с. В открытой части Балтийского моря скорости приливных течений не превышают 2—3 см/с. Несколько более подробные сведения о приливных течениях имеются по району Датских проливов [172, 186, 259, 273—277] (табл. 5.8). Но даже здесь они составляют менее 10—20 % скорости суммарных течений.

Таблица 5.8

Средняя скорость полусуточных приливных течений в Датских проливах

Плавмаяк	V см/с	Плавмаяк	V см/с
Фладен	10	Шульц-Грунд	10
Анхольт-Кноб	10	Хальсков-Рев	15
Лаппегрунд	5	Лесе-Ренде	23
Дрогден	5	Фемарн-Бельт	25

Таким образом, проведенный анализ основных видов движений водных масс Балтийского моря и оценка их вклада в общую изменчивость динамики вод свидетельствуют о том, что течения Балтийского моря представляют собой сложный многокомпонентный процесс, обладающий существенной нестационарностью.

5.1.3. Масштабы изменчивости динамических процессов и методика анализа натурных данных

В настоящее время общепринятой классификацией нестационарных процессов, происходящих в океанах и морях, считается классификация, предложенная в работах [71, 104], согласно которой весь диапазон пространственно-временных масштабов изменчивости разделен на следующие интервалы:

— мелкомасштабная изменчивость

$$10^{-1}\ \text{см} \leqslant L \leqslant 10^{4}\ \text{см},\ 10^{-1}\ \text{с} \leqslant T \leqslant 10^{3}\ \text{с};$$

— мезомасштабная изменчивость

$$10^{2}\ \text{м} \leqslant L \leqslant 10^{4}\ \text{м},\ 10\ \text{ч} \leqslant T \leqslant 10^{2}\ \text{ч};$$

— синоптическая изменчивость

$$10^{2}\ \text{км} \leqslant L \leqslant 10^{3}\ \text{км},\ 10\ \text{сут} \leqslant T \leqslant 10^{2}\ \text{сут};$$

— глобальная (сезонная, межгодовая, вековая и более) изменчивость

$$L \gg 10^{3}\ \text{км},\ T \gg 10^{2}\ \text{сут},$$

(здесь L — пространственный масштаб, T — временной масштаб изменчивости).

Считая, что интегрирующим признаком реакции бассейна на внешние, а следовательно, и внутренние возмущения являются колебания уровня, которые через закон сохранения массы (уравнение неразрывности) связаны с течениями, можно показать, что все представленные интервалы изменчивости присутствуют и в Балтийском море (рис. 5.13). Ограниченность спектрального состава

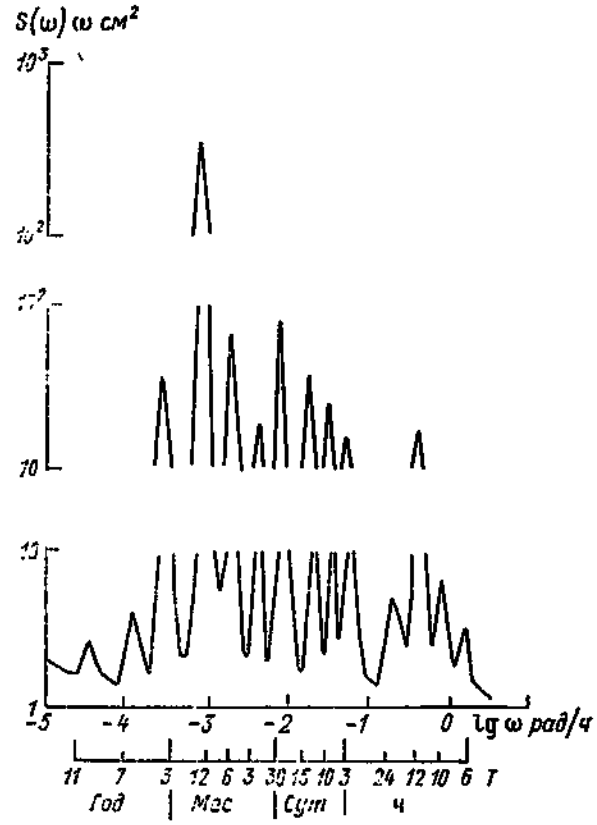


Рис. 5.13. Обобщенный вид спектра колебаний среднего уровня Балтийского моря [21].

в низкочастотной области объясняется отсутствием материалов наблюдений над уровнем необходимой продолжительности, хотя косвенные данные об исторической смене стадий развития Балтийского моря свидетельствуют о наличии не только вековой, но и межвековой изменчивости положения уровня. Высокочастотный диапазон изменчивости колебаний уровня в Балтийском море достаточно хорошо прослеживается на мареограммах.

На рис. 5.13 правая часть спектра (диапазон колебаний от нескольких часов до 1—2 сут) представляет мезомасштабный интервал изменчивости, в который входят сейшевые, инерционные, приливные и бризовые колебания. Вклад их в общую изменчивость динамики вод Балтийского моря до-

статочно велик. В этом диапазоне изменчивости особо следует выделить штормовые нагоны, которые по своей интенсивности могут на порядок превышать синоптические колебания. Колебания периодами от 2 до 30 сут отражают синоптический масштаб изменчивости. К этому диапазону колебаний относятся и вынужденные длинные волны, вызванные прохождением барических образований над акваторией моря, а также процессами водообмена между Северным и Балтийским морями. Левая часть спектра отражает внутригодовую и межгодовую изменчивости, связанные с сезонным ходом режимообразующих факторов (речной сток, атмосферная циркуляция и др.) в средних широтах и процессами взаимодействия системы атмосфера—океан.

Для исследования такого широкого спектра колебаний необходимы современные методы анализа, позволяющие выявить пространственно-временные закономерности изменчивости этих процессов. Таким адекватным математическим аппаратом является вероятностный анализ.

Анализ современных натурных исследований морских течений в различных районах Мирового океана, в морях и заливах, в устьях рек и на крупных озерах [20, 21, 68, 69, 104, 150, 152 и др.] позволил установить, что наряду с медленно меняющимся движением водных масс существует сложная совокупность волновых и вихревых перемещений вод: волны имеют различную цикличность, вихри — различные пространственные и временные масштабы, а стрежни основных систем течений меандрируют. Многофакторность, разномасштабность, полицикличность, большая временная изменчивость морских течений дают основание рассматривать изменения скорости течения во времени и пространстве как случайные функции $\mathbf{V}(r, t)$ и описывать закономерности их изменчивости в терминах вероятностных характеристик [22, 23, 96, 122].

В последние годы появился целый ряд работ, посвященных обработке и анализу векторных временных рядов, в которых для оценки вероятностных характеристик этих процессов используются несколько методов [22, 23]. Критический анализ этих методов, в основе которых лежат различные математические модели векторов, достаточно полно изложен в работах [22, 23]. Здесь мы рассмотрим основные положения векторно-алгебраического метода, рекомендованного для обработки векторных временных рядов [96] и используемого при расчете вероятностных характеристик скорости течений в Балтийском море. Остановимся на раскрытии тех или иных физических свойств векторного процесса с помощью этого аппарата.

В качестве основных вероятностных характеристик при обработке и анализе временных рядов измерений скорости течений в Балтийском море были приняты:

— математическое ожидание $m_{\mathbf{V}}(t)$, которое с физической точки зрения рассматривается как вектор среднего переноса в конкретной точке;

— дисперсия $D_{\mathbf{V}}(t)$, являющаяся характеристикой разброса векторов отклонений относительно вектора среднего переноса $m_{\mathbf{V}}(t)$;

— корреляционная функция $K_{\mathbf{V}}(t, \tau)$, характеризующая взаимосвязь направленных изменений скорости течений в моменты времени $t_1 = t$ и $t_2 = t + \tau$;

— спектральная плотность $S_{\mathbf{V}}(\omega)$, характеризующая распределение по частотам направленных колебаний скорости течений и дающая количественную оценку интенсивности этих колебаний и их ориентацию в заданной системе координат;

— плотность распределения вероятности скорости течения на одном горизонте $F(|V|, \varphi)$ и плотность распределения вероятности максимальных отклонений по синхронным вертикалям (эпюрам) модуля и направления скорости течения на всех горизонтах измерений от модуля и направления скорости течения на верхнем горизонте [23, 96].

Информация о свойствах векторного процесса $\mathbf{V}(t)$, содержащаяся в $D_{\mathbf{V}}$, $K_{\mathbf{V}}$, $S_{\mathbf{V}}$, раскрывается и представляется с помощью скалярных инвариантов и их комбинаций, не зависящих от выбора системы координат и «настроенных» на раскрытие определенных свойств векторного процесса.

В прикладных исследованиях для сопоставления дисперсий анализируемых процессов используются следующие инварианты: I_1, $\mathfrak{D}$, λ_1, λ_2, α. Линейный инвариант $I_1(\omega)$ характеризует интенсивность изменений скорости течений в частотной области. Инвариант $\mathfrak{D}(\omega)$, называемый индикатором вращательных движений, характеризует интенсивность вращения изменений скорости течений в частотной области, причем $|\mathfrak{D}(\omega)|$ характеризует значения этих изменений, а знак — направление вращения (положительный — вращение по часовой стрелке, отрицательный — против). Инварианты $\lambda_{1,2}(\omega)$ являются экстремальными значениями спектральных плотностей проекций скорости течений по ортогональным направлениям, или длинами полуосей эллипса изменчивости. Ориентация большой оси $\lambda_1(\omega)$ относительно исходной системы координат определяется углом $\alpha(\omega)$ (неинвариантной величиной). При введении географической системы координат угол $\alpha(\omega)$ становится инвариантным, так как он определяет ориентацию большой оси относительно меридиональной линии, направленной на север.

Используя определенные сочетания приведенных вероятностных характеристик, можно конструировать новые инварианты, которые будут «настроены» на раскрытие определенных свойств векторного процесса. Например, инвариант

$$\sqrt{\chi^{(D)}} = \frac{\left|\sqrt{\lambda_2^{(D)}}\right|}{\left|\sqrt{\lambda_1^{(D)}}\right|}$$

представляет отношение длин главных осей эллипса изменчивости и характеризует меру однородности изменения отклонений скорости течений по различным направлениям (степень реверсивности или вращательности течений). Инвариант $\chi^{(D)}$ может меняться в пределах от 0 до 1 и определяет преобладание изменчивости в направлении α. Инвариант

$$\mathrm{У} = \frac{\left|\sqrt{I_1^{(D)}}\right|}{|\mathbf{m_V}|}$$

представляет отношение модуля средних квадратических отклонений скорости течений к модулю среднего переноса, т. е. отражает соотношение по-

стоянной $|m_V|$ и переменной $\left|\sqrt{I_1^{(D)}}\right|$ составляющих потока. Этот инвариант представляет собой аналог коэффициента изменчивости (вариации) в традиционном понимании и является показателем устойчивости скорости течений: чем меньше У, тем устойчивее поток.

Величину $\sqrt{I_1^{(D)}}$ можно рассматривать как среднее квадратическое значение модуля изменений скорости течений.

По данным расчета предложенных оценок вероятностных характеристик скоростей течений можно составить описание основных особенностей режима течений, выявить структуру временны́х колебаний, определить их параметры и интерпретировать основные энергонесущие зоны по их возможному генезису.

Методика обработки и анализа исходных рядов скоростей течений состоит в построении графиков временно́го хода $|V_i|$ и φ_i для определения качества наблюдений; в высокочастотной фильтрации временны́х рядов $\mathbf{V}(t)$ для устранения случайных погрешностей в измерениях скорости течений, вызванных не столько наличием случайных ошибок в измерениях, сколько конструктивными особенностями измерителей течений (БПВ, ЭСТ) [23, 68].

5.1.4. Временна́я изменчивость течений

В настоящее время следует признать, что наиболее полно обработаны и проанализированы временны́е ряды измерений скорости течений на автономных станциях (АБС) в трех районах Балтийского моря. Это Таллиннский залив [68], Рижский залив [19, 20 и др.] и Невская губа в восточной части Финского залива [60, 152 и др.].

В открытой части Балтийского моря измерений скорости течений на АБС проведено значительно меньше, хотя в последние годы (1978—1987 гг.) этот пробел в некоторой степени восполнен. Как было отмечено ранее, продолжительность измерений на АБС за редким исключением не превышает 15—20 сут, что позволяет оценить изменчивость скорости течений в диапазоне колебаний с периодами от 2—4 ч до 2—5 сут (мезомасштабная и синоптическая изменчивость). Однако по материалам многолетних наблюдений над течениями на плавмаяках можно сделать оценку и сезонной, и даже межгодовой (многолетней) изменчивости скорости течений в Балтийском море.

Межгодовая изменчивость. Для характеристики многолетней изменчивости скорости течений были использованы материалы наблюдений на плавмаяках в зоне Датских проливов и на входе в Балтийское море за 1900—1961 гг. (см. табл. 5.5). При анализе многолетней изменчивости скорости течений мы несколько отклонимся от принятой методики анализа векторных процессов и воспользуемся только значениями модуля средней годовой скорости течения, которые будем интерпретировать в традиционном плане как показатель интенсивности суммарных течений.

Рисунок 5.14 иллюстрирует многолетнюю изменчивость модуля средней годовой скорости поверхностных течений на отдельных плавмаяках в Датских проливах. Видно, что интенсивность

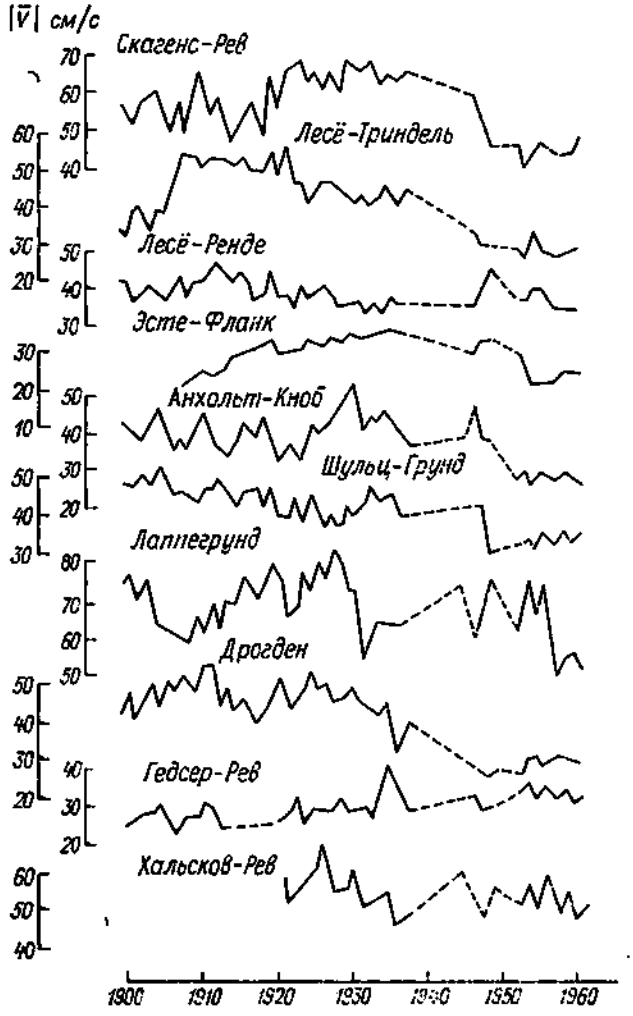


Рис. 5.14. Многолетняя изменчивость интенсивности поверхностных течений (среднего годового модуля скорости) в Датских проливах.

течений с 1900 по 1961 г. испытывает довольно существенные изменения, достигающие на отдельных плавмаяках амплитуды 20—30 см/с. Общий вид временны́х реализаций модуля средней годовой скорости свидетельствует также о том, что характерной чертой многолетней изменчивости скорости течений в Датских проливах является достаточно выраженная тенденция уменьшения интенсивности течений, на фоне которой выделяются периоды некоторого повышения интенсивности (табл. 5.9). Особенно четко эта тенденция выражена на плавмаяках Лесе-Норд, Анхольт-Норд, Шульц-Грунд и Дрогден, где уменьшение интенсивности течений с 1900 по 1960 г. составило в среднем около 16 см/с. Для других плавмаяков тенденция уменьшения интенсивности течений также прослеживается, но в меньшей степени, что связано с региональными особенностями местоположения этих пунктов наблюдений. Из представленных данных видно, что за рассматриваемый период произошло уменьшение интенсивности течений в Датских проливах и составившее 20—25 % среднего значения.

Более детальный анализ вида временны́х реализаций модуля скорости течений показывает, что на фоне общего уменьшения интенсивности течений прослеживаются и долгопериодные колебания. Так, например, на плавмаяке Лаппегрунд

Таблица 5.9

Оценка изменения интенсивности скорости течений на плавмаяках в Датских проливах за 1901—1960 гг.

Плавмаяк	1901—1910		1911—1920		1921—1930		1931—1940		1941—1950	
	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV
Скагенс-Рев	55,6	11,8	56,4	3,7	63,7	10,7	65,3	−4,5	50,9	−13,9
Лесе-Норд	43,0	20,9	51,5	2,5	46,5	−5,9	41,7	1,4	30,5	−12,2
Лесе-Ренде	39,4	0,8	43,1	1,7	37,6	−1,6	35,4	5,4	38,8	−1,3
Альборг-Бугт	20,8	3,2	25,4	8,0	30,2	4,1	33,1	0,8	30,4	−2,7
Анхольт-Норд	39,6	0	37,4	−9,1	38,9	14,0	41,9	−15,5	40,0	−3,0
Шульц-Грунд	47,2	−4,6	45,8	0,4	38,8	0,9	40,1	0,5	36,4	−10,6
Лаппегрунд	66,6	−11,5	68,8	15,5	76,5	−2,8	63,1	−3,2	67,9	2,8
Дрогден	47,0	2,0	48,1	−7,2	47,1	−3,6	39,3	−11,9	24,9	−8,1
Хальсков-Рев	—	—	—	—	57,1	0,3	48,5	−3,6	50,3	0,7
Гедсер-Рев	26,7	1,8	26,6	−6,2	28,1	3,8	31,2	−0,6	30,0	1,3

Плавмаяк	1951—1960		1901—1930		1931—1960		ΔV_{10}	ΔV_{30}
	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV	$\lvert\bar{V}\rvert$	ΔV		
Скагенс-Рев	44,9	−1,9	58,4	15,5	55,1	−22,0	−10,7	−3,3
Лесе-Норд	28,0	−0,8	46,4	12,1	34,8	−12,5	−15,0	−11,6
Лесе-Ренде	35,7	−6,7	39,3	−5,0	35,8	−1,7	−3,7	−3,5
Альборг-Бугт	21,8	−4,7	27,4	12,7	28,5	−10,5	1,0	1,1
Анхольт-Норд	26,6	−4,8	39,3	5,3	36,2	−25,5	−13,0	−3,1
Шульц-Грунд	31,3	2,1	44,0	−7,5	37,0	−7,5	−15,9	−7,0
Лаппегрунд	61,6	−13,9	70,5	−4,1	63,8	−15,9	−5,0	−6,7
Дрогден	27,4	2,9	46,7	−0,4	32,4	−18,9	−19,6	−14,3
Хальсков-Рев	51,2	−6,4	57,1	0,3	50,9	−8,4	−5,9	−6,2
Гедсер-Рев	33,0	−0,2	27,4	4,4	32,2	1,7	6,3	4,8

Примечание. Здесь $\lvert\bar{V}\rvert$ — интенсивность скорости течения (модуль средней скорости), см/с; ΔV — характеристика тенденции изменения интенсивности скорости течений, см/с; ΔV_{30} — характеристика тенденции по 30-летиям, см/с; ΔV_{10} — характеристика тенденции между первым и последним десятилетиями, см/с.

видны колебания интенсивности течений с периодом около 30 лет: наименьшие значения отмечались в 1901—1910, 1931—1940 и 1951—1960 гг., а наибольшие — в 1921—1930 и 1941—1950 гг. Подобный характер изменений модуля скорости течений прослеживается и на плавмаяках Анхольт-Норд и Хальсков-Рев. Причиной таких долгопериодных изменений, по-видимому, является перестройка процессов взаимодействия в системе океан — атмосфера.

О многолетней изменчивости интенсивности течений в собственно Балтийском море можно предположить, что она имеет ту же направленность, что и в Датских проливах, но в меньшей степени.

Сезонная изменчивость. Для характеристики сезонной изменчивости скорости течений в Балтийском море были использованы длительные (не менее 5—10 лет) ряды наблюдений на плавмаяках от Ботнического залива до Скагеррака.

Из данных, представленных на рис. 5.15 и в табл. 5.10, видно, что модуль средней месячной скорости течений в Ботническом заливе (п/м Зюйдостброттен, Финнгрундет и Грундкаллен) и в центральной Балтике (п/м Свенска-Бьерн и Хавринг) мало изменяется от месяца к месяцу: размах колебаний модуля скорости течений на поверхности в годовом цикле составляет в среднем 3,7 см/с (от 2,6 см/с на п/м Грундкаллен до 6,3 см/с на п/м Финнгрундет), а на глубинных горизон-

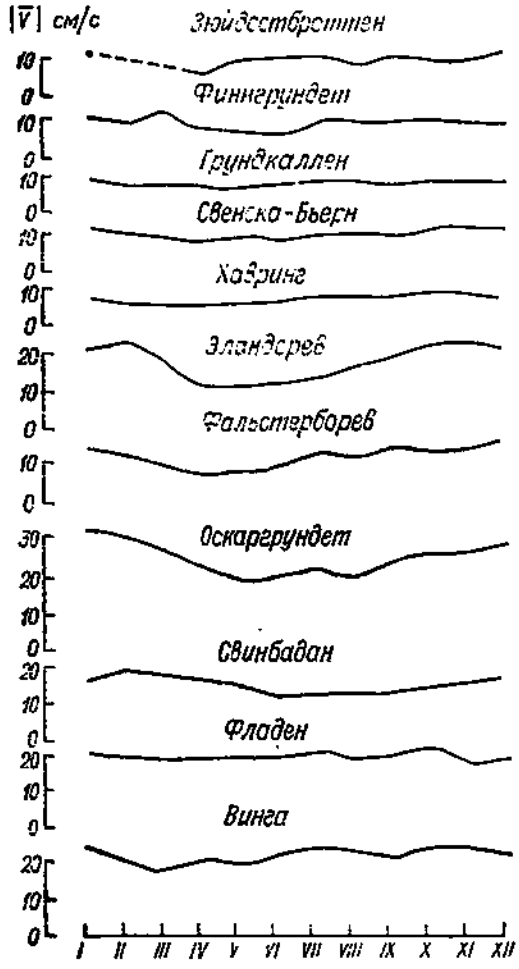


Рис. 5.15. Сезонная изменчивость модуля средней месячной скорости поверхностных течений на плавмаяках.

Таблица 5.10

Сезонная изменчивость модуля средней месячной скорости течений (см/с) на плавмаяках в Балтийском море и Датских проливах

Плавмаяк	Горизонт, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX	XII	Год
Зюйдостброттен	0	11,2	—	—	5,5	9,1	9,4	9,2	8,1	9,9	8,6	9,1	11,3	9,4
	40	10,5	—	—	6,8	6,4	7,9	6,2	5,7	7,0	7,0	9,3	9,8	7,5
	45	7,0	—	—	3,1	6,6	5,5	4,5	8,8	9,3	7,6	9,7	8,7	7,5
Финингрундет	0	9,2	8,8	11,1	5,9	4,8	5,2	8,1	8,0	7,9	8,8	8,8	8,4	7,9
	30	5,8	6,1	7,2	5,5	3,3	3,2	4,3	4,1	4,8	5,2	5,4	5,2	4,6
	35	9,0	7,8	9,6	5,2	4,3	4,1	4,8	6,2	6,7	7,7	8,7	9,7	7,1
Грундкаллен	0	7,6	6,5	6,3	5,5	5,2	6,4	7,8	6,8	6,6	7,2	7,4	6,9	6,8
	30	7,2	5,8	4,8	5,4	4,7	4,6	5,6	5,2	6,3	6,6	6,7	7,3	5,9
	50	7,4	6,3	7,0	4,4	4,1	5,2	4,8	3,9	5,0	7,0	6,9	3,7	5,4
Свенска-Бьерн	0	10,6	9,0	8,7	7,1	8,8	7,7	9,4	9,3	8,6	11,2	11,0	10,4	9,4
	30	9,0	7,5	7,0	6,3	6,6	6,1	7,0	6,9	6,9	9,1	8,8	8,7	7,5
Хавринг	0	5,9	4,4	3,6	4,5	4,7	5,4	7,7	5,8	6,1	7,7	6,2	6,9	5,9
	30	4,9	4,0	2,9	3,9	3,5	3,3	5,5	4,3	5,3	6,7	4,8	6,0	4,7
Эландсрев	0	21,5	22,3	17,9	10,7	10,2	12,2	13,3	17,0	19,9	22,0	22,6	21,6	17,6
	30	33,6	22,8	17,5	12,9	12,5	12,9	17,2	16,1	17,2	24,8	30,5	35,7	20,2
Фальстерборев	0	13,5	11,6	9,6	6,0	7,7	8,6	12,7	10,7	13,9	12,2	14,0	16,0	11,3
	10	12,1	9,3	8,2	4,9	6,7	7,2	10,3	8,4	11,9	10,1	11,5	13,3	9,5
Оскаргрундет	0	32,0	30,0	25,7	22,3	18,9	20,3	21,6	19,5	24,5	26,0	27,2	29,6	24,7
	8	28,7	25,7	22,4	17,9	15,4	16,5	17,1	16,8	20,9	22,7	24,4	26,5	21,3
Свинбадан	0	16,4	18,6	16,7	16,0	15,4	12,4	13,1	13,1	13,1	15,0	15,8	17,6	15,2
	18	9,6	11,5	8,7	8,8	8,1	6,2	7,1	7,8	8,1	8,4	8,3	10,9	8,6
Лаппегрунд	0	74,0	75,1	71,4	67,8	62,4	57,2	57,0	60,1	66,6	71,9	74,7	74,3	67,6
Дрогден	0	48,7	42,8	41,0	39,6	33,2	35,8	32,9	36,0	41,7	45,1	46,6	44,9	40,8
Хальсков-Рев	0	57,5	54,7	49,7	50,1	47,5	50,4	51,9	52,2	54,3	53,9	54,8	54,2	52,8
Гедсер-Рев	0	30,9	32,3	30,1	28,6	26,6	26,8	27,2	27,9	30,8	30,9	30,0	29,6	29,3
Скагенс-Рев	0	61,1	58,1	59,3	58,1	55,9	56,4	51,7	50,6	53,6	57,1	59,4	62,0	57,0
Фладен	0	19,2	18,0	17,7	18,2	17,9	18,9	20,4	17,9	20,8	20,9	16,7	19,4	18,9
	30	14,7	12,3	11,9	10,8	8,8	8,5	11,7	11,2	14,0	13,4	12,4	13,0	12,0
Винга	0	23,6	19,1	17,5	20,0	19,3	21,0	22,6	22,1	21,4	23,9	22,5	22,4	21,4
	30	14,3	12,2	11,3	11,2	13,0	11,8	12,0	12,5	14,8	17,0	16,0	14,8	13,5
Дунекиль	0	5,4	4,4	5,9	4,1	4,3	4,5	4,2	3,4	4,9	3,6	2,9	4,1	4,2
	20	0,1	—	—	0,5	—	—	0,7	0,6	0,5	0,5	0,2	0,4	0,4
Лесе-Норд	0	42,7	43,0	42,9	40,7	39,2	39,9	39,9	38,8	41,3	43,4	43,7	42,7	41,3
Лесе-Ренде	0	41,0	39,4	39,2	38,4	36,9	34,1	33,1	33,1	37,0	40,4	42,3	41,2	37,9
Альборг-Бугт	0	25,2	26,4	28,5	28,9	31,2	31,5	28,0	28,1	27,6	27,4	25,7	25,8	27,6
Анхольт-Норд	0	42,6	41,0	39,4	35,2	32,0	35,2	34,0	34,7	36,6	41,0	42,2	42,4	37,9
Шуяьц-Грунд	0	44,3	44,0	42,4	40,5	39,3	37,4	37,5	39,9	42,0	42,7	43,4	42,8	41,2

тах — 3,9 см/с (от 2,7 см/с на п/м Грундкаллен до 6,6 см/с на п/м Зюйдостброттен).

Совершенно другая картина наблюдается в южной Балтике (п/м Эландсрев) и в Датских проливах (п/м Фальстерборев, Оскаргрундет и Свинбадан): модули средней месячной скорости поверхностных течений возрастают примерно в два-три раза (от 6 до 32 см/с), соответственно усиливается и контраст от месяца к месяцу, особенно в зимне-весенний период. В этих районах наиболее ярко прослеживается сезонная изменчивость в распределении модуля средней месячной скорости течений: максимальные значения наблюдаются в осенне-зимний период, а минимальные — в весенне-летний с абсолютным минимумом в апреле — мае.

Такое сезонное распределение модуля средней месячной скорости течений несколько отличается от сложившихся представлений о влиянии суммарного речного стока на течения в проливах. Действительно, в проливной зоне происходит аккумуляция суммарного речного стока, и в соответствии с этим возрастают средние скорости течений, однако вопрос о минимальных значениях средней скорости весной, когда наблюдается максимальный речной сток, остается открытым.

Анализ годового хода колебаний уровня в Балтийском море показывает, что и здесь наблюдается существенное расхождение с сезонной изменчивостью речного стока, т. е. наименьшее значение уровня отмечается весной; перекос (уклон) уровня в системе Балтийское море — Северное море также уменьшается, а следовательно, весной должны уменьшаться и средние скорости течений по сравнению с другими сезонами года.

Другой причиной сезонного изменения модуля средней месячной скорости течений в проливной зоне является воздействие атмосферных процессов: пониженная активность в весенне-летний период и повышенная — в осенне-зимний период.

Рассмотрим сезонную изменчивость в распределении вероятностных характеристик скорости поверхностных течений на плавмаяках, расположенных вдоль шведского побережья Балтийского моря от Ботнического залива до Датских проливов. Расчеты вероятностных характеристик скорости течений были выполнены по данным о повторяемости модуля скорости и направления течений (двумерная плотность распределения вектора скорости) в соответствии с [96].

Из табл. 5.11 видно, что распределение модуля $|m_V|(t)$ среднего переноса несколько отличается от распределения среднего месячного модуля скорости $|\overline{V}|(t)$ (см. табл. 5.10). Так, например, на п/м Свенска-Бьерн наибольшие значения модуля среднего переноса отмечаются в летний период (июль — август), а наименьшие — весной (апрель) и осенью (ноябрь), в то время как наибольшие значения среднего месячного модуля скорости отмечаются в осенне-зимний период (октябрь — январь), а наименьшие — в весенний (ап-

Таблица 5.11

Годовой ход вероятностных характеристик скорости поверхностных течений на плавмаяках в Балтийском море

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Зюйдостброттен												
$\lvert m_V \rvert$	5,2	—	—	0,8	1,3	1,8	1,6	1,2	1,9	0,6	3,3	4,9
φ	214	—	—	73	233	246	267	282	264	116	221	217
$\sqrt{I_1^{(D)}}$	13,8	—	—	8,3	11,7	12,0	11,8	11,0	11,5	11,3	12,9	13,6
$\alpha^{(D)}$	222	—	—	76	216	211	244	238	234	221	220	215
$\sqrt{\chi^{(D)}}$	0,83	—	—	0,93	0,87	0,72	0,90	0,91	0,81	0,85	0,84	0,75
У	2,68	—	—	10,81	9,01	6,75	7,30	9,51	5,96	17,50	3,94	2,77
Финнгрундет												
$\lvert m_V \rvert$	3,1	2,4	3,5	0,6	1,9	1,6	2,7	2,2	3,4	3,3	2,7	2,5
φ	160	152	168	150	187	163	197	173	162	162	163	156
$\sqrt{I_1^{(D)}}$	12,4	11,5	14,7	8,7	7,5	7,6	11,0	11,1	10,8	11,0	11,6	11,1
$\alpha^{(D)}$	199	206	200	196	196	194	194	202	195	202	197	191
$\sqrt{\chi^{(D)}}$	0,62	0,61	0,42	0,60	0,54	0,61	0,71	0,72	0,62	0,68	0,67	0,61
У	3,95	4,77	4,19	13,70	3,95	4,66	4,02	4,98	3,19	3,31	4,23	4,41
Грундкаллен												
$\lvert m_V \rvert$	1,6	1,9	3,0	1,7	2,6	3,0	3,1	2,6	1,6	2,0	1,4	1,6
φ	115	149	146	141	167	161	164	174	128	152	129	96
$\sqrt{I_1^{(D)}}$	10,0	9,3	8,5	8,1	7,0	8,6	9,6	9,1	9,0	9,3	9,6	9,2
$\alpha^{(D)}$	170	136	167	158	197	175	186	192	185	194	171	165
$\sqrt{\chi^{(D)}}$	0,91	0,86	0,81	0,90	0,85	0,70	0,78	0,81	0,73	0,85	0,93	0,82
У	6,43	4,93	2,86	4,73	2,69	2,83	3,08	3,56	5,67	4,72	6,64	5,59
Свенска-Бьери												
$\lvert m_V \rvert$	3,7	3,4	4,2	2,8	5,3	4,3	5,5	5,1	3,5	4,2	2,9	3,3
φ	172	186	198	182	190	184	175	175	164	174	163	149
$\sqrt{I_1^{(D)}}$	13,4	11,9	10,9	10,4	10,7	10,0	11,3	11,9	11,5	13,9	14,3	13,5
$\alpha^{(D)}$	213	211	213	198	207	206	214	214	208	219	211	206
$\sqrt{\chi^{(D)}}$	0,76	0,72	0,70	0,80	0,81	0,69	0,78	0,78	0,79	0,65	0,77	0,77
У	3,59	3,47	2,61	3,72	2,02	2,30	2,04	2,31	3,26	3,31	5,02	4,09
Хавринг												
$\lvert m_V \rvert$	0,9	1,2	0,8	1,6	2,2	1,6	3,4	0,6	1,3	1,6	1,4	2,0
φ	98	216	195	234	236	242	234	299	68	50	28	30
$\sqrt{I_1^{(D)}}$	9,4	8,1	5,6	7,5	7,3	8,8	10,8	8,8	9,4	11,0	9,2	9,4
$\alpha^{(D)}$	223	229	255	209	228	240	236	217	230	229	219	233
$\sqrt{\chi^{(D)}}$	0,66	0,59	0,78	0,70	0,73	0,65	0,80	0,82	0,75	0,65	0,65	0,78
У	10,15	6,56	6,68	4,70	3,32	5,64	3,22	15,19	7,03	6,99	6,38	4,64
Эландсрев												
$\lvert m_V \rvert$	11,9	13,3	11,1	1,7	5,8	0,5	4,8	8,0	4,6	6,1	5,4	13,5
φ	220	218	221	332	219	352	213	218	227	227	237	214
$\sqrt{I_1^{(D)}}$	25,6	24,2	19,9	16,4	13,2	16,8	17,9	20,7	25,8	27,1	28,3	24,0
$\alpha^{(D)}$	217	216	222	220	224	212	216	215	221	222	217	220
$\sqrt{\chi^{(D)}}$	0,55	0,66	0,60	0,74	0,65	0,59	0,54	0,51	0,47	0,57	0,52	0,51
У	2,15	1,82	1,78	9,53	2,26	30,90	3,75	2,58	5,56	4,44	5,22	1,77

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
						Фальстерборев						
$\|m_V\|$	3,7	1,5	3,0	0,3	0,5	3,8	5,6	3,0	6,7	2,6	2,1	4,2
φ	1	7	313	20	220	101	111	88	89	42	1	12
$\sqrt{I_1^{(D)}}$	17,7	17,4	13,2	9,9	11,9	12,7	16,6	15,2	18,1	16,0	18,4	19,7
$\alpha^{(D)}$	276	289	284	292	287	287	292	290	288	294	292	289
$\sqrt{\chi^{(D)}}$	0,63	0,47	0,53	0,60	0,52	0,35	0,44	0,52	0,53	0,63	0,49	0,68
У	4,83	11,79	4,42	30,15	23,24	3,31	2,94	5,01	2,67	6,05	8,73	4,73

Примечание. Здесь и в табл. 5.13, 5.14 и 5.16 $|\overline{V}|$ — средний арифметический модуль скорости, см/с; $|V|_{мин}$, $|V|_{макс}$ — соответственно модули минимальной и максимальной скорости, см/с; $|mV|$ и φ — соответственно модуль и направление вектора среднего переноса, см/с, ... °; $\sqrt{I_1^{(D)}}$ — линейный инвариант тензора дисперсии скорости, см/с; $\alpha^{(D)}$ — направление большой оси эллипса дисперсии, ... °; $\lambda_1^{(D)}$, $\lambda_2^{(D)}$ — длины большой и малой полуосей эллипса дисперсии, $см^2/с^2$; $\sqrt{\chi^{(D)}}$ — показатель анизотропности; У — показатель устойчивости.

рель). Минимальная интенсивность отклонений $\sqrt{I_1^{(D)}}$ от среднего переноса отмечается в летний период (июнь), а максимальная — в осенний (ноябрь), что в целом согласуется с характером сезонных изменений среднего месячного модуля скорости течений. Средний перенос в течение всего годового цикла имеет южную составляющую, соответствующую постоянному (стоковому) течению и отклоняется к юго-западу в первую половину года (февраль — июнь) и к юго-востоку — во вторую половину года (июль — январь).

Большая ось эллипса дисперсии ориентирована в южном направлении и расположена относительно направления среднего переноса вправо под углом в пределах 15—57°: наименьшие значения (15—17°) этот угол принимает в весенний период (март — май), а наибольшие (41—57°) — в осенне-зимний (октябрь — январь), что в целом отражает сезонную изменчивость ветровых условий над Балтийским морем.

Значения показателя вытянутости эллипса дисперсии $\sqrt{\chi^{(D)}}$ в течение всего годового цикла находятся в пределах 0,65—0,81, что свидетельствует о близком к равномерному распределению дисперсий проекций на любую ось, т. е. эллипс дисперсии близок к окружности. Показатель устойчивости У во все месяцы года больше единицы, что указывает на преобладание интенсивности переменной части процесса над постоянной: наибольшие значения показатель устойчивости принимает в осенне-зимний период (ноябрь — февраль). Подобный анализ сезонной изменчивости вероятностных характеристик скорости течений можно сделать и по остальным плавмаякам (табл. 5.11).

В распределении повторяемости штилей в поверхностных течениях (табл. 5.12) в общем отмечается существенный максимум в апреле — мае и минимум в октябре — декабре, в остальные месяцы года наблюдается относительно ровный ход этой характеристики. В целом можно заключить, что в Балтийском море и Ботническом заливе отмечается незначительная сезонная изменчивость вероятностных характеристик как в поверхностном, так и в глубинном слоях.

Мезомасштабная и синоптическая изменчивость. Основным экспериментальным материалом для исследования мезомасштабной (внутрисуточной) и синоптической изменчивостей скорости течений послужили данные измерений, полученные на АБС в открытой части Балтийского моря за период с 1961 по 1987 г.

Касаясь материалов наблюдений на АБС, необходимо отметить, что в отличие от прошлого, когда измерители течений обычно устанавливались на одном — двух горизонтах и без достаточного обоснования, в последнее десятилетие (1978—1987 гг.) выбор горизонтов измерений скорости течений физически обоснован. При этом исходят из реально наблюдаемой стратификации вод Балтийского моря, т. е. наличия поверхностей раздела (термоклин и галоклин в теплый период года, и галоклин или пикноклин в холодный период) слоев воды различной плотности и развития разнонаправленных гидрофизических процессов в верхних и глубинных слоях моря.

Таблица 5.12

Внутригодовая изменчивость повторяемости (%) штилей в поверхностных течениях на плавмаяках в Балтийском море

Плавмаяк	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Зюйдостброттен	15,4	—	—	44,0	15,8	17,0	19,1	23,9	13,6	18,6	15,2	14,2
Финнгрундет	21,4	21,0	24,4	28,8	43,7	33,0	19,9	23,2	22,4	17,3	18,4	19,0
Грундкаллен	19,9	27,0	27,5	26,2	31,2	27,2	16,7	24,4	24,1	21,5	18,4	25,6
Свенска-Бьерн	20,1	25,3	27,5	39,9	25,6	29,2	22,8	23,6	25,6	16,8	20,2	24,9
Хавринг	38,2	38,6	45,2	44,6	35,5	34,1	26,8	34,6	32,6	25,9	34,2	22,7
Эландсрев	15,8	13,4	19,1	35,0	31,7	27,1	24,3	22,7	20,1	16,7	13,0	18,9
Фальстерборев	22,3	21,4	29,4	47,9	42,5	41,2	29,4	36,8	24,4	20,3	24,3	18,0

В соответствии с разработанной программой исследований измерители течений устанавливались на стандартных горизонтах в различных слоях: в верхнем квазиоднородном слое (ВКС), в термоклине, в промежуточном слое между термоклином и галоклином, в галоклине и в придонном слое. Путем такого распределения измерителей течений по вертикали решалась задача изучения не только временно́й структуры скорости течений на отдельных горизонтах, но и вертикальной структуры течений и влияния поверхностей раздела на развитие динамических процессов в различных слоях. Одновременно с постановкой АБС и измерением скорости течений выполнялись многосуточные гидрологические наблюдения, что позволяло связать воедино динамические и гидролого-гидрохимические процессы.

На рис. 5.16 приведены временны́е реализации модуля скорости и направления течений на различных глубинах в открытой части Балтийского моря. Подобный вид временно́й изменчивости скорости

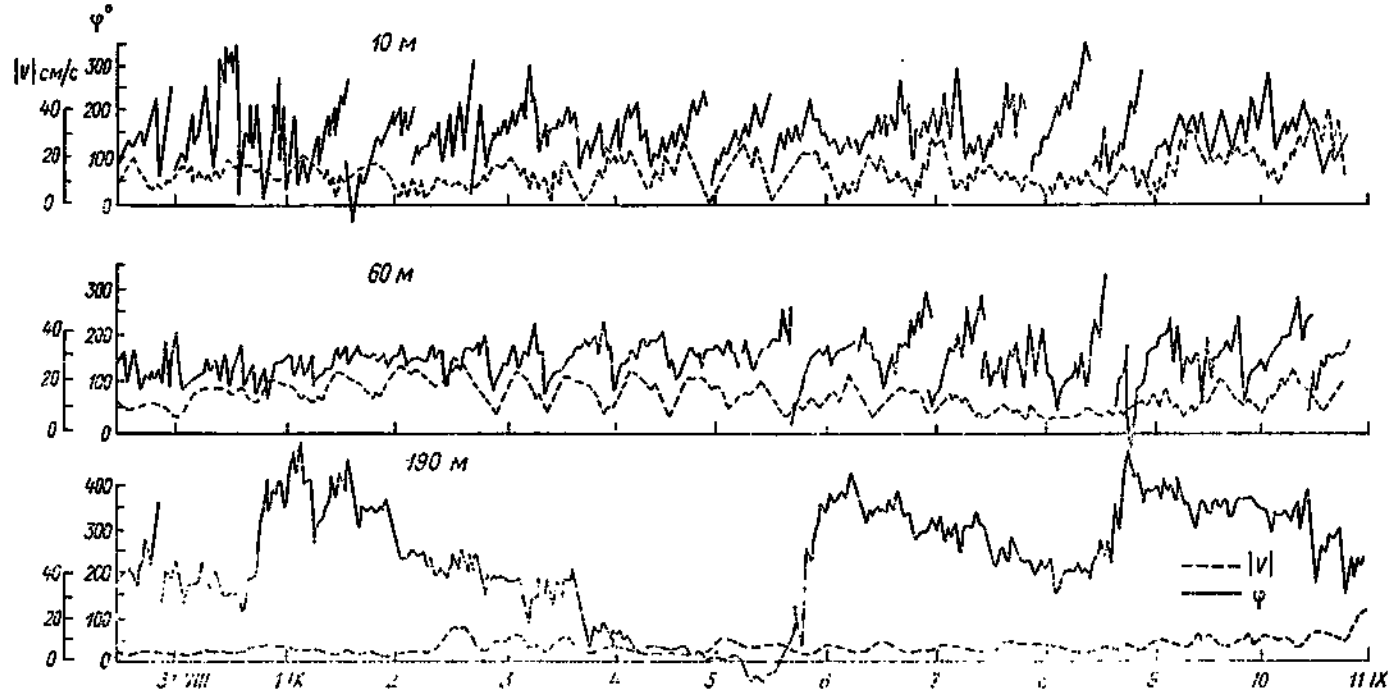


Рис. 5.16. Временной ход реализаций модуля скорости (|V|) и направления (φ) течений на различных глубинах в центральной части Балтийского моря. Ст. ВУ 20, НИС «Рудольф Самойлович», 31 августа—11 сентября 1980 г.

течений, когда направление $\varphi(t)$ и модуль $|V(t)|$ скорости течений не остаются постоянными, а имеют вид полициклической функции, является наиболее типичным для всех временны́х рядов скорости течений в Балтийском море. По внешнему виду эту функцию можно интерпретировать как суперпозицию колебаний с ритмикой от нескольких часов до нескольких суток на фоне медленно меняющейся средней линии; их различия состоят только в значениях $V(t)$, амплитудах и фазах колебаний.

Прежде чем перейти к анализу спектральных характеристик скорости течений в Балтийском море, коротко остановимся на рассмотрении плотностей распределения течений. В работах [68, 101, 102 и др.] показано, что изменчивость направления скорости течений в Балтике имеет преимущественно реверсивный или однонаправленный характер, поэтому представляется возможным ограничиться только одномерными распределениями модуля скорости и направления течений, хотя двумерное распределение дает наиболее полное статистическое описание векторного процесса.

Расчеты маргинальных распределений модуля и направления скорости течений в собственно Балтийском море показали, что для станций, расположенных в открытой (глубоководной) части моря, характерно одномодальное распределение и направления и модуля скорости течений, а в прибрежной и мелководной зонах — бимодальное распределение для направления и одномодальное для модуля скорости течений (рис. 5.17). Основная мода в распределении направления характеризует преобладающий поток, а вторая мода соответствует обратным течениям, вызванным воздействием атмосферных процессов, смещениями циркуляционных зон, меандрированием потока и др. Положение мод в распределении направления в зависимости от местоположения станций, периода наблюдений (осреднения) испытывает достаточно существенные колебания, достигающие 60—90°; но при осреднении за длительный пе́риод в целом дает характеристику постоянного (или преобладающего) потока для данного района. Положение моды в распределении модуля скорости течений характеризует преобладающие значения, которые в открытой части Балтийского моря лежат в диапазоне 10—15 см/с, а в прибрежной зоне смещены в сторону малых значений — менее 10 см/с.

Исследования временно́й структуры скорости течений в Балтийском море, выполненные в последние годы [20, 21, 66, 68, 97, 152 и др.], показали, что на спектрах колебаний скорости течений выделяются энергонесущие зоны, или зоны интенсивной изменчивости скорости течений, которые гене-

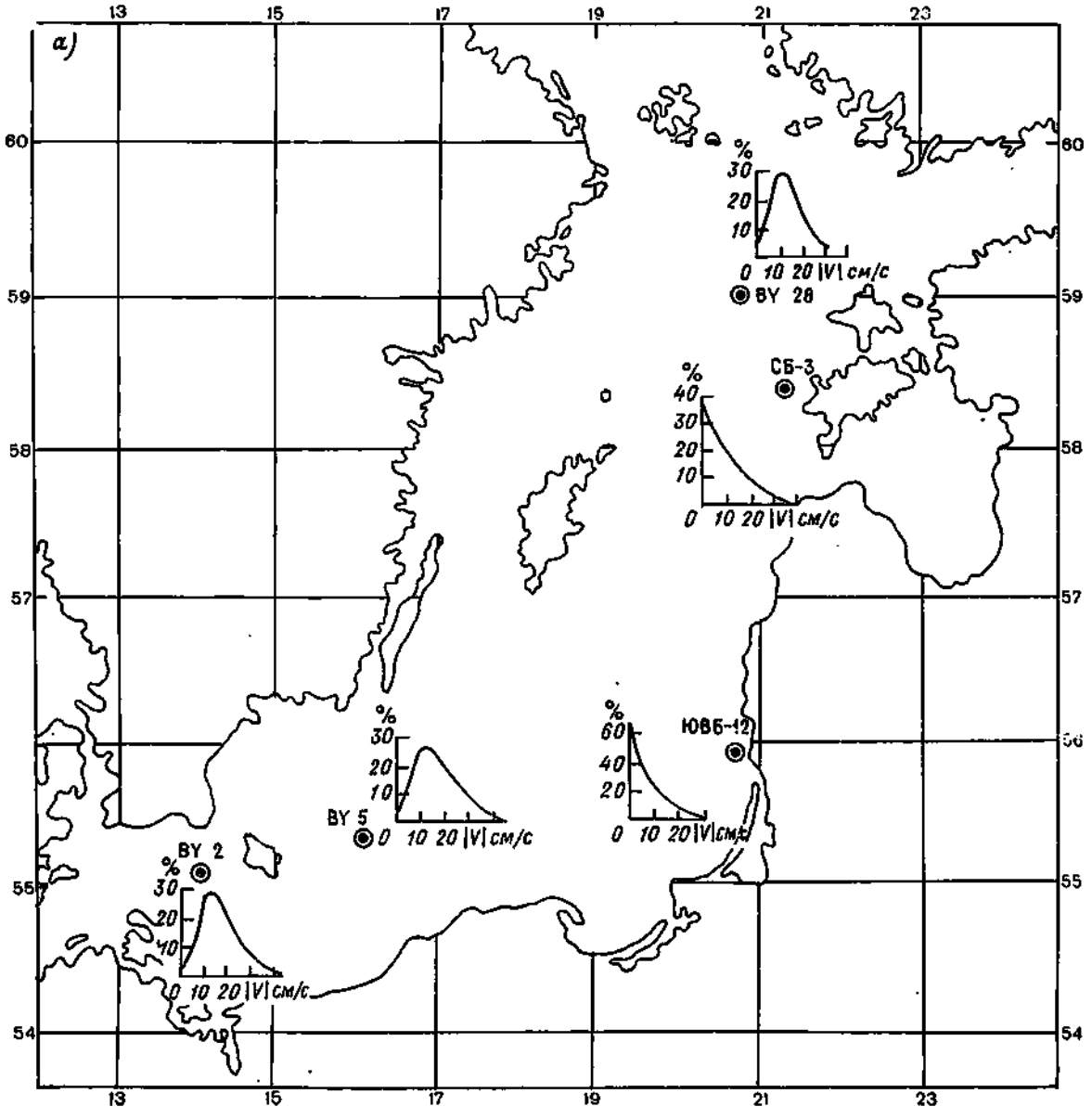
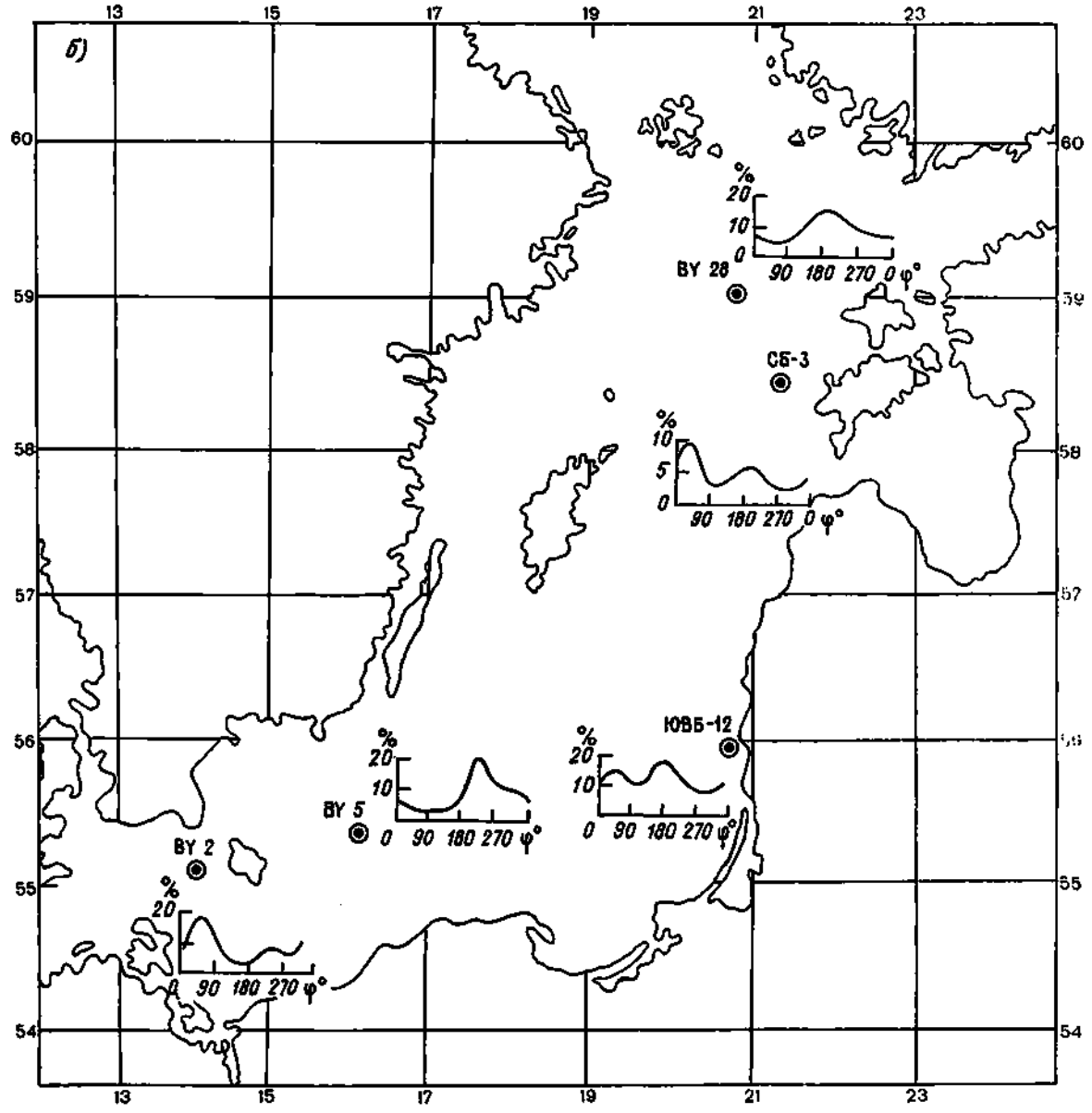


Рис. 5.17. Маргинальные распределения (%) модуля скорости (*а*) слое в различных районах

тически связаны с процессами, их формирующими. Обратимся к результатам обработки натурных данных и попытаемся установить некоторые закономерности в распределении энергонесущих зон, характерных для открытой части Балтийского моря, и интерпретировать их по возможному генезису.

Спектральный анализ временных рядов измерений скорости течений на АБС, расположенных в различных районах Балтийского моря (глубоководной, мелководной акваториях открытого моря и в прибрежной части), показал, что выделяются две основные энергонесущие зоны: 1) синоптическая (от 2—3 до 8—10 сут), обусловленная воздействием крупномасштабных барических образований; 2) мезомасштабная, включающая в себя: суточную (20—30 ч) цикличность приливного и сейшевого происхождения (а в прибрежных районах восточного побережья в летний период обусловленную и бризовыми эффектами); полусуточную цикличность приливного происхождения и инерционную в диапазоне 12—15 ч; колебания с периодами менее 10 ч, обусловленные короткопериодной изменчивостью метеорологических величин, а в глубинных слоях — внутриволновыми процессами.

На рис. 5.18 представлены инварианты $I_1(\omega)$ и $\mathfrak{D}(\omega)$ спектрального тензора для отдельных станций в открытой части Балтийского моря и на различных глубинах. Вид спектров довольно типичен: наличие долгопериодного колебания; ярко выраженная инерционная составляющая, у которой $\mathfrak{D}^{III}(\omega) \approx I_1^{III}(\omega)$; чуть заметный пик на частоте суточного цикла и наличие колебаний незначительной интенсивности в диапазоне менее 10 ч. Для различных диапазонов частот колебаний скорости течений обычно характерно различное преобладающее направление вращения вектора скорости: для низкочастотных (синоптических) — против часовой стрелки ($\mathfrak{D}(\omega) < 0$); для более высокочастотных — по часовой стрелке ($\mathfrak{D}(\omega) > 0$); для инерционных колебаний (в соответствии



и направления (*б*) течений в верхнем (квазиоднородном) Балтийского моря.

с теорией) характерно вращательное движение по часовой стрелке.

Достаточно часто в диапазоне синоптической изменчивости встречается разделение по преобладающему направлению изменений вектора скорости на различных, но близких частотах: по часовой стрелке у колебаний с цикличностью 5—7 сут и против часовой стрелки у колебаний с периодом 2—3 сут (рис. 5.18 *б, в, г*). Сравнивая между собой спектры скорости течений в Балтийском море, можно также отметить, что интенсивность изменений скорости течений в открытых районах моря (рис. 5.18 *в, г, д*), как правило, выше, чем в прибрежных районах (рис. 5.18 *з*). Значения линейного инварианта тензора дисперсии $I_1^{(D)}(\omega)$ достигают в открытой части моря $\sim 10^3$ см^2/с^2, в то время как в прибрежной зоне они редко превышают $\sim 10^2$ см^2/с^2. Наиболее типичен вид спектра, у которого диапазон синоптической изменчивости преобладает над мезомасштабным (внутрисуточным) (рис. 5.18 *б, в, ж, з*), однако нередки ситуации, когда, в частности, инерционные колебания скорости течений доминируют над синоптическими колебаниями (рис. 5.18 *а, г, д, и*).

Спектральный состав колебаний скорости течений в Балтийском море, строго говоря, не остается неизменным во времени, т. е. существенно нестационарен, как и процессы, их формирующие [21, 104]. Об этом свидетельствуют результаты расчетов [21, 23] частотно-временной $S(\omega, t)$ и двухчастотной $S(\omega, \Omega)$ спектральной плотности. Как показано в работах [20, 21], колебаниям скорости течений синоптического диапазона изменчивости свойственны частотная и амплитудная модуляции, а внутрисуточного диапазона — только амплитудная модуляция. Причем на частоте инерционных колебаний изменение спектральных характеристик может быть объяснено перемежаемостью инерционных движений [97, 104]. По-видимому, этот тезис можно также отнести и к сейшевым колебаниям. Приливные колебания скорости течений в открытой части моря, как было отмечено ранее,

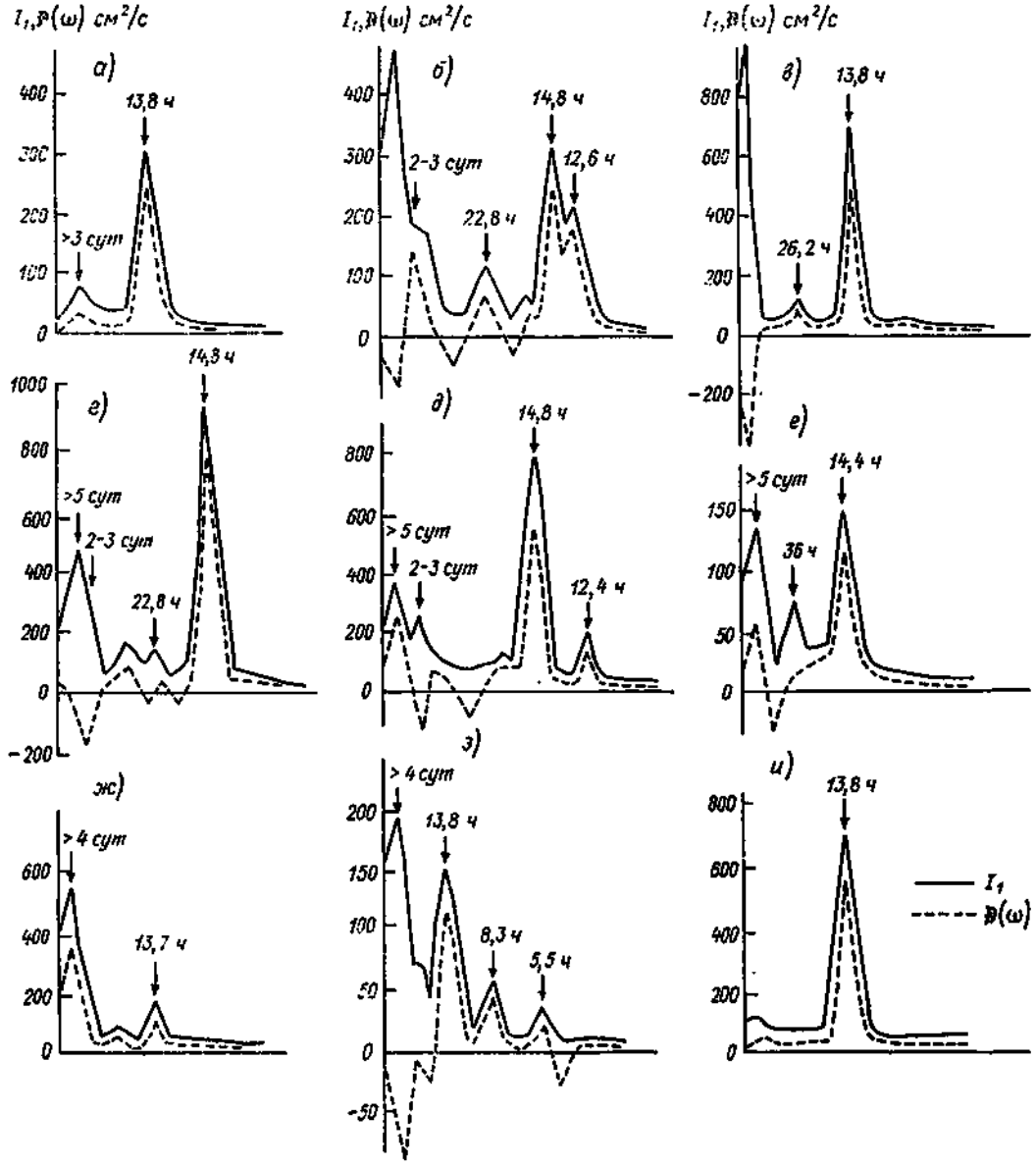


Рис. 5.18. Инварианты спектральной плотности скорости течений в верхнем (квазиоднородном) слое в различных районах Балтийского моря.

I — линейный инвариант, $\mathfrak{D}(\omega)$ — индикатор вращения; *а* — северная часть моря, ВУ 20 (август 1964 г., горизонт 14 м); *б* — северная часть моря, Ш-1 (август 1964 г., горизонт 10 м); *в* — северная часть моря, СБ-11 (июнь—август 1970 г., горизонт 14 м); *г* — южная часть моря, ПНР-2 (август 1964 г., горизонт 10 м); *д* — южная часть моря, ПНР-1 (август 1964 г., горизонт 10 м); *е* — центральная часть моря, ВУ 15 (сентябрь—ноябрь 1978 г., горизонт 30 м); *ж* — юго-западная часть моря, ВУ 2 (октябрь 1978 г., горизонт 15 м); *з* — прибрежная зона, ст. 17а (август 1983 г., горизонт 10 м); *и* — северная часть моря, ст. ВУ 28 (июнь 1982 г., горизонт 10 м).

очень малы, но их тоже можно обнаружить в спектрах течений особенно в южной части моря и в глубинных слоях, где они в меньшей степени искажены и затушеваны внешними факторами.

Анализ вероятностных характеристик скорости течений, измеренных в одном районе, но в различные сезоны года, показывает, что в целом спектральный состав колебаний сохраняется; изменяется лишь дисперсия (интенсивность) колебаний, и происходит перераспределение энергии из одного диапазона изменчивости в другой. Из табл. 5.13, где приведены значения некоторых инвариантов тензора дисперсии скорости течений, видно, что наибольшие значения линейный инвариант $I_1^{(D)}(0)$ принимает в осенне-зимний период, а наименьшие — в весенне-летний.

Таблица 5.13

Вероятностные характеристики скорости течений в различные сезоны года. Арконский бассейн, ст. ВУ 2. 1978—1981 гг.

Сезон	Горизонт, м	$I_1^{(D)}(0)$	$\sqrt{I_1^{(D)}}$	$\alpha^{(D)}$	$\sqrt{\chi^{(D)}}$	γ
Зима	20	205,0	14,3	270	0,48	3,0
Весна	20	106,4	10,3	61	0,64	0,9
Лето	20	135,6	11,6	10	0,70	1,4
Осень	20	161,3	12,7	287	0,63	0,7

Описание временно́й структуры колебаний скорости течений в Балтийском море будет не полным без анализа временно́й изменчивости в Датских проливах. Вопросами временно́й структуры колеба-

ний скорости течений в Датских проливах занимались многие зарубежные авторы [207, 250, 270 и др.], но ограничивались в основном диапазоном внутрисуточной изменчивости, поэтому сведения о масштабах и интенсивности изменчивости скорости течений в этом районе незначительны.

На примере данных измерений скорости течения на п/м Фемарн-Бельт в 1974—1975 гг. мы попытались дать характеристику синоптической и мезомасштабной изменчивости скорости течений в Датских проливах и вскрыть физическую природу этой изменчивости. Из рис. 5.19 видно, что скорость течений в течение года испытывает колебания с периодами от 3—5 до нескольких десятков суток. Если колебания скорости течений цикличностью от 3—5 до 8—10 сут можно интерпретировать как проявление синоптической изменчивости течений, связанной с погодными ритмами [140], то для цикличности 20—30 сут и более в такой интерпретации уверенности нет.

Для выяснения физической природы этих колебаний обратимся к рис. 5.20. Из прогрессивно-векторных диаграмм средних суточных течений на п/м Фемарн-Бельт, представленных на этом рисунке, можно заметить, что летом, когда атмосферные процессы ослаблены, вектор скорости течений испытывает циклические колебания периодом 20—30 сут. Природа этой изменчивости течений в проливной зоне становится понятной, если привлечь к анализу данные о колебаниях уровня в системе Балтийское — Северное моря: на синхронных временны́х рядах колебаний уровня в Балтийском и Северном морях наблюдается «пересечение» кривых колебаний, в момент которого вектор скорости течений в проливной зоне меняет направление в сторону моря, уровень которого оказывается ниже [138].

Сопоставление календарных дат «пересечения» кривых колебаний уровня и смены направления течений показало сходимость их с точностью до суток, т. е., оказывается, природа колебаний скорости течений в диапазоне между синоптической и сезонной изменчивостью обусловлена «перекосами» уровня в системе Балтийское — Северное моря. Результаты спектрального и взаимно спектрального анализа колебаний уровня в этой связанной системе [138] также подтверждают это предположение (см. рис. 5.19).

Анализ спектров колебаний скорости течений на п/м Фемарн-Бельт, рассчитанных в нестационарном приближении (рис. 5.21), показывает, что временна́я структура колебаний в годовом цикле изменений мало меняется от года к году. Это свидетельствует о достаточно однородном про-

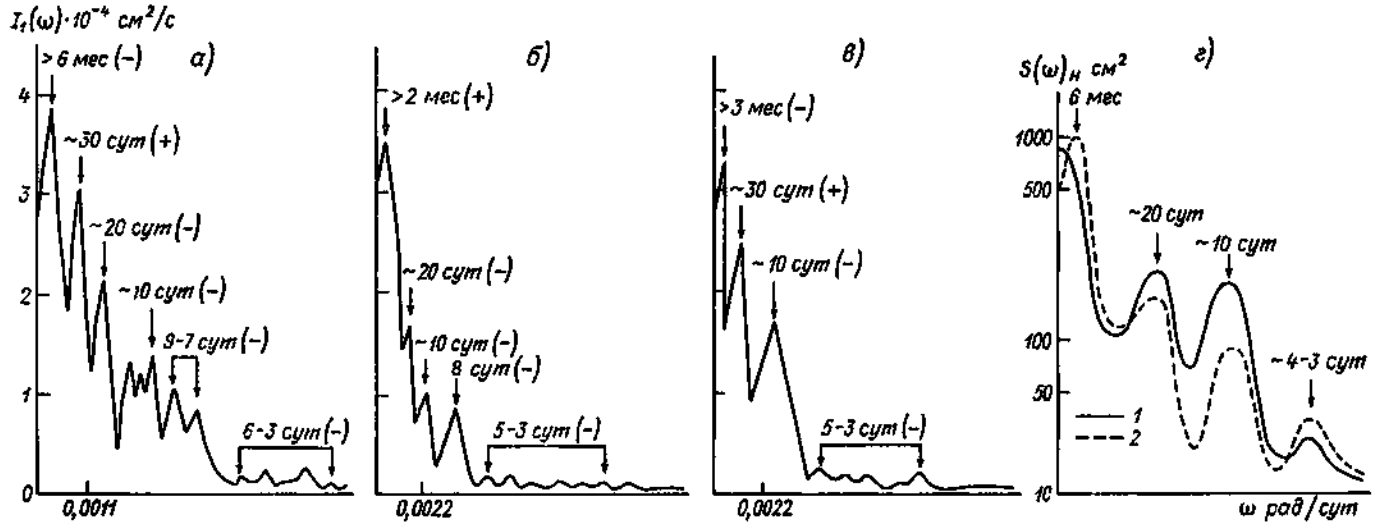


Рис. 5.19. Спектр линейного инварианта $I_1(\omega)$ скорости поверхностных течений на п/м Фемарн-Бельт ($\Delta t = 4$ ч).

а) 1974—1975 гг., *б*) 1974 г., *в*) 1975 г., *г* — спектр колебаний уровня $S(\omega)_H$ в 1975 г.: *1* — Фредериксхавн (Каттегат), *2* — Устка (Балтийское море).

Знаками (+) и (—) на спектрах линейного инварианта показано направление вращения (индикатор $\mathfrak{D}(\omega)$) векторов скорости.

цессе временно́й изменчивости скорости течений в зоне Датских проливов и факторов, вызывающих эту изменчивость.

В диапазоне мезомасштабной изменчивости скорости течений выделяется несколько основных энергонесущих зон, которым можно дать достаточно четкую физическую интерпретацию. Так, колебания скорости течений с периодом 30—40 ч имеют сейшевое происхождение, с периодами 24 и 12,4 — приливное (суточный и полусуточный прилив), а колебания с периодом 14—15 ч обусловлены внутриволновыми процессами инерционного диапазона. Мелкомасштабные колебания с периодом менее 10 ч, вероятнее всего, связаны с морфометрическими особенностями рассматриваемого региона. Следует отметить, что приведенное деление на диапазоны довольно условное, так как например, колебания скорости течений с суточным периодом могут быть вызваны и сейшей системы Балтийское море — Финский залив.

Сезонная изменчивость спектральных характеристик в различных диапазонах изменчивости проявляется двояко: или в уменьшении интенсивности колебаний $I_1^{(D)}(\omega)$ на синоптической частоте и повышении интенсивности колебаний в диапазоне мезомасштабной изменчивости, или наоборот. Так, например, полусуточные приливные колебания ($T = 12{,}4$ ч) имеют хорошо выраженные максимумы в весенний период (апрель — май), а суточные

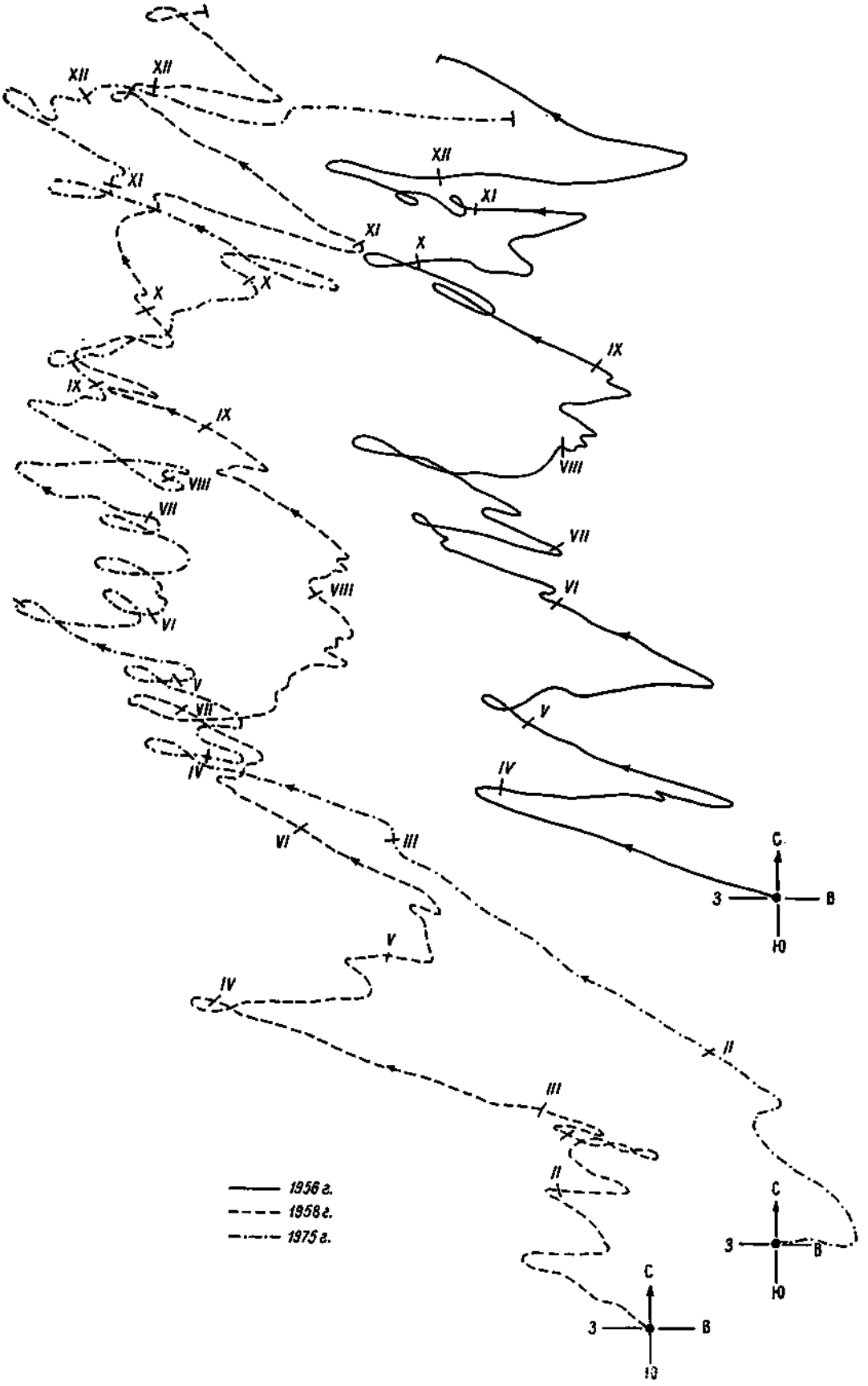


Рис. 5.20. Прогрессивно-векторные диаграммы средних суточных поверхностных течений на п/м Фемарн-Бельт.

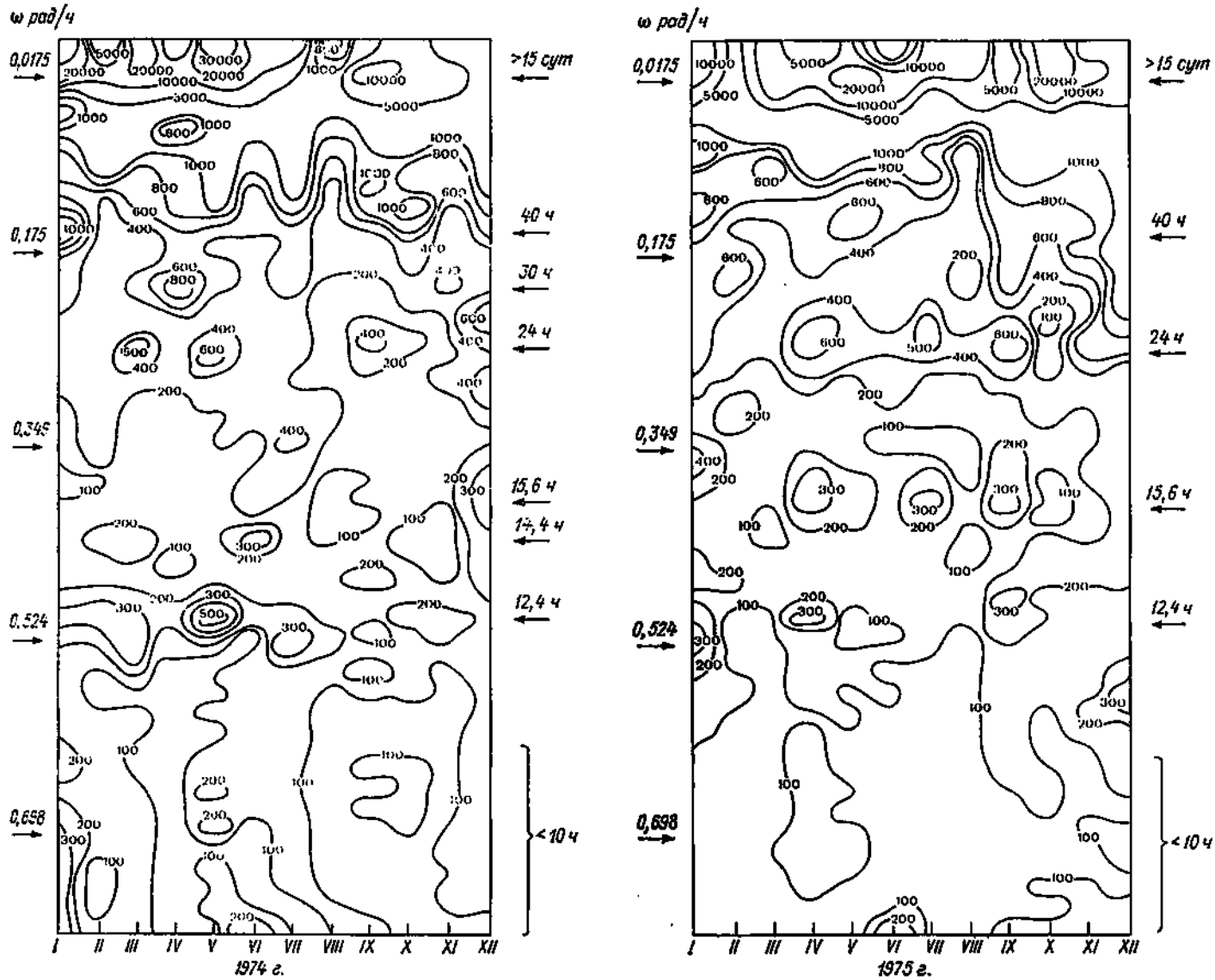


Рис. 5.21. Нестационарный спектр линейного инварианта $[I_1(\omega, t)$ см^2/с$^2]$ скорости поверхностных течений на п/м Фемарн-Бельт.

приливные колебания ($T=24$ ч) наиболее заметны в весенне-летний период (март — август).

Обобщая результаты анализа многочисленных спектров колебаний скорости течений в различных географических районах Балтийского моря, можно заключить, что течения Балтийского моря являются полициклическим вероятностным процессом, характеризующимся многовершинной спектральной плотностью. Периоды обнаруженной цикличности скорости течений по своему генезису могут быть интерпретированы как синоптические, сейшевые, бризовые, приливные, инерционные и короткопериодные флюктуации.

Стилизованные виды спектров скорости течений (линейный инвариант $I_1^{(D)}(\omega)$) в диапазоне синоптической и мезомасштабной изменчивости в различных районах Балтийского моря приведены на рис. 5.22. Синоптическая изменчивость, обусловленная крупномасштабными атмосферными процессами, является преобладающей и прослеживается по всей акватории моря. Характерной чертой для этого диапазона изменчивости является достаточно высокий уровень дисперсии (интенсивности) скорости течений: 10^2—10^3 см^2/с^2.

Для диапазона мезомасштабной изменчивости типичны инерционные колебания с периодом 13—15 ч (см. табл. 5.7). Такие колебания обнаруживаются практически во всех районах моря и наиболее характерны для открытых частей моря и полузамкнутых акваторий. Дисперсия колебания скорости течений с инерционной частотой также достаточно велика ($I_1^{ин}(\omega) \approx 10^2$ см^2/с^2) и в отдельных случаях может быть сравнима с дисперсией синоптических колебаний.

Другой распространенный период колебаний скорости течений в Балтийском море и его заливах близок к суточному (20—30 ч), такие цикличности по своему генезису относятся к сейшевым колебаниям системы Балтийское море — Финский залив. Значительно реже отмечаются в спектрах колебания с периодами 30—40 ч, они представляют сейши системы Балтийское море — Ботнический залив. Дисперсия колебания скорости течений этих цикличностей в среднем составляет около 10—10^2 см^2/с^2.

Колебания скорости течений с приливными периодами (суточный и полусуточный) очень малы

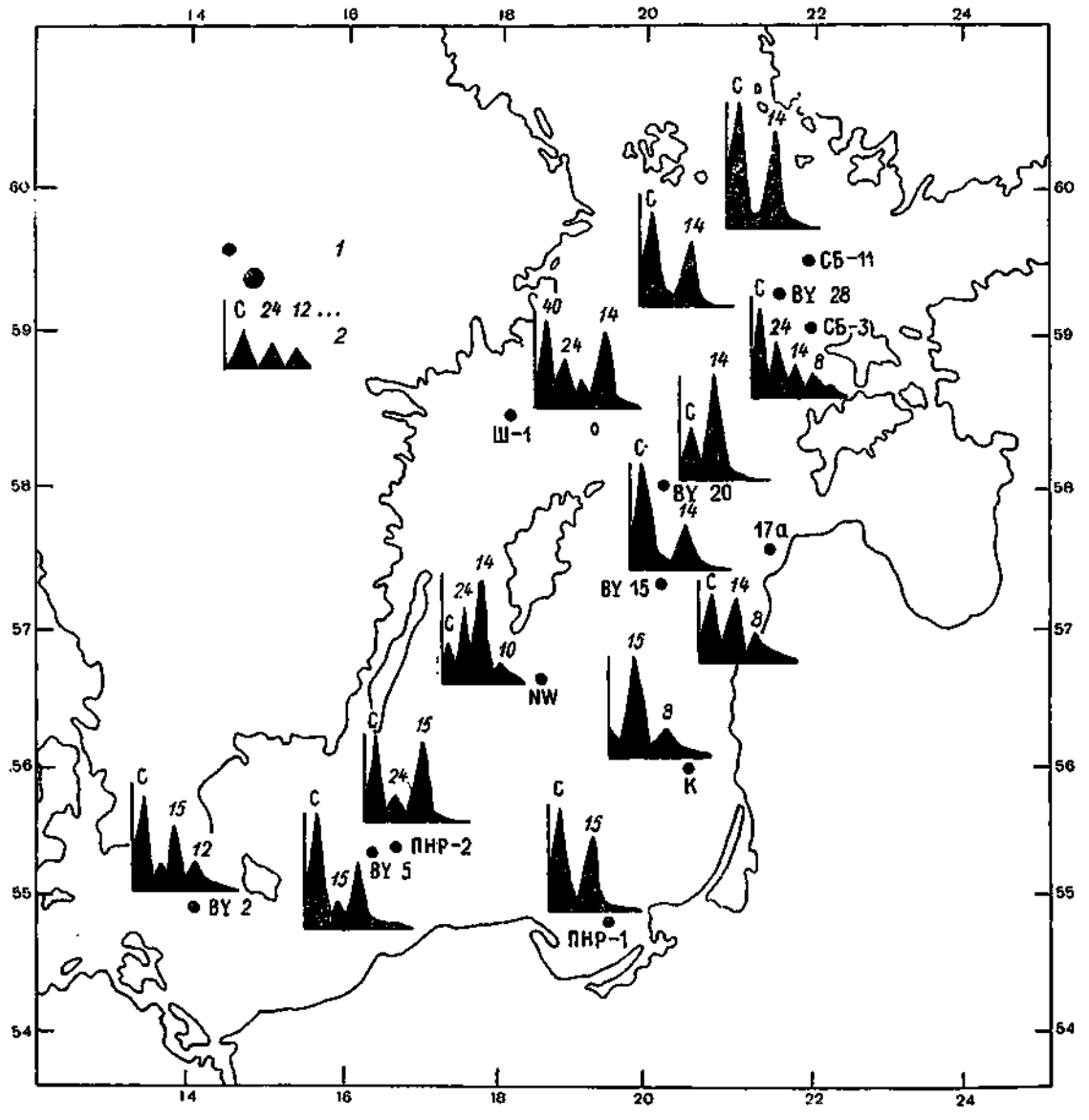


Рис. 5.22. Принципиальный вид спектров линейного инварианта [$I_1(\omega)$ см²/с²] в диапазоне синоптической и мезомасштабной изменчивости скорости течений в различных районах Балтийского моря.

1 — АБС, *2* — условное обозначение основных энергонесущих зон: С — синоптическая, 24 — суточная (приливная, сейшевая), 13, 14, 15 — инерционная, 12 — полусуточная (приливная).

и более заметны в глубинных слоях и проливной зоне ($I_1^{пр}(\omega) \approx 10...30$ см²/с²).

Мелкомасштабные флюктуации скорости течений в диапазоне колебаний с периодом менее 10 ч обусловлены в верхних слоях короткопериодными возмущениями метеорологических величин, а в глубинных — внутриволновыми процессами. Дисперсия колебаний скорости течений не превышает 10 см²/с².

5.1.5. Вертикальная структура течений

Влияние стратификации на вертикальную структуру течений. Современные представления о стратификации водных масс Балтийского моря базируются на наличии в нем двух поверхностей (слоев) раздела: термоклина и галоклина, которые в зависимости от района моря, глубины места и времени года, а также из-за трансформации и смещения по вертикали создают различные по своему характеру условия для развития динамических процессов в верхнем квазиоднородном, промежуточном (между термоклином и галоклином) слоях и под галоклином. В океанографической литературе при описании стратификации водных масс Балтийского моря обычно ограничиваются типичными вертикальными профилями температуры, солености или условной плотности. Однако при изучении гидродинамических процессов в море это описание оказывается недостаточно полным, если при этом не рассматривать термоклин и галоклин в виде слоев раздела, имеющих такие параметры, как вертикальная протяженность (мощность), глубина залегания, интенсивность и др.

Ранее [38, 207, 208] уже обращалось внимание на влияние стратификации водных масс Балтики на вертикальную структуру течений. В частности, в работе [98] была показана значительная роль поверхностей раздела в развитии инерционных течений и их проникновении в глубину. Выполнен-

ные в последние годы исследования вертикальной структуры течений Балтийского моря показали, что проблему влияния термоклина и галоклина на развитие динамических процессов в различных слоях моря наиболее удобно решать, исследуя временной ход глубин залегания изотерм и изохалин. Привести все многообразные сочетания взаимного положения термоклина и галоклина в различные сезоны года по глубине залегания, мощности и интенсивности не представляется возможным. Поэтому ограничимся рассмотрением наиболее типичных случаев, которые приведены в работах [69, 145, 265 и др.].

Влияние поверхностей раздела на развитие динамических процессов в различных слоях Балтийского моря особенно четко прослеживается при анализе прогрессивно-векторных диаграмм скорости течений. Так, на рис. 5.23 приведен участок

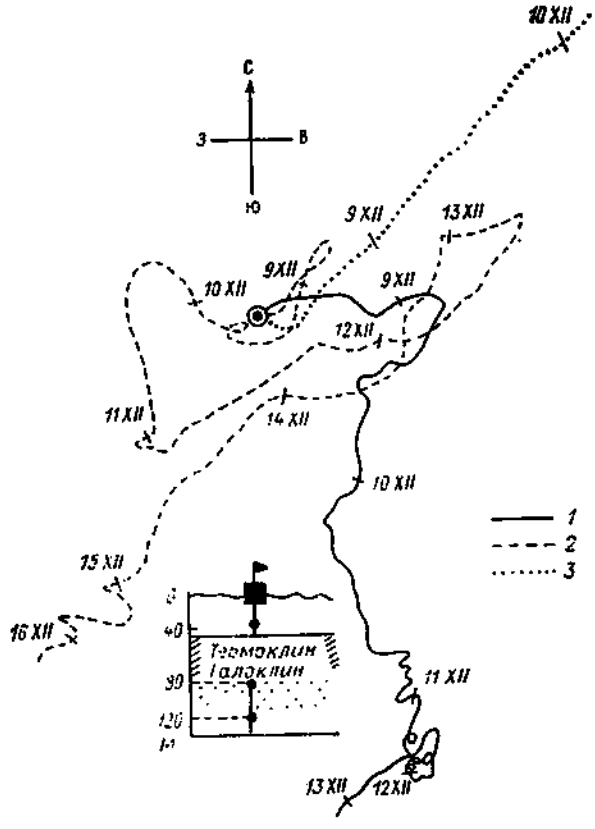


Рис. 5.23. Прогрессивно-векторная диаграмма скорости течений в центральной части Балтийского моря. Ст. N, полигон BOSEX, 8—16 декабря 1979 г.

Горизонты: 1) 40 м, 2) 80 м, 3) 120 м. На врезке показано положение поверхности раздела (термоклин и галоклин) в период наблюдений.

такой диаграммы, где видна разнохарактерность движений в различных слоях: в верхнем квазиоднородном слое (горизонт 40 м) отмечается поток южного направления, а под галоклином (горизонт 120 м) поток имеет северо-восточное направление. В рассмотренном случае термоклин и галоклин практически совмещены.

Другой яркий пример разнохарактерности и разнофазности движений в различных слоях приведен на рис. 5.24. Здесь период наблюдений характеризовался наличием мощного термоклина, расположенного на небольшой глубине, и прижатого ко дну слабовыраженного галоклина [97]. Видно, что в верхнем квазиоднородном слое (горизонт 10 м) в течение длительного времени отмечался поток, направленный на юго-восток, а после прохождения мезомасштабного вихря — мощный западный перенос скоростью более 30 см/с. В глубинных слоях под термоклином (горизонт 50 м) процесс развивался в противоположном направлении, т. е. в начальный период перенос вод происходил в юго-западном направлении, а затем в восточном. Под галоклином (горизонты 64 и 66 м) характер временной изменчивости скорости оказался подобным процессу под термоклином (горизонт 50 м), т. е. перенос вод изменялся с юго-западного на восточно-северо-восточный и существенно отличался от переноса в верхнем слое (горизонт 10 м).

Обращает на себя внимание тот факт, как происходит разворот средней суточной скорости течений со временем. Так, в верхнем слое (горизонт 10 м) разворот течений с восточного направления на западное происходит по ходу часовой стрелки (на рис. 5.24 этот разворот показан стрелкой), под термоклином (горизонт 50 м) — против часовой стрелки, а под галоклином (горизонты 64 и 66 м) — снова по часовой стрелке. Подобные результаты отмечались в экспериментальных исследованиях неоднократно [93, 144, 145, 265], что отражает типичную картину различий процессов переноса водных масс в условиях резко переслоенного Балтийского моря.

Результаты исследования вертикальной структуры течений в центральной части Балтийского моря, проведенного в июле 1989 г. с помощью малоинерционной аппаратуры, разработанной в МГИ АН УССР [84, 106], также подтвердили вывод о существенной зависимости вертикального профиля скорости течений от стратификации вод и показали, что вертикальный профиль скорости течений может иметь даже более сложную структуру, когда относительно однородные слои чередуются прослойками с различными направлениями и скоростями течений, что связано с тонкой структурой термохалинных полей. Согласно проведенным экспериментальным оценкам, вертикальные масштабы этих неоднородностей могут изменяться от нескольких до десятков метров.

Рассмотрим влияние поверхностей раздела на вертикальную структуру вероятностных характеристик скорости течений в открытой части Балтийского моря. В качестве примера приведем результаты обработки данных измерений скорости течений на 11 горизонтах на ст. ПНР-1 (НИС «Беркут») [174], расположенной в Гданьской впадине (глубина 106 м) (см. табл. 5.3). Из табл. 5.14 видно, что станция ПНР-1 находилась в зоне относительно слабых и изменчивых течений, неоднородных по вертикали. Термохалинная структура вод в районе станции ПНР-1 может быть охарактеризована следующим образом:

— верхний квазиоднородный слой (0—20 м), отделенный от нижних слоев термоклином (слой 20—30 м);

— промежуточный слой (30—60 м) между термоклином и галоклином;

— галоклин (60—70 м);

— глубинный слой (70—100 м) под галоклином;

— придонный слой (ниже 100 м).

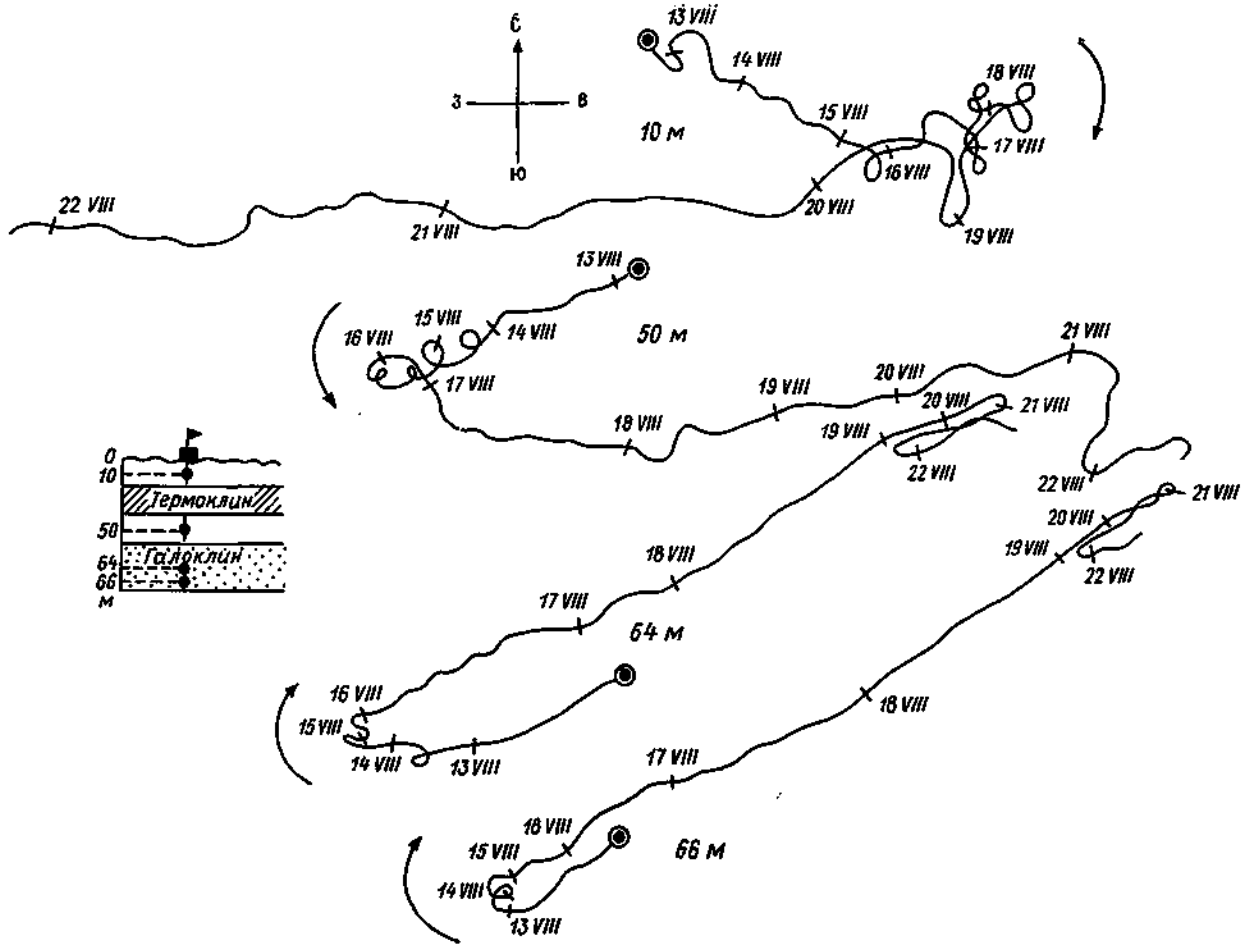


Рис. 5.24. Прогрессивно-векторная диаграмма скорости течений в западной части Финского залива. Ст. РС-21, полигон Северный, 12—22 августа 1980 г.

Таблица 5.14

Изменчивость вероятностных характеристик скорости течений по вертикали в Гданьской впадине [174]

Горизонт, м	$\lvert\bar{V}\rvert$	$\lvert m_V\rvert$	φ	$\lvert V\rvert_{мин}$	$\lvert V\rvert_{макс}$	$I_1^{(D)}$	$\lambda_1^{(D)}$	$\lambda_2^{(D)}$	$\alpha^{(D)}$	$\chi^{(D)}$	γ
10	12,6	3,6	188	4	31	175,8	92	84	136	0,91	3,7
20	11,0	2,7	211	4	28	137,1	77	60	286	0,78	4,3
30	10,4	1,5	164	2	27	123,5	70	53	174	0,76	7,4
40	10,3	2,6	152	2	27	120,0	66	54	168	0,82	4,2
50	10,2	3,0	165	4	27	110,7	61	50	155	0,82	3,5
60	10,2	1,9	175	3	29	119,8	61	59	164	0,97	5,8
70	11,7	2,4	68	3	37	169,2	96	68	357	0,71	5,4
80	12,7	5,0	45	3	33	179,0	109	70	330	0,64	2,7
90	11,1	3,5	40	3	34	142,8	90	53	338	0,59	3,4
100	10,5	1,0	43	3	27	134,6	89	45	343	0,51	11,6
105	10,1	1,1	84	3	23	119,3	74	45	339	0,61	9,9

Соответственно этому послойному делению изменяются и вероятностные характеристики скорости течений. Так, значения модуля вектора среднего переноса $|m_V|$ позволяют выделить следующие четыре слоя: 10—20, 30—60, 70—90 и 100—105 м. Эти же слои выделяются по средним арифметическим и по максимальным значениям модуля скорости на отдельных горизонтах. Особенно четко слои выделяются по изменениям направления среднего переноса: на границах 20—30 и 60—70 м, где расположены термоклин и галоклин, происходит резкий разворот вектора среднего переноса против часовой стрелки. Внутри выделенных верхнего и придонного слоев вектор среднего переноса с глубиной разворачивается вправо (по часовой стрелке), в промежуточном слое изменения направления вектора среднего переноса невелики.

Значения инвариантов тензора дисперсии $I_1^{(D)}$ и $\lambda_1^{(D)}$ позволяют разделить вертикаль на два слоя: 10—60 и 70—105 м. В верхнем слое (10—60 м) эти величины монотонно убывают с глубиной; на границе 60—70 м происходит их резкое увеличение, однако максимум наблюдается на горизонте 80 м, где, кстати, отмечаются максимальные значения

среднего векторного и среднего арифметического модулей. Глубже 80 м значения $I_1^{(D)}$ и $\lambda_1^{(D)}$ снова монотонно убывают ко дну. Значения остальных инвариантов тензора дисперсии имеют примерно такие же закономерности изменений по глубине. Так, большая ось эллипса дисперсии на всех горизонтах направлена с северо-запада на юго-восток (в табл. 5.14 значения $\alpha^{(D)}$ приведены к направлению среднего переноса по критерию минимального угла между ними) и четко отражает послойное деление вертикальной структуры изменчивости течений. Вытянутость эллипса дисперсии $\chi^{(D)}$ изменяется от 0,78 до 0,97 в слое 10—60 м и от 0,51 до 0,71 — в слое ниже 60 м, т. е. эллипс близок к окружности (что свидетельствует о близком к равномерному распределению дисперсий проекций на любую ось) в верхнем слое (10—60 м), а в нижних слоях (70—105 м) эллипс вытянут в направлении $\alpha^{(D)}$, примерно перпендикулярном вектору среднего переноса.

Показатель устойчивости У по всей глубине больше единицы, т. е. интенсивность переменной части процесса существенно больше интенсивности его постоянной части. Наименее устойчив поток в придонном слое (100—105 м).

Анализ двумерного распределения максимальных отклонений модуля и направления векторов скорости течения каждой эпюры от векторов верхнего горизонта для станции ПНР-1 (табл. 5.15)

Таблица 5.15

Оценка (%) двумерного распределения максимальных отклонений модуля и направления скорости течений на ст. ПНР-1 (объем выборки: 144 вертикали, 11 горизонтов)

Модуль скорости, см/с	Направление, ... °						
	0—29	30—59	60—89	90—119	120—149	150—179	0—179
0—4	—	—	—	—	—	—	—
5—9	—	0,7	2,1	4,2	17,4	22,9	47,3
10—14	—	—	1,4	6,9	11,1	20,8	40,2
15—19	—	0,7	1,4	2,1	1,4	4,2	9,8
20—24	—	1,4	—	1,4	—	—	2,8
0—24	—	2,8	4,9	14,6	29,9	47,9	

[96] показывает, что наиболее вероятны максимальные отклонения по направлению на 150—180° и модулю скорости течения 5—14 см/с, т. е. примерно в 50 % эпюр векторы течений противоположно направлены, и полностью отсутствуют эпюры, в которых векторы течений на различных горизонтах были бы однонаправлены.

Рассмотрим влияние поверхностей раздела на развитие длинноволновых процессов, формирующихся в Балтийском море под воздействием внешних факторов, на примере изменения с глубиной спектральных характеристик скорости течений. В табл. 5.16 приведены количественные характеристики спектральных инвариантов $I_1(\omega)$, $\mathfrak{D}(\omega)$, $\alpha(\omega)$ для двух районов моря (мелководного и глубоководного) при различных условиях стратификации (летний и осенне-зимний периоды) [97].

Анализ данных табл. 5.16 показывает, что для синоптической изменчивости интенсивность колебаний (линейный инвариант $I_1(\omega)$) с глубиной уменьшается, т. е. термоклин и галоклин в результате совместного влияния уменьшают интенсивность

Таблица 5.16

Изменчивость спектральных инвариантов скорости течения при различных условиях стратификации

Инвариант	Прибрежная мелководная зона. Термоклин и галоклин не совмещены			Глубоководная зона. Термоклин и галоклин совмещены	
	Верхний квазиоднородный слой (выше) термоклина)	Промежуточный слой (между термоклином и галоклином)	Нижний слой (под галоклином)	Верхний квазиоднородный слой (выше термоклина)	Нижний слой (под галоклином)
Синоптический диапазон					
$I_1^{(D)}$	138	115	49	112	55
$\mathfrak{D}$	—	+	+	+	—
$\alpha^{(D)}$	340	290	313	9	18
Инерционный диапазон					
$I_1^{(D)}$	360	51	46	155	88
$\mathfrak{D}$	+	+	+	+	+
$\alpha^{(D)}$	301	47	62	46	115

Примечание. Знаки «+» и «—» означают соответственно вращение по часовой и против часовой стрелки.

колебаний течений независимо от их взаимного расположения. Для инерционной частоты это изменение может сопровождаться уменьшением линейного инварианта $I_1(\omega)$ в несколько раз в случае четко выраженных поверхностей раздела, причем в зоне термоклина обычно наблюдается глубокий минимум интенсивности колебаний на инерционной частоте (см. рис. 5.12).

Другая особенность влияния поверхностей раздела на вертикальную структуру спектральных инвариантов, заслуживающая особого внимания,— изменение знака направления индикатора вращения (ω) на частоте синоптических колебаний при переходе через поверхность раздела, что указывает на разнофазность развивающихся динамических процессов в верхних и нижних слоях моря. В прибрежной зоне характер изменчивости $\mathfrak{D}(\omega)$ на частоте синоптических колебаний может и не меняться с глубиной, если термоклин и галоклин слабо выражены. Для инерционных колебаний влияние поверхностей раздела сказывается только на интенсивности колебаний $I_1^{(D)}(\omega)$, абсолютных значениях индикатора вращения $\mathfrak{D}^{(D)}(\omega)$ и, возможно, на фазе развития процесса в различных слоях.

Описанные выше особенности изменчивости течений по вертикали в первую очередь связаны с существенной неоднородностью распределения термохалинных характеристик, т. е. со стратификацией водных масс Балтийского моря, особенно в летний период, когда формируются две поверхности раздела — термоклин и галоклин. В зимний период вертикальная структура течений в верхнем слое до галоклина (или пикноклина) более однородна, но существенно иная под галоклином.

Вертикальная циркуляция вод. Исследование циркуляции вод в глубинных слоях — одна из важнейших задач динамики вод Балтийского моря. С циркуляцией вод в глубинных слоях тесно связано не только формирование реальной переслоенности моря, переноса массы и субстанции в глу-

бинных слоях, но и развитие стагнационных процессов в глубоководных впадинах Балтийского моря, когда прекращается (или резко ограничивается) поступление свежих североморских вод.

Подводный рельеф Балтийского моря характеризуется наличием многочисленных впадин, подводных хребтов (порогов) и глубоководных желобов, по которым и происходит основной обмен глубинных и придонных вод между отдельными районами Балтийского моря. Основные принципы механизма проникновения североморских вод через систему Датских проливов, перелив их через пороги в пределах Балтийского моря достаточно хорошо изучены [138, 140 и др.] и послужили основой для общих представлений о циркуляции вод в вертикальной плоскости по оси Балтийского моря. Согласно этим представлениям, основной поток соленых североморских вод поступает через пролив Большой Бельт в Арконский бассейн, а затем через пролив Хамрарне в Борнхольмский бассейн.

По мере наполнения отдельных глубоководных впадин соленые североморские воды переливаются в другие, и таким образом происходит обновление вод и циркуляция в вертикальной плоскости. Соленые североморские воды движутся под более легкими и менее солеными балтийскими, опресняясь по мере продвижения, они вовлекаются в поверхностное течение и выносятся из Балтийского моря. Подобная упрощенная схема циркуляции вод в вертикальной плоскости была впервые предложена В. А. Бергом [26] и достаточно правильно описывает механизм вертикальной циркуляции. Из современных теоретических работ, рассматривающих проблему перелива (водообмена) и распространения североморских вод в Балтийском море, следует отметить исследования Вильмота [280].

В настоящее время можно считать установленным, что наличие поверхностей раздела (термоклина и галоклина) слоев воды различной плотности оказывает решающее влияние на формиро-

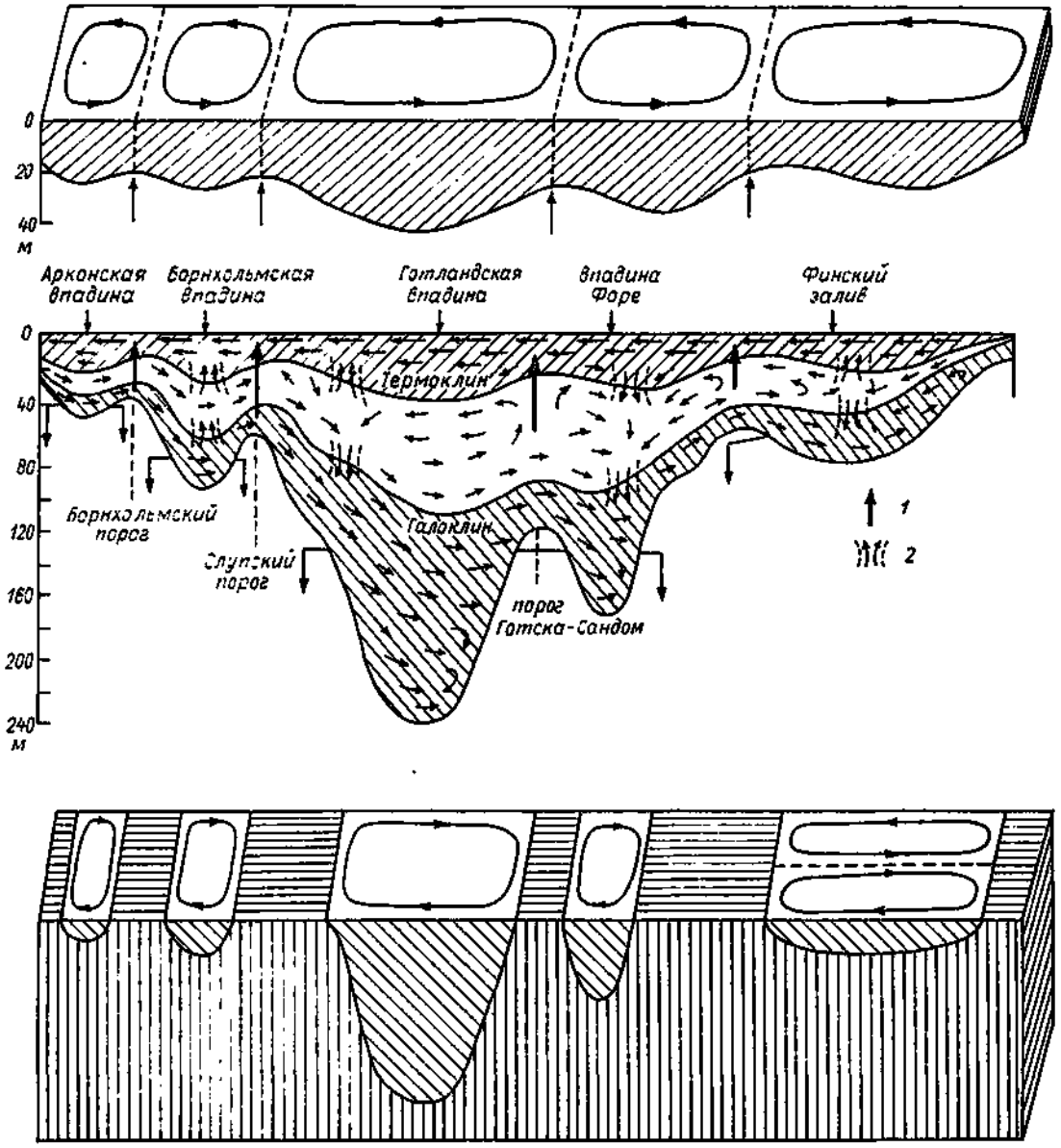


Рис. 5.25. Принципиальная схема движения вод в вертикальной плоскости по оси Балтийского моря (в центре).

На центральном рисунке: *1* — подъем глубинных вод, *2* — вихревые образования. Верхний рисунок — общая (циклоническая) циркуляция вод в ВКС (выше термоклина в теплый период и выше галоклина в холодный период года), нижний рисунок — циркуляция вод в глубинном слое впадин (ниже галоклина).

вание циркуляции вод во всех трех слоях: в верхнем квазиоднородном, в промежуточном (между термоклином и галоклином) и глубинном (под галоклином).

Принципиальная схема движения водных масс в вертикальной плоскости при наличии четко выраженных поверхностей раздела (термоклина и галоклина) представлена на рис. 5.25. Как видно из схемы, верхний слой (над термоклином) представляют балтийские (более легкие и менее соленые) воды, направленные из Балтийского моря. Если балтийские воды практически беспрепятственно следуют в сторону Северного моря, то соленые североморские воды на своем пути встречают преграды в виде подводных хребтов (порогов), преодолеть которые они не в состоянии, поскольку в большинстве случаев соленость (плотность) североморских вод оказывается недостаточной, чтобы вытеснить старые придонные воды, в результате этого они движутся по галоклину и внутри него, как по «солепроводу», по которому воды проникают в Балтику. Причем на каждом очередном цикле подтока североморских вод глубина залегания этого «солепровода» различна и зависит от соотношения плотности поступающих североморских вод и старых балтийских. Подобная картина движений довольно устойчиво наблюдается в Арконском и Борнхольмском бассейнах.

Дальнейшее продвижение водных масс в центральную Балтику нарушается Слупским порогом. Наблюдения последних лет [204] показали, что перелив соленых вод через Слупский порог и далее по Слупскому желобу в Балтику может осуществляться двумя путями: либо в результате переполнения чаши Борнхольмской котловины, либо в результате перекачивания водных масс через порог внутриволновыми процессами. В первом случае, для того чтобы наполнить бассейн, требуется достаточно длительный период времени, а продолжительные вторжения североморских вод отмечаются довольно редко. Более динамичными являются внутриволновые движения, под действием которых происходят периодические поднятия и опускания соленых придонных вод, и таким образом воды поступают по Слупскому желобу далее в центральную Балтику.

Примеры двух типов перелива глубинных и придонных соленых вод через Слупский порог показаны на рис. 5.26. Но, как и ранее, общим принципом остается стремление переливающихся вод располагаться в соответствующих частях галоклина.

Течения в глубинных слоях. В глубинных слоях движение вод менее интенсивно, чем в верхних, и время переноса от Датских проливов до центральной Балтики измеряется несколькими месяцами, т. е. скорость переноса составляет всего несколько сантиметров в секунду. Результаты расчетов по гидродинамическим моделям [75, 127] также свидетельствуют о том, что скорости течений в глубинных слоях очень малы. В то же время непосредственные наблюдения над течениями показывают, что спокойствие это весьма относительно: мгновенная скорость течений достигает 10—20 см/с и более.

Для более полного представления о течениях в глубинных слоях Балтийского моря были использованы материалы многолетних (1939—1959 гг.) наблюдений на плавмаяках в прибрежной зоне вдоль шведского побережья от Ботнического залива до Скагеррака. Так, из табл. 5.17 видно, что в придонном слое прибрежной зоны

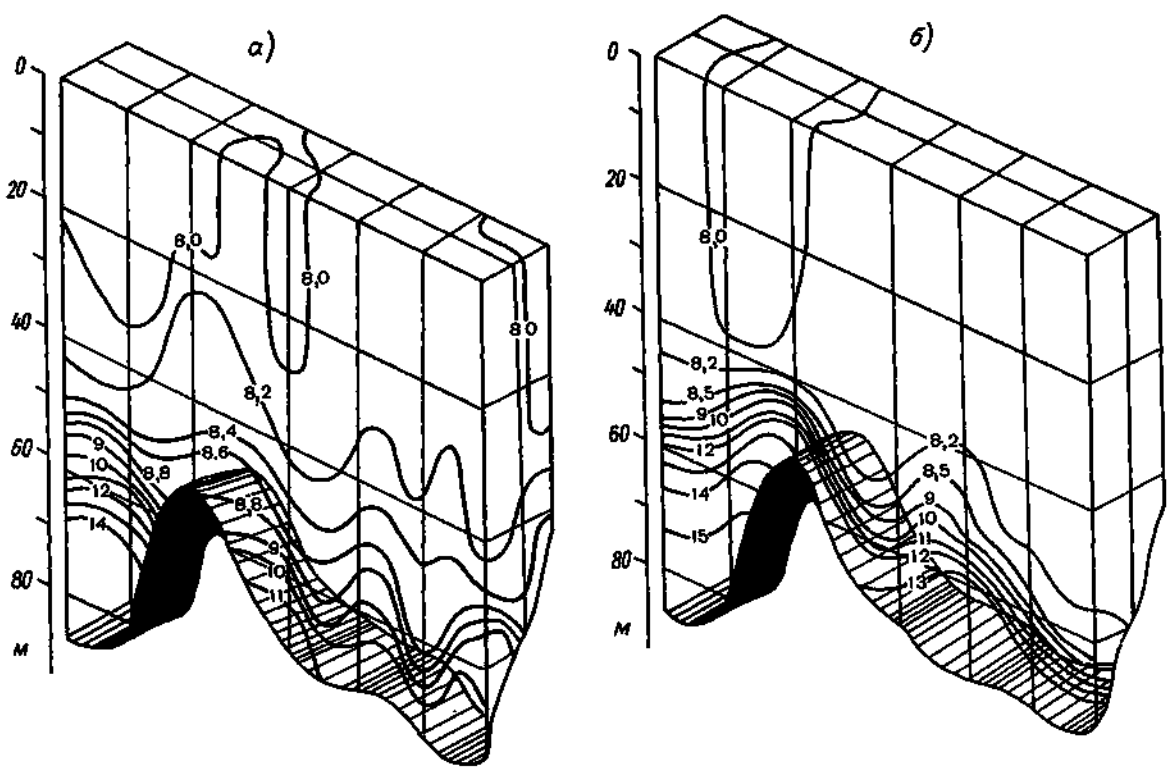


Рис. 5.26. Вертикальное распределение солености (‰) по оси полигона «Слупский желоб».

а — перелив глубинных соленых вод под действием внутренних волн (НИС «Рудольф Самойлович», 29 февраля—3 марта 1980 г.), *б* — перелив глубинных соленых вод за счет переполнения Борнхольмского бассейна (НИС «Рудольф Самойлович», 28 апреля — 1 мая 1980 г.).

диапазон изменений среднего месячного модуля скорости течений на большинстве плавмаяков составляет 5—10 см/с и только в зоне Датских проливов возрастает до 20—30 см/с. Максимальные измеренные скорости в придонном слое колеблются от 10—20 до 150—200 см/с и более.

Таблица 5.17

Диапазон изменений модуля средней месячной и максимальной скорости течений в придонном слое прибрежной мелководной зоны Балтийского моря

Плавмаяк	Горизонт, м	Модуль скорости, см/с	
		средней месячной	максимальной
Грундкаллен	50	3,7—7,4	16—23
Финнгрундет	35	4,1—9,6	25—47
Зюйдостброттен	45	3,1—9,7	11—40
Свенска-Бьерн	30	6,1—9,1	32—52
Хавринг	30	2,9—6,7	20—53
Эландсрев	45	10,0—34,2	47—125
Фальстерборев	10	4,9—13,3	37—74
Оскаргрундет	8	15,4—28,7	118—182
Свинбадан	18	6,2—11,5	60—157
Фладен	30	8,5—14,7	52—111
Винга	30	11,2—17,0	67—145

В районах глубоководных впадин Балтийского моря модули измеренных скоростей течений в основном лежат в пределах 10—15 см/с, и только на глубинах свыше 100 м они уменьшаются до 5—10 см/с. Но даже в этом случае максимальные скорости течений в придонных слоях глубоководных впадин достигают 20—25 см/с. И, наконец, внутриволновые процессы и мезомасштабные вихри интенсифицируют и усложняют вертикальные движения в море.

5.1.6. Оценка максимальной скорости течений

Максимальные скорости течений в Балтийском море возникают под влиянием атмосферных процессов, в частности при прохождении циклонов над акваторией моря, и достигают в вершинах заливов, узкостях и шхерах 100 см/с и более. Обычно такой констатацией фактов и ограничиваются при обсуждении этого вопроса. Однако при решении целого ряда прикладных инженерных задач, обеспечения запросов судовождения и других требуется знание конкретных значений максимальных скоростей течений в различных районах Балтийского моря, на различных глубинах, в разные сезоны года и с заданной обеспеченностью. Использование ветровых коэффициентов или гидродинамических моделей для этой цели не всегда дает удовлетворительные результаты вследствие неучета влияния других видов движений, принимающих участие в формировании суммарных течений Балтийского моря. Некоторое представление о возможной максимальной скорости течений можно получить по данным регулярных наблюдений за скоростью течений на отдельных АБС за период 1963—1973 гг. (табл. 5.18).

Из табл. 5.18 видно, что максимальные скорости суммарных течений в открытой части Балтийского моря могут достигать 60—70 см/с (ст. СБ-9, горизонт 10 м).

Таблица 5.18

Характеристика модуля средней (числитель) и максимальной (знаменатель) скорости течения (см/с) в навигационном слое у восточного побережья Балтийского моря

АБС	Количество наблюдений	Направление течения								Максимальные значения
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
СБ-1	1 329	22 / 35	10 / 29	10 / 38	26 / 37	14 / 36	22 / 32	31 / 32	31 / 35	31 / 38
СБ-2	3 474	22 / 56	21 / 38	19 / 43	18 / 47	31 / 49	18 / 47	15 / 43	19 / 45	31 / 56
СБ-3	4 000	22 / 44	22 / 53	19 / 45	21 / 50	19 / 40	17 / 38	17 / 42	21 / 46	22 / 53
СБ-6	5 511	19 / 56	18 / 50	20 / 50	21 / 56	22 / 56	26 / 51	22 / 54	20 / 39	26 / 56
СБ-7	2 809	22 / 46	18 / 45	15 / 47	15 / 38	18 / 40	17 / 42	19 / 42	22 / 46	22 / 47
СБ-8	4 351	26 / 44	26 / 50	26 / 48	23 / 59	22 / 53	22 / 56	23 / 52	26 / 51	26 / 59
СБ-9	974	44 / 64	40 / 62	41 / 69	38 / 66	47 / 72	52 / 76	45 / 70	38 / 62	52 / 76
ЮВБ-3	9 041	6 / 36	8 / 37	9 / 37	7 / 36	5 / 31	5 / 22	6 / 42	5 / 33	9 / 42
ЮВБ-12	19 420	5 / 36	4 / 32	4 / 29	5 / 32	5 / 32	4 / 33	4 / 32	4 / 36	5 / 36
ЮВБ-14	2 129	15 / 39	16 / 38	14 / 36	13 / 30	14 / 32	13 / 34	13 / 36	14 / 35	16 / 38

Для получения оценок максимальных скоростей течений были использованы материалы многолетних наблюдений над течениями на плавмаяках в Балтийском море [245, 247, 248, 249, 257, 271, 279 и др.] (см. табл. 5.5). Длительность наблюдений, охват практически всей акватории Балтийского моря, включая Ботнический и Финский заливы и зону Датских проливов, позволяют дать достаточно надежную и статистически обеспеченную оценку максимальных скоростей течений по глубине и в различные сезоны года (табл. 5.19). Для расчета модуля скорости течений редкой повторяемости использовался метод, предложенный в работе [7] для расчета скоростей ветра различной обеспеченности. Применение этой методики для условий Балтийского моря дало достаточно хорошие результаты [5, 51].

Анализ данных табл. 5.18, 5.19 показывает, что максимальные скорости суммарных течений могут достигать 200 см/с и более. Кроме того, максимальные скорости течений имеют достаточно выраженную сезонную изменчивость: увеличение значений максимальной скорости в осенне-зимний период по сравнению с весенне-летним, что еще раз подтверждает вывод о значительном влиянии атмосферных процессов на формирование режима течений Балтийского моря. С глубиной отмечается уменьшение значений максимальной скорости течений, хотя в отдельных районах Балтийского моря в условиях резко выраженной топографии дна

Таблица 5.19

Максимальные наблюденные скорости течений (см/с) на плавмаяках в Балтийском море

Плавмаяк	Горизонт, м	I	II	III	IV	V	IV	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Максимальная за год
Зюйдостброттен	0	59	—	—	18	42	42	42	38	39	37	43	56	59
	40	42	—	—	20	30	27	33	44	39	28	54	50	54
	45	21	—	—	11	24	21	18	22	37	40	32	33	40
Фингрундет	0	39	37	45	36	31	27	39	41	72	38	40	82	82
	30	33	33	20	21	22	24	39	21	26	25	30	20	39
	35	47	38	36	25	34	30	29	38	47	41	37	47	47
Грундкаллен	0	30	53	23	30	34	33	30	32	34	30	37	29	53
	30	31	35	21	23	23	38	26	24	26	31	44	29	44
	50	31	27	33	22	21	29	19	22	24	27	30	16	33
Хельсинки	0	50	44	32	34	36	42	53	68	40	52	44	53	68
	15	40	34	22	28	38	28	67	65	42	50	36	44	67
	30	34	28	28	28	34	36	58	65	44	42	40	44	65
Свенска-Бьерн	0	50	48	32	39	35	33	56	48	50	56	44	50	56
	30	52	40	32	33	36	33	42	40	44	40	44	42	52
Хавринг	0	33	50	21	33	33	43	43	34	33	37	33	37	50
	30	33	53	20	37	33	37	37	33	33	37	30	40	53
Эландсрев	0	100	69	57	47	53	50	65	57	91	77	111	87	111
	30	125	87	69	47	61	67	67	71	83	80	105	111	125
	45	77	100	79	53	47	53	83	77	83	87	100	125	125
Фальстерборев	0	70	69	61	33	46	49	50	54	83	50	54	54	83
	10	74	63	56	42	37	43	52	44	62	53	54	51	74
Оскаргрундет	0	196	153	157	150	135	140	147	139	167	172	182	166	196
	8	182	143	125	133	119	118	130	153	139	153	167	153	182
Свинбадан	0	132	143	152	143	143	119	141	139	119	167	192	167	192
	18	100	133	92	125	157	60	83	100	83	118	109	157	157
Фладен	0	111	74	92	100	77	87	104	87	100	100	59	63	111
	30	111	71	65	57	52	59	67	68	83	77	83	77	111
Винга	0	133	74	91	100	95	200	143	100	157	167	125	167	200
	30	83	72	95	83	95	67	100	100	145	100	91	108	145
Дунекиль	0	27	23	20	18	17	20	20	16	53	40	20	18	53
	20	—	—	—	—	—	—	8	5	20	13	7	8	20
Фемарн-Бельт	0	150	150	175	150	140	150	158	184	127	153	132	184	184
Киль	0	53	35	55	42	42	45	45	60	53	57	58	53	60
Фленсбург	0	33	23	27	32	45	50	65	58	42	50	45	42	65

Таблица 5.20

Расчетные максимальные скорости течений (см/с) заданной обеспеченности в открытой части Балтийского моря

Плавмаяк	Горизонт, м	Вероятность один раз в n лет					
		1	5	10	20	50	100
Таллини	0	71	76	87	93	99	100
	10	80	87	100	110	110	110
	25	81	98	104	111	120	120
Хиумадал	0	62	72	76	79	81	84
	12	58	68	72	74	79	80
	20	63	73	77	80	85	86
	25	61	71	74	77	82	82
Овиши	0	89	108	115	120	128	130
	10	86	106	113	120	128	130
Либавский 1	0	61	70	74	77	78	80
	5	60	69	72	76	77	78
Либавский 2	0	79	92	98	105	108	110
Эландсрев	0	86	108	112	124	130	135
	30	104	130	140	150	155	160
Хавринг	0	36	46	48	54	57	59
	30	35	46	48	54	57	59
Свенска-Бьерн	00	43	51	54	59	61	64
	30	38	47	50	56	58	60
Хельсинки	0	55	60	70	76	78	80
	15	53	59	70	76	78	80
	30	49	54	65	70	74	75

Таблица 5.21

Расчетные максимальные скорости течений (см/с) заданной обеспеченности по сезонам в открытой части Балтийского моря

Сезон	Горизонт, м	Вероятность один раз в n лет					
		1	5	10	20	50	100
Хельсинки							
Весна—лето	0	49	55	66	71	74	75
	15	52	58	72	77	80	82
	30	54	60	75	80	86	87
Осень—зима	0	58	64	75	79	82	83
	15	46	48	56	59	62	63
	30	46	48	56	59	62	63
Свенска-Бьерн							
Весна—лето	0	40	48	51	55	58	60
	30	34	43	45	49	51	54
Осень—зима	0	47	56	59	65	68	70
	30	42	53	56	63	65	68
Хавринг							
Весна—лето	0	37	48	52	59	62	67
	30	36	48	52	59	63	68
Осень—зима	0	41	51	56	62	65	69
	30	42	55	59	69	73	76
Эландсрев							
Весна—лето	0	64	78	84	90	93	96
	30	75	90	95	105	110	115
Осень—зима	0	98	120	125	135	140	145
	30	120	150	160	165	170	175

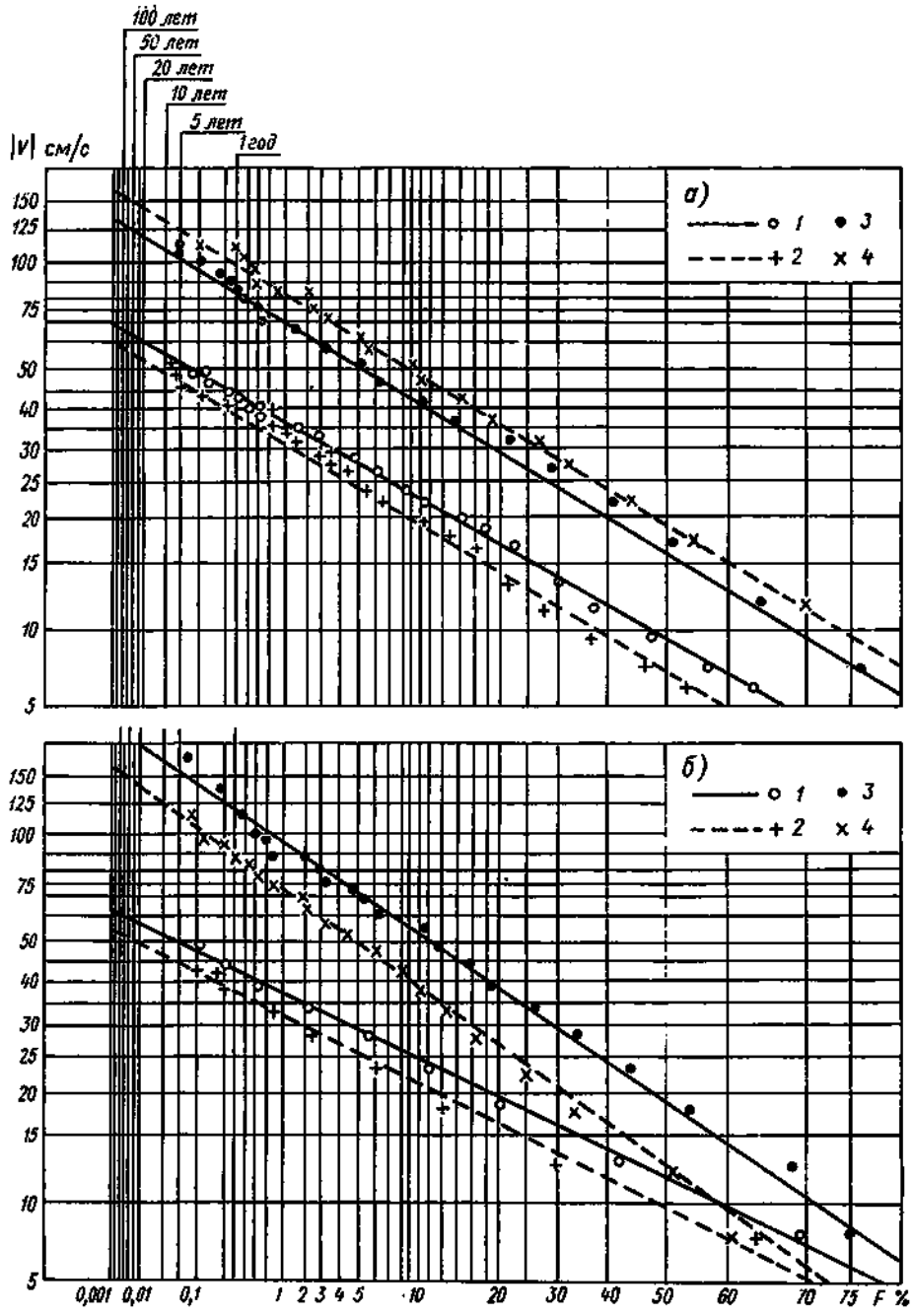


Рис. 5.27. Функции распределения F модуля скорости течений $|V|$.

а — п/м Свенска-Бьер (*1*, *2*), Эландсрев (*3*, *4*), *б* — п/м Зюйдостброттен (*1*, *2*), Винга (*3*, *4*); *1*, *3* — горизонт 0 м; *2*, *4* — горизонт 30 м.

(наличие порогов) отмечаются отклонения от этого распределения.

Как можно заметить из рис. 5.27, 5.28, интегральные функции распределения модуля скорости течений (независимо от направления течения) на различных горизонтах и для разных сезонов года достаточно хорошо спрямляются на номограммах асимметричной частоты, что позволяет путем экстраполяции в области больших значений модуля скорости течений рассчитать скорость заданной обеспеченности (табл. 5.20, 5.21).

5.1.7. Мезомасштабные вихри в Балтийском море

В настоящее время можно считать установленным, что вихревые образования с временны́ми масштабами от нескольких до десятков суток, с горизонтальными размерами 50—100 км и более и со скоростями среднего переноса 5—10 см/с являются основными носителями энергии в гидросфере [77, 104]. В Балтийском море такие вихревые образования синоптического масштаба были открыты сравнительно недавно [1, 69, 93, 114, 160, 162, 206, 262, 265] и по праву заняли свое положение в иерархии масштабов изменчивости динамики вод Балтийского моря. С мезомасштабными вихрями связан не только горизонтальный перенос водных масс на значительные расстояния, но и вертикальный обмен энергией и субстанцией между поверхностными и глубинными слоями Балтийского моря [144].

Основной особенностью мезомасштабных вихрей является куполообразное поднятие или опускание изопики (изотерм, изохалин), что харак-

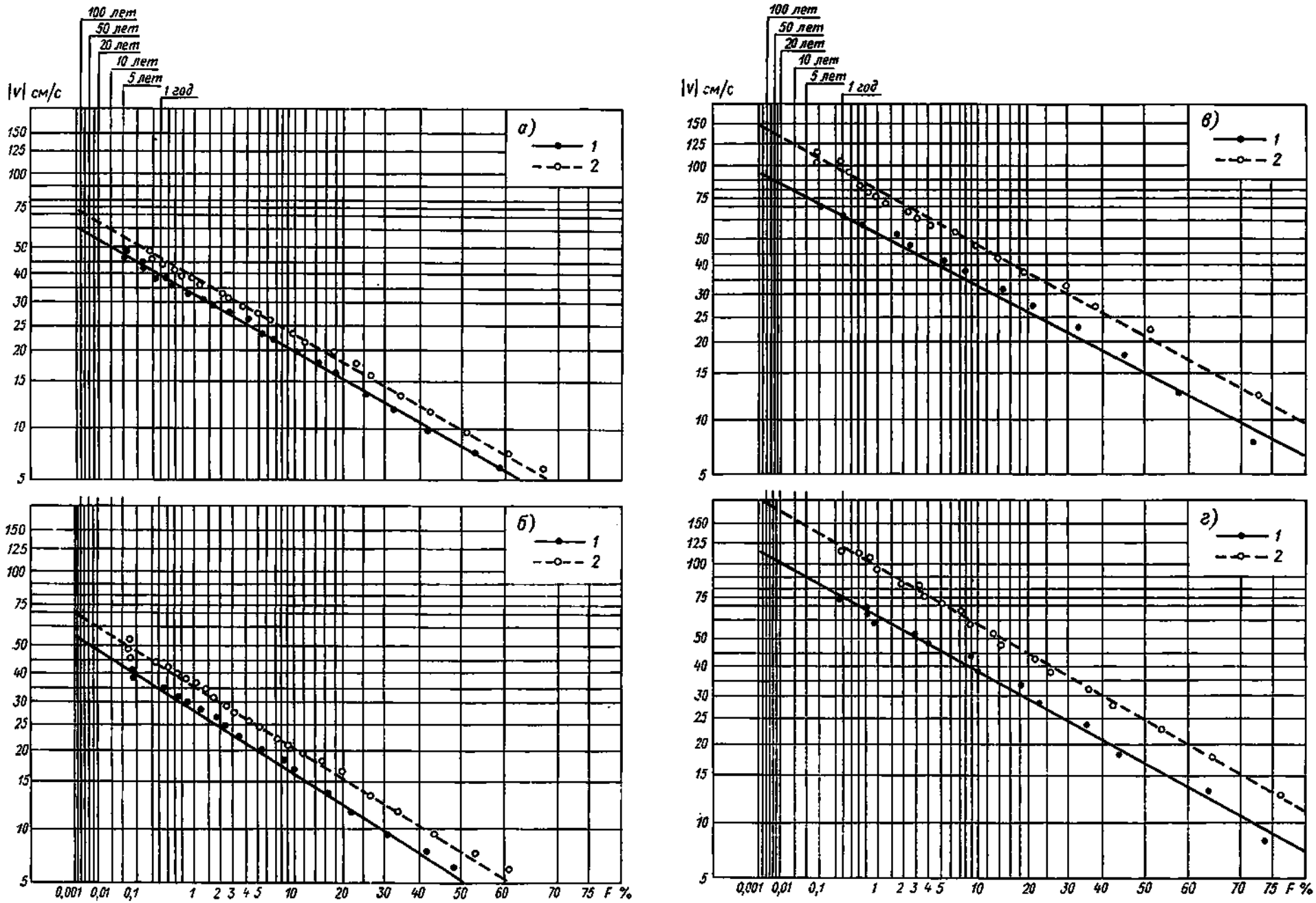


Рис. 5.28. Функции распределения F модуля скорости течений $|V|$ на п/м Свенска-Бьер (*а*, *б*) и Эландсрев (*в*, *г*).

а, *в* — горизонт 0 м; *б*, *г* — горизонт 30 м; *1* — весна — лето; *2* — осень — зима.

терно для длинных внутренних волн. В Балтийском море внутренние волны явление весьма распространенное и характерный масштаб внутреннего радиуса деформации Россби составляет 5—20 км [160, 161].

В качестве основного предположения о формировании мезомасштабных вихрей в Балтийском море в работе [145] была предложена гипотеза генерирования вихрей в зоне термо- и галоклинов в результате «обрушения» длинных внутренних волн инерционного интервала. Внутренние волны, как и ранее в [69, 144, 145, 265], согласно гипотезе изопикничности, идентифицировались изменением глубины залегания изотерм и изохалин. Используемый здесь и далее термин «обрушение» имеет условный характер, но достаточно точно описывает процесс изменения поведения внутренних волн. Как показал анализ результатов наблюдений над температурой, соленостью и плотностью на многосуточных станциях [69, 93, 144, 145, 265], при обрушении длинных внутренних волн образуются обширные зоны горизонтальной плотностной неоднородности водных масс, в которых под действием силы Кориолиса формируются мезомасштабные вихри, захватывающие значительную толщу вод. Рассмотрим наиболее характерные слу-

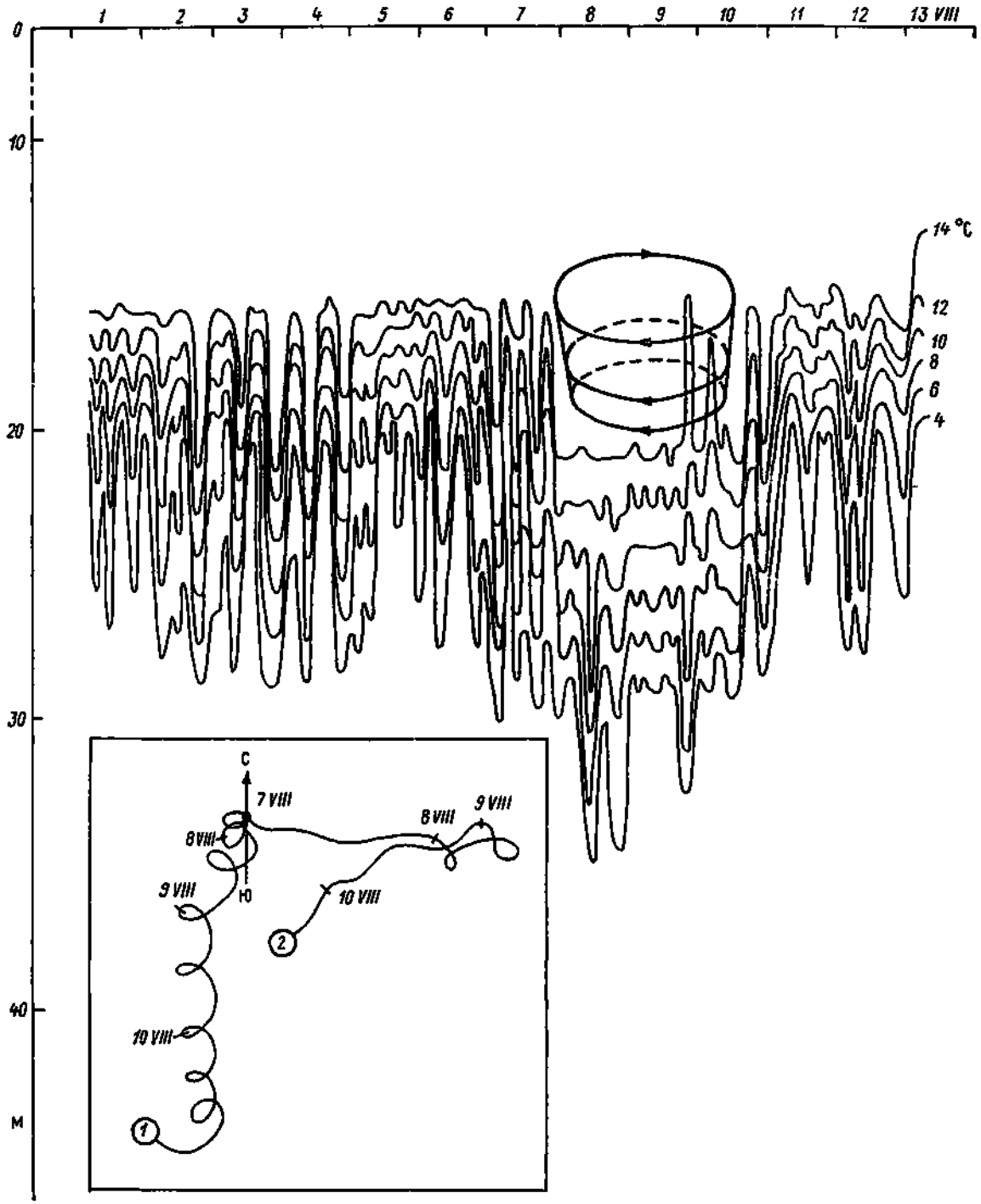


Рис. 5.29. Временной ход глубины залегания изотерм на ст. BY 20 (НИС «Океанограф») в августе 1964 г.

На врезке приведена прогрессивно-векторная диаграмма скорости течений на горизонтах 14 м (*1*) и 40 м (*2*).

чаи формирования мезомасштабных вихрей в Балтийском море.

Ярким примером обрушения внутренних волн инерционного диапазона на верхней границе термоклина является случай, произошедший 7 августа 1964 г. в районе ст. BY 20 (рис. 5.29) [145, 265]. На рисунке видно, что обрушение внутренних волн привело к смещению вниз всего термоклина, вследствие чего зона обрушения заполнилась теплыми водами верхнего квазиоднородного слоя. В поле силы Кориолиса существование такой неоднородности неизбежно приводит к формированию теплого вихря антициклонического типа (вращение по часовой стрелке), при этом тип вихря (кинематическая схема которого показана в виде усеченного конуса) определяется по градиенту плотности. Можно заметить, что после обрушения внутренней волны характер направленности переноса под термоклином (горизонт 40 м) резко изменился. Вместо инерционных колебаний в поле скорости течений, которые продолжали доминировать в верхнем слое (горизон 14 м), на горизонте 40 м появилась характерная для проходящего вихря петля, свидетельствующая о том, что до 8 августа точка наблюдений находилась на одной периферии вихря, а позднее — на другой. Согласно проведенным оценкам, вихрь имел диаметр 30—40 км и вертикальную мощность 5—10 м и перемещался через точку наблюдений со скоростью около 10 см/с, средняя скорость течения в самом вихре составляла 15 см/с. Следует отметить, что вихрь, имея вертикальную составляющую скорости, направленную вниз, практически не повлиял на характер движений в верхнем квазиоднородном слое, т. е. обнаружить его наблюдениями на поверхности моря практически невозможно даже по полю температуры, так как вертикальный перенос тепла, как следует из внешнего вида распределения изотерм (рис. 5.29), направлен в глубинные слои.

Еще более интересная картина наблюдалась в районе ст. BY 3 (рис. 5.30) [145, 265], расположенной на пороге, отделяющем Арконский бассейн от Борнхольмской котловины. Район станции является настоящим «вихрепродуктором», в котором с интервалом 2—3 сут формируются вихри. На рис. 5.30 приведен наиболее интересный случай обрушения внутренних волн на этой станции. Согласно кинематической схеме, зона обрушения заполнилась холодными водами температурой 3—4 °С и образовался холодный вихрь антициклонического типа (вращение по часовой стрелке). Горизонтальная составляющая скорости (по данным наблюдений на горизонте 49 м) после обрушения увеличилась почти в 10 раз.

Рассмотренные случаи — типичные примеры для варианта обрушения верхней кромки термоклина с заполнением зоны обрушения в одном случае теплыми поверхностными водами, а в другом — холодными глубинными водами. Обычно такие случаи обрушения наблюдаются при очень интенсивных и тонких термоклинах, расположенных выше половины глубины места наблюдений [145]. Чаще всего обрушение длинных внутренних волн происходит на нижней границе такого термоклина. Связано это с различием фазовой скорости внутренних

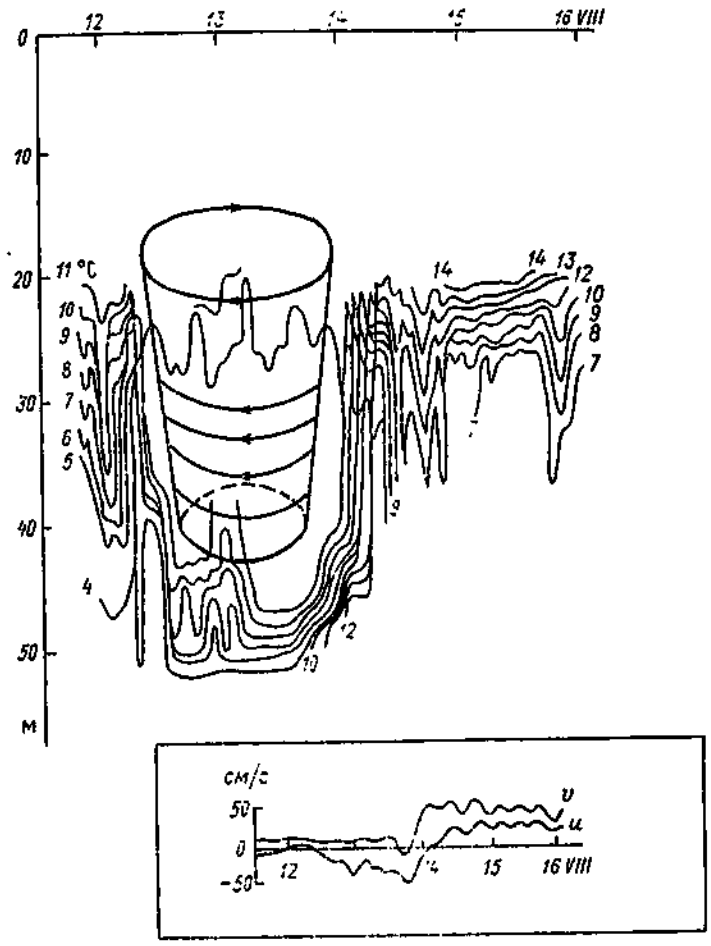


Рис. 5.30. Временной ход глубины залегания изотерм на ст. BY 3 («ФРГ-2») в августе 1964 г.

На врезке приведен временной ход составляющих вектора скорости течений на горизонте 49 м.

волн, распространяющихся вдоль верхней и нижней границ термоклина [145].

При обрушении внутренних волн на нижней границе термоклина образуются холодные циклонические вихри [144, 145, 265], характерным признаком которых является подъем глубинных вод к поверхности и образование купола холодных вод, который иногда может быть обнаружен на поверхности моря через пятно пониженных температур [145]. Подобные случаи неоднократно отмечались в различных районах Балтийского моря при выполнении океанографических измерений с судов и авиасъемок ИК-температуры воды [69].

Рисунок 5.31 является иллюстрацией такого случая, когда после обрушения внутренней волны на нижней кромке термоклина образуется холодный циклонический вихрь [145]. Вертикальная составляющая скорости в этом вихре направлена вверх, в результате чего возникает характерный купол холодных вод. В галоклине в этот момент образуется антициклонический вихрь, но уже с вертикальной составляющей направленной вниз, что приводит к эрозии галоклина. В подобных условиях правомерно ожидать, что после обрушения внутренней волны на нижней кромке термоклина между галоклином и термоклином должна появиться переходная зона, в которой изопикны расположены горизонтально, и ниже этой зоны вектор

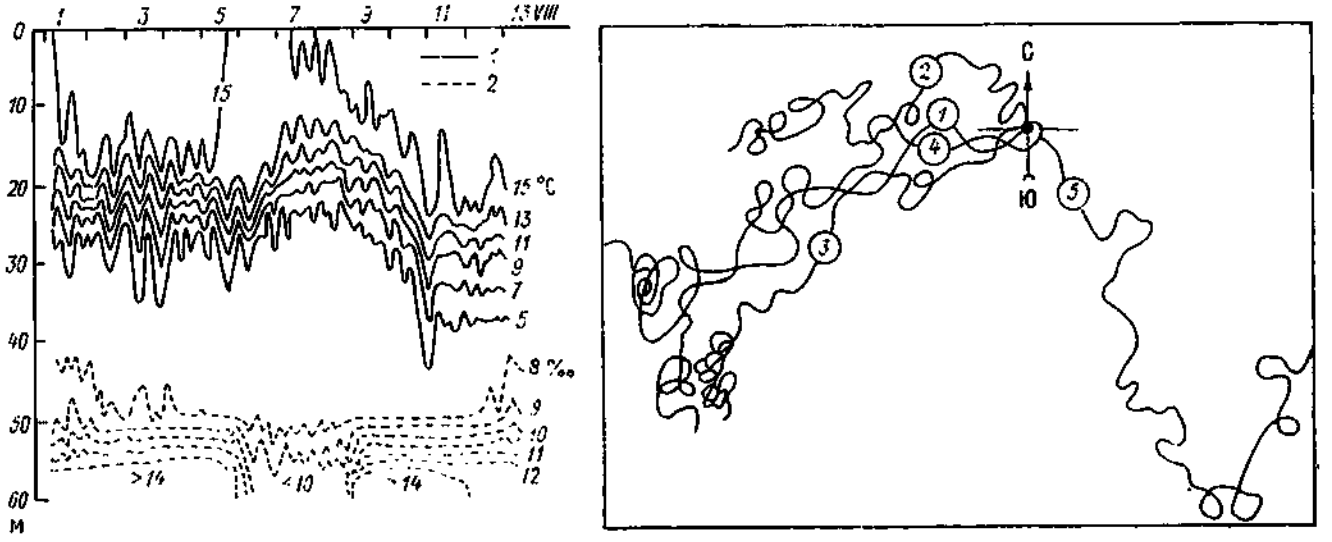


Рис. 5.31. Временной ход глубин залегания изотерм (*1*) и изохалин (*2*) на ст. ПНР-2 (НИС «Балтика») в августе 1964 г.

На врезке приведены прогрессивно-векторные диаграммы скорости течений на горизонтах 10, 30, 40, 50 и 57 м (*1—5* соответственно).

течений меняет направление (рис. 5.31, горизонт 57 м).

Подобные случаи эрозии галоклина были также обнаружены в Балтийском море [156, 160 и др.], что и подтверждает гипотезу о формировании мезомасштабных вихрей-антиподов в верхнем и нижнем слоях.

В рассмотренном выше примере (см. рис. 5.31) галоклин располагался непосредственно у самого дна, и внутренние колебания в нем практически отсутствовали. В тех случаях, когда галоклин расположен высоко над дном, т. е. находится в свободном положении, амплитуды внутренних колебаний могут быть сопоставимы с колебаниями в термоклине. Наиболее типичную картину взаимных смещений термоклина и галоклина при образовании скрытых вихрей иллюстрирует рис. 5.32 [145].

В другом случае (рис. 5.33) наблюдался теплый циклонический вихрь с вертикальной составляющей скорости, направленной вверх. Отличительной чертой этого вихревого образования является то, что вихрь скользит по галоклину, имея четко фиксированную границу [69].

Анализ данных наблюдений на многосуточных станциях в различных районах Балтийского моря показывает, что явление вихреобразования (и связанное с ним явление выхода холодных глубинных вод к поверхности) должно наблюдаться повсеместно. На основании данных спутниковых наблюдений за тепловым излучением с поверхности Балтийского моря, можно заключить, что сложная пространственная структура поля температуры (рис. 5.34 *а*) достаточно хорошо объясняется изложенной выше гипотезой вихреобразования и может быть идентифицирована полем мезомасштабных вихрей (рис. 5.34 *б*).

Спутниковые наблюдения позволяют также и количественно оценить общее число вихревых образований, одновременно существующих в Балтийском море. Так, в случае, зафиксированном на рис. 5.34 *б*, этих вихрей оказалось 60—80. Мезомасштабные вихри также достаточно хорошо прослеживаются визуально на спутниковых фотогра-

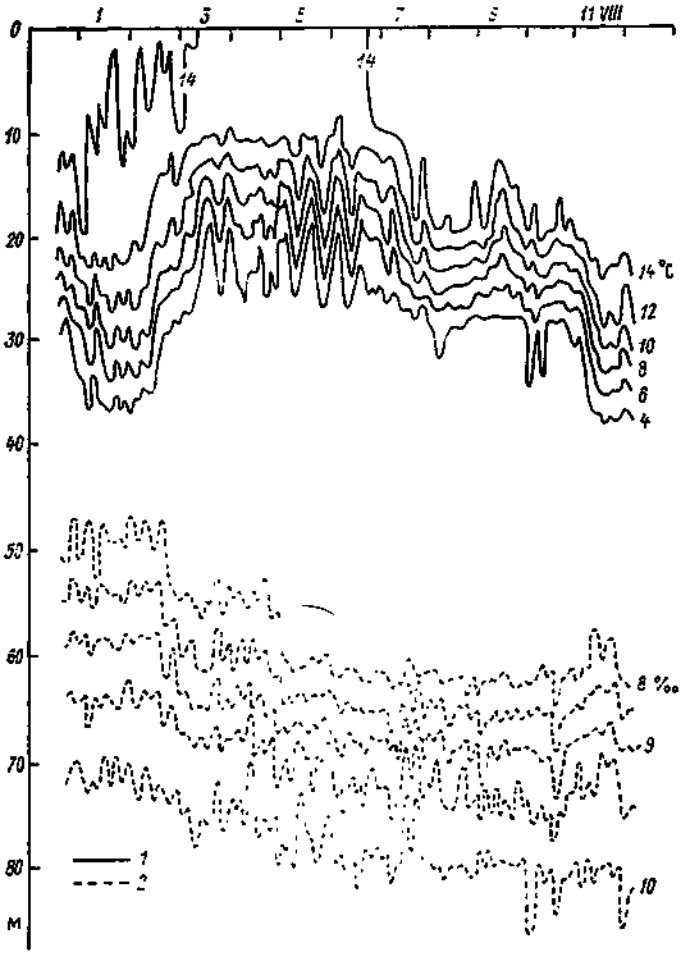


Рис. 5.32. Временной ход глубин залегания изотерм (*1*) и изохалин (*2*) на ст. Ш-1 (НИС «Тетис») в августе 1964 г.

фиях по распределению планктона и других индикаторов.

В последние годы в ходе экспедиционных исследований гидрофизической структуры и динамики вод Балтийского моря мезомасштабные вихри были обнаружены в различных районах

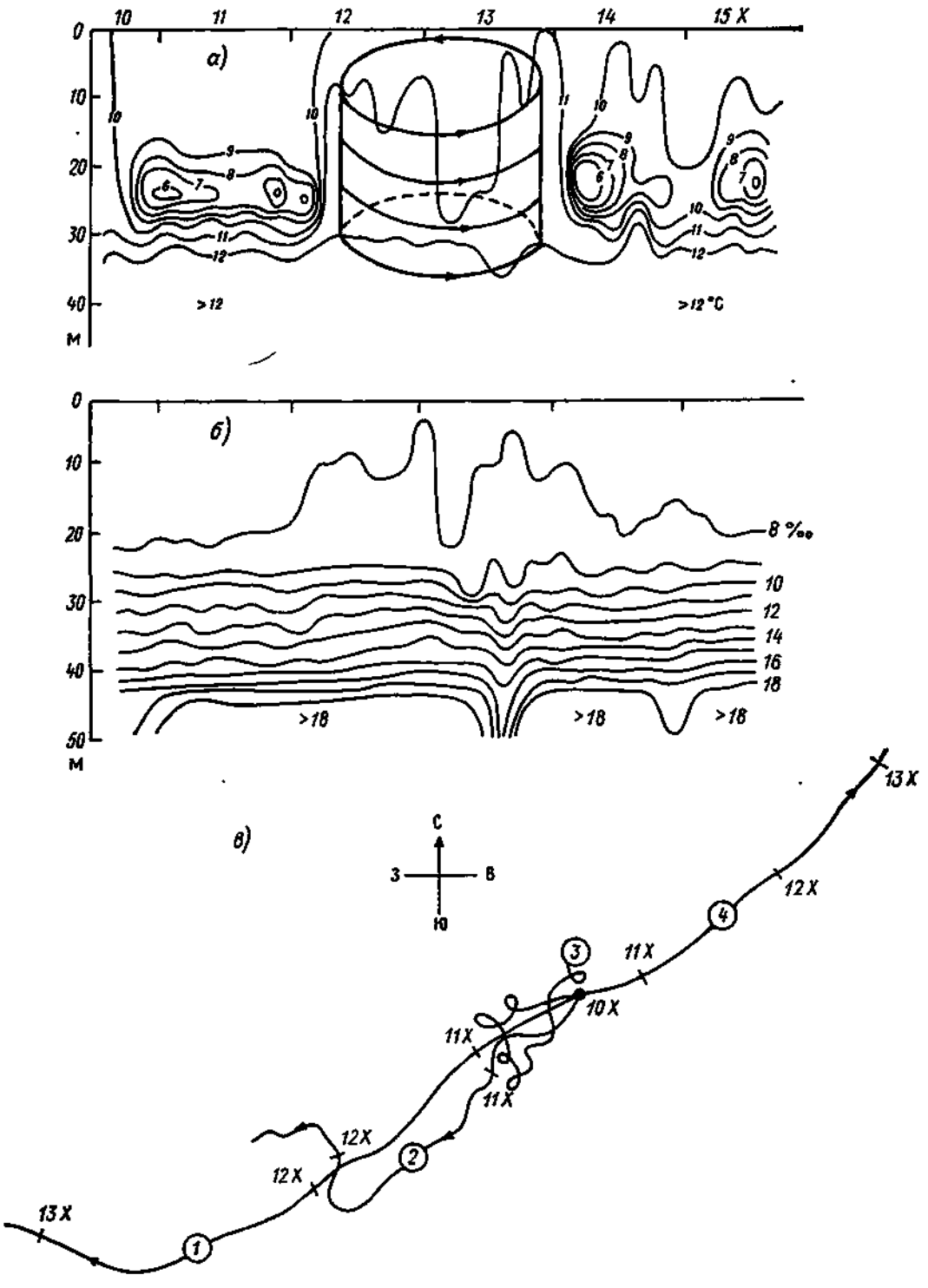


Рис. 5.33. Временной ход глубин залегания изотерм (*а*) и изохалин (*б*) на ст. ВУ 2 в январе 1978 г. (НИС «Рудольф Самойлович»).

в — прогрессивно-векторная диаграмма скорости течений на горизонтах 15, 30, 35 и 40 м (соответственно *1*—*4*).

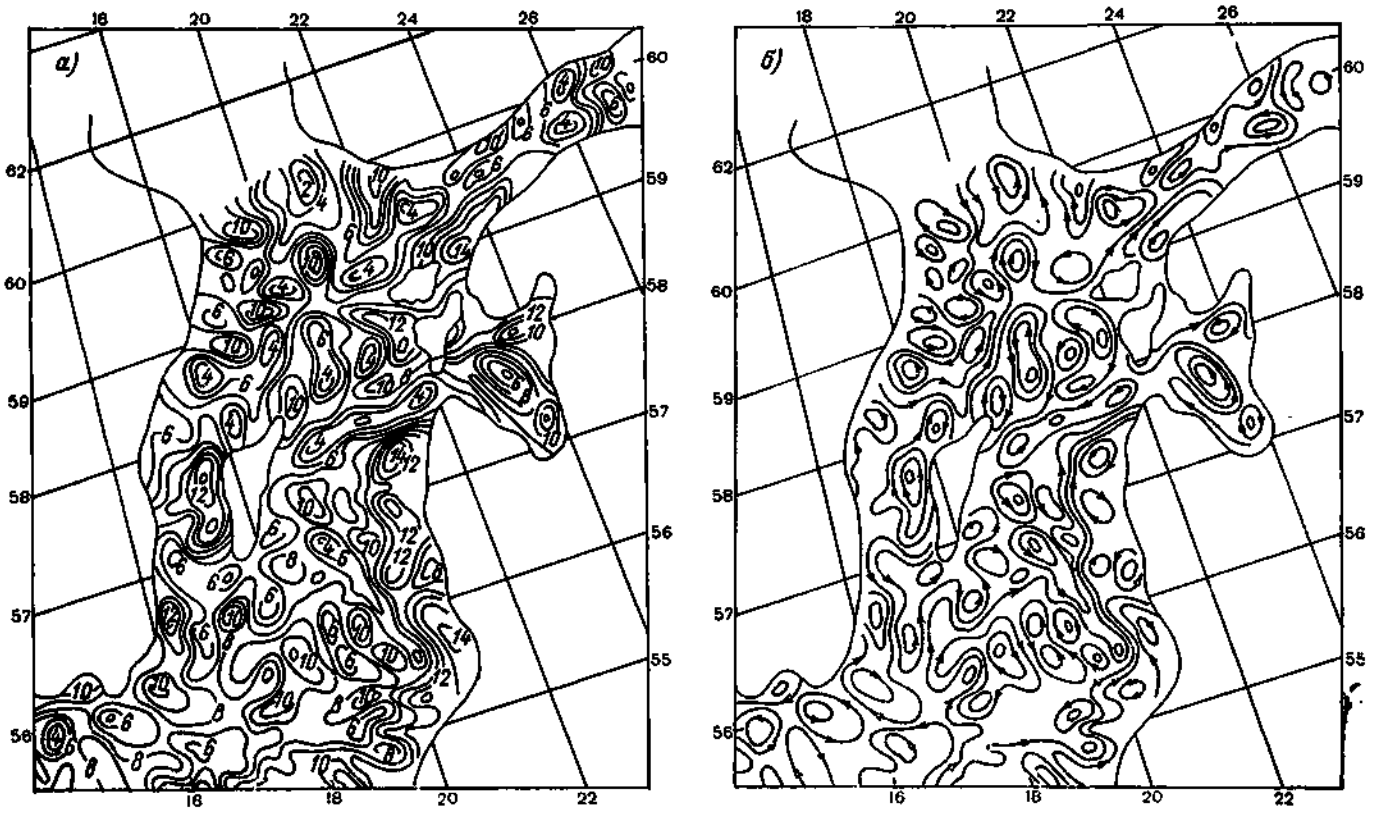


Рис. 5.34. Карта ИК-температуры воды (*а*) и поле мезомасштабных вихрей (*б*) в Балтийском море 4 июня 1978 г. (°С). По данным ИСЗ «Метеор».

моря и в разные сезоны года. Рассмотрим некоторые результаты этих исследований по данным специализированных наблюдений на океанологических полигонах в отдельных динамически активных районах Балтийского моря.

На рис. 5.35 представлено поле температуры воды на полигоне в районе г. Вентспилс (полигон размером 20 × 40 миль, расстояние между станциями 5 миль). Несмотря на то что съемка производилась зимой в условиях интенсивного выхолаживания и конвективного перемешивания, в верхнем слое моря контраст температуры воды на расстоянии в несколько миль составляет более 1 °С. Кроме того, отчетливо выделяется термический гидрофронт, расположенный на свале глубин Готландской впадины (перепад глубин, 150—200 м).

Характерная черта рассматриваемого случая — наличие теплого вихря в придонном слое, образовавшегося в результате меандрирования гидрофронта под влиянием топографии дна. Диаметр этого вихря около 20—30 км, а о продолжительности его существования и динамической устойчивости свидетельствует тот факт, что над вихрем располагалась зона чистой воды (полынья), тогда как остальная часть акватории была занята ледяными полями.

Другой характерный случай образования вихрей в результате меандрирования гидрофронта показан на рис. 5.36. На рисунке видно, что гидрофронт практически разделяет Финский залив на две зоны: северную — более холодную, и южную, более теплую; градиент перепада температуры воды между этими зонами составляет около 4 °С. Зона сгущения изолиний (температуры, плотности) претерпевает ряд изгибов — меандров, которые образуют замкнутые области повышенных и пониженных значений температуры и плотности воды и представляют собой сформировавшиеся циклонические и антициклонические вихри. Эти вихри имеют эллиптическую форму с большой осью, вытянутой в широтном направлении, т. е. в направлении действия постоянного переноса. Пространственные масштабы вихрей составляют 10—15 миль.

Развитие специфической динамики движений в мезомасштабных вихрях приводит к формированию особых гидролого-гидрохимических условий в зоне вихря. Так, на полигоне в юго-западной части Балтийского моря (Борнхольмский бассейн) в сентябре 1982 г. было обнаружено несколько вихревых образований, которые по своим термохалинным характеристикам идентифицировались как циклонические и антициклонические вихри. Совместный анализ гидролого-гидрохимических параметров в зоне теплого антициклонического вихря показал, что в вихревой зоне происходит практически полная трансформация всех показателей водной среды (рис. 5.37) [144]. Это связано с возрастанием интенсивности процессов горизонтального и вертикального обменов между слоями в зоне вихря [144, 145].

На основании выполненных экспериментальных исследований можно заключить, что в Балтийском море существуют различные типы вихревых образований, которые можно классифицировать следующим образом:

1) по механизму образования
вихри открытого моря (вихри верхнего слоя и скрытые),
фронтальные (меандры),

Рис. 5.35. Термический фронт в зоне свала глубин в районе Готландской котловины (*а*) и захваченный топографией дна теплый вихрь (*б*) (°С). НИС «Рудольф Самойлович», март 1980 г.

топогенные,
прибрежные;

2) по характеру движения
циклонические,
антициклонические;

3) по физико-химическим свойствам
теплые (холодные),
соленые (распресненные).

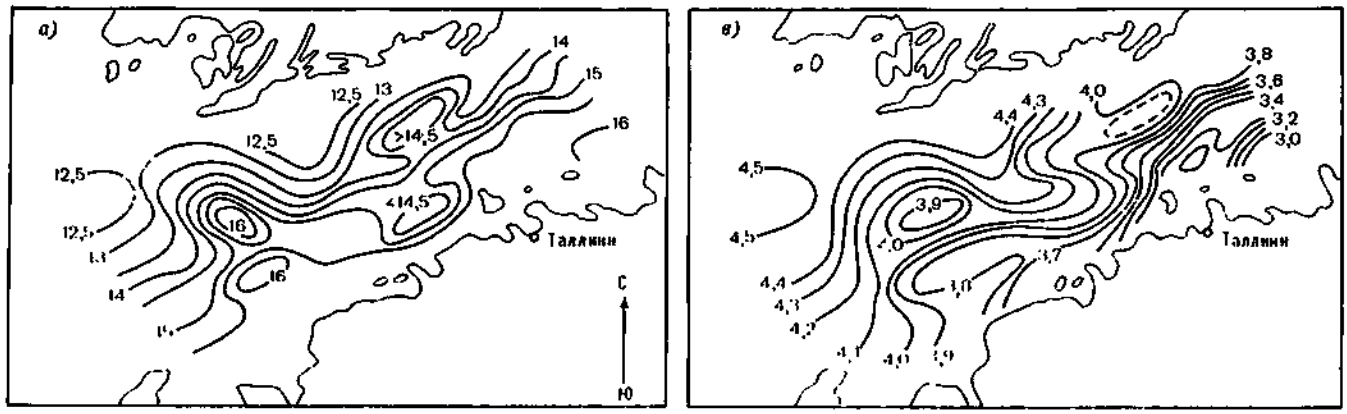
Термохалинная характеристика мезомасштабных вихрей приведена в табл. 5.22.

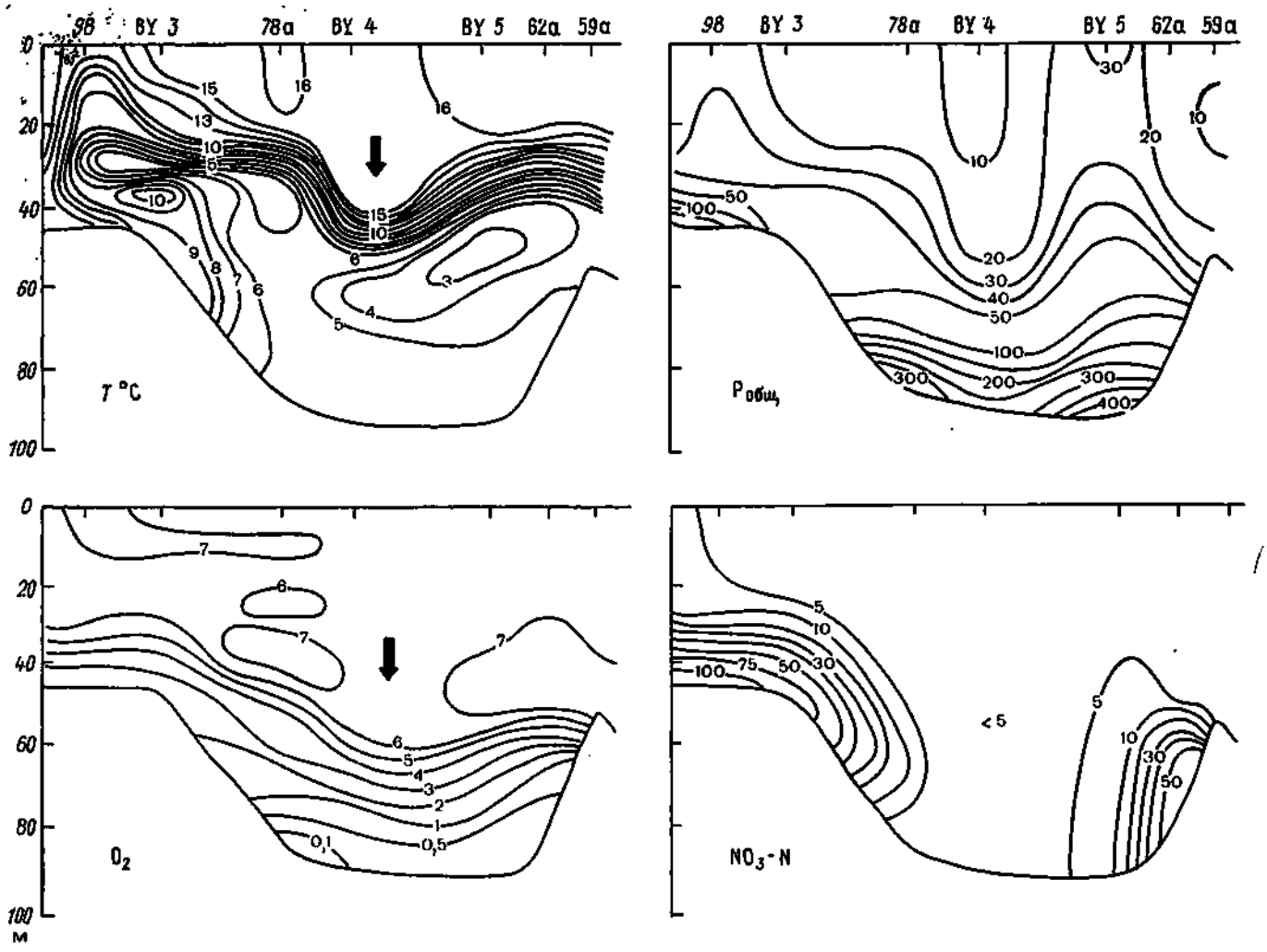
Таблица 5.22

	Относительно соленый вихрь	Относительно распресненный вихрь
Относительно теплый вихрь	Циклонический (холодный период)	Антициклонический (теплый период)
Относительно холодный вихрь	Циклонический (теплый период)	Антициклонический (в течение всего года)

Немногочисленные оценки параметров мезомасштабных вихрей в Балтийском море свидетельствуют о том, что пространственные масштабы вихрей изменяются от 3—5 км в прибрежной зоне моря до 10—50 км в открытых районах, а время жизни отдельных вихрей составляет от нескольких суток до нескольких недель [69, 93, 145, 156, 160—162], т. е. в мезомасштабных вихрях в определенной степени соблюдается геострофический баланс. Скорость перемещения вихрей незначительна — 5—10 см/с (сравнима со скоростью постоянных течений Балтийского моря), в то же время в самом вихре, особенно на его периферии, скорости течений могут достигать довольно больших значений — 30—40 см/с [144].

Вертикальная составляющая скорости течений в вихрях может возрастать на порядок по сравнению с фоновыми условиями. Анализ измерений скорости течений на отдельных АБС, зафиксиро-


а)
Таллинн
С
10
в)
Таллинн
б)
Таллинн
г)
Таллинн


98
BY 3
78а
BY 4
BY 5
62а
59а
T °C
Робщ
O2
NO3-N
м

вавших прохождение вихря, выделенного по термохалинным признакам, показал, что модули средней скорости течений в самом вихре и рассчитанные по периоду жизни мезомасштабного вихря до и после его прохождения через точку наблюдений имеют примерно одинаковый диапазон изменений. Различия проявляются только в направлении скорости течений: для мезомасштабного вихря характерной чертой временной изменчивости вектора течений на прогрессивно-векторных диаграммах является наличие замкнутой или полузамкнутой петли с периодом, равным времени прохождения мезомасштабного вихря через точку наблюдений.

5.2. Уровень моря

Уровень — один из наиболее важных и изученных элементов гидрологического режима прибрежной зоны Балтийского моря, с которой связана активная хозяйственная деятельность.

5.2.1. Состояние исследований и характеристика информационной базы

Состояние исследований. Первые сведения о наблюдениях над уровнем Балтийского моря в виде специальных отметок (черта, выбитая на каменном столбе) относятся к XVI—XVII вв. и связаны, как правило, с катастрофическими наводнениями. Одной из старейших является отметка, фиксирующая уровень воды при наводнении в Вислинском заливе в апреле 1621 г.

В России также отмечали экстремальные значения уровня воды при наводнениях. Свидетельством этих исторических событий являются мраморные доски, установленные в Петропавловской крепости и на здании Горного института в Ленинграде.

Первые наблюдения над уровнем Балтийского моря по футштоку в России были организованы в начале XVIII в. В других прибалтийских государствах регулярные наблюдения над уровнем моря ранее всего были начаты в Швеции (Стокгольм), в 1774 г.

В первой половине XIX в. во всех прибалтийских странах началось интенсивное развитие национальных систем регулярных наблюдений над колебаниями уровня моря. До 1869 г. наблюдения над уровнем выполнялись только по футштокам; в 1869 г. в Кронштадте и Свиноуйсьце были осуществлены первые мареографные наблюдения.

Научный и практический интерес к изучению режима колебаний уровня Балтийского моря обусловил дальнейшее развитие сети футшточных и мареографных наблюдений. В 1940 г. на побережье Балтийского моря действовало уже 60 уровенных постов, оборудованных мареографами, а на 1 января 1981 г. действовало 110 уровенных постов, из которых 68 были оборудованы мареографами.

По своему географическому распределению существующая сеть уровенных станций и постов достаточно равномерно покрывает береговую черту Балтийского моря, но наиболее она развита в Рижском и Финском заливах [2, 85]. Длительность рядов наблюдений над уровнем моря на отдельных станциях достигает 80—100 лет и более, но в большинстве случаев продолжительность наблюдений не превышает 40—60 лет. На советском побережье Балтийского моря сеть уровенных станций (примерно 80 пунктов) сформировалась в 1946—1960 гг. и в дальнейшем практически не изменялась. Таким образом, на Балтийском море в настоящее время действует наиболее старая и развитая по сравнению с другими морями Советского Союза сеть уровенных постов.

Информационная база. Основу информационной базы для анализа колебаний уровня Балтийского моря в различных диапазонах изменчивости составляют многолетние регулярные наблюдения на уровенных постах (рис. 5.38). Были использованы два массива временных рядов, включающих данные наблюдений над уровнем моря с 1824 по 1987 г.

Первый массив состоит из 25 рядов средних годовых значений уровня без перерывов в наблюдениях. Эти ряды были использованы при вероятностном анализе колебаний уровня Балтийского моря в диапазоне межгодовой изменчивости.

Второй массив, состоящий из 40 рядов средних месячных значений уровня моря, сформирован в ЛО ГОИНе под руководством Н. Н. Лазаренко. Данные наблюдений над уровнем моря в этом массиве были предварительно обработаны по методике [85], для того чтобы они стали однородными и удовлетворяли следующим условиям: 1) имели единое время и сроки наблюдений, 2) не содержали ошибок производства и обработки наблюдений, 3) были привязаны к единой эпохе с требуемой для практических и научных целей точностью; 4) были измерены относительно единой нулевой поверхности совместно строго уравненных высот государственных нивелирных сетей, образующих единую систему высот моря [47, 85, 137].

Следует отметить, что, поскольку при вероятностном анализе изменчивости колебаний уровня моря, мы имеем дело в основном с отклонениями от среднего значения, т. е. относительными величинами, то безразлично к какой системе высотных отметок относятся временные ряды измерений. Различия в средних значениях между системами БНП и ГВО [85, 137] при необходимости могут быть учтены путем введения по каждому пункту поправок.

По методике [85] из исходных временных рядов второго массива были исключены многолетние

Рис. 5.36. Распределение гидрологических характеристик в западной части Финского залива.

Первая междуведомственная экспедиция по проекту «Балтика». НИС «Рудольф Самойлович», август 1983 г.
а, б — температура воды (°С) соответственно на горизонтах 0 и 10 м; *в, г* — плотность воды (усл. ед.) соответственно на горизонтах 0 и 10 м.

Рис. 5.37. Вертикальные разрезы через зону теплого циклонического вихря в Борнхольмском бассейне (НИС «Рудольф Самойлович», сентябрь 1982 г.).

T — температура воды, °С; $P_{общ}$ — общий фосфор, мкг/л; O_2 — кислород, ‰ (по объему); NO_3—N — нитраты, мкг/л.

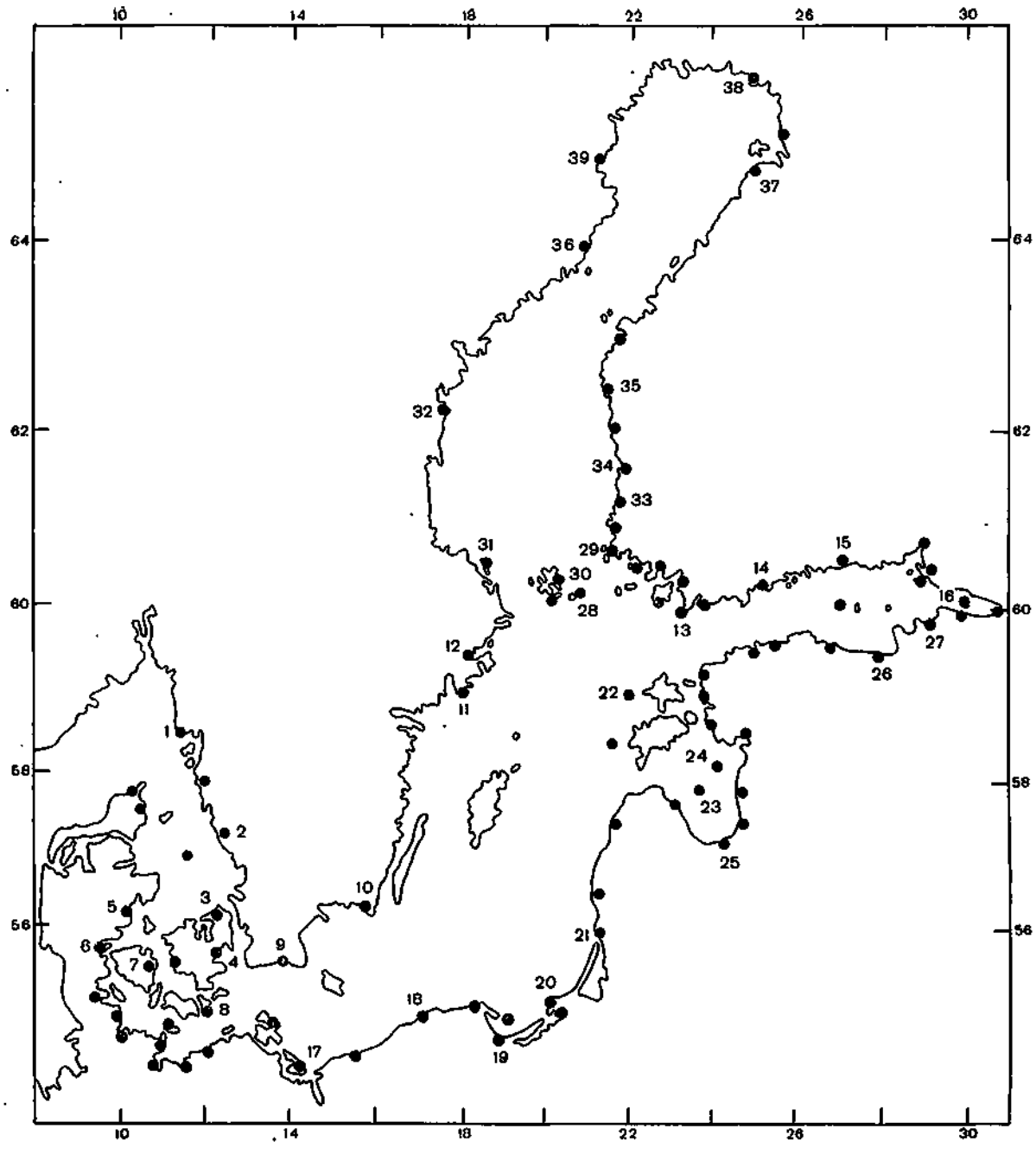


Рис. 5.38. Схема опорной сети уровенных постов Балтийского моря.
Цифры в поле рисунка соответствуют номеру поста в табл. 5.30.

изменения уровня, в основном связанные с влиянием вертикальных движений земной коры, вследствие чего представляется возможным использовать этот массив временных рядов для анализа колебаний уровня Балтийского моря в диапазоне сезонной изменчивости. Этот же массив временных рядов был использован и для расчета среднего уровня Балтийского моря.

5.2.2. Средний уровень моря

Вопрос о положении поверхности среднего уровня Балтийского моря изучался многими учеными, и согласно этим исследованиям, средний уровень моря зависит от степени однородности используемых исходных данных [85, 137]. Колебания высоты среднего уровня моря обусловлены изменениями объема вод моря за соответствующий период времени и отражают суммарное изменение всех составляющих водного баланса.

Расчет среднего (многолетнего) уровня Балтийского моря был выполнен для двух периодов 1901—1940 и 1951—1976 гг. по данным наблюдений на 26 уровенных постах. Все высоты средних уровней моря даны над поверхностью геоида, строго совпадающей с высотой нуля Кронштадского футштока в динамически уравненной системе БНП [85, 137].

Как видно из рис. 5.39, средний уровень плавно повышается от Датских проливов к вершинам Финского и Ботнического заливов. Это повышение по линии Истад — Кеми составляет 20 см, а по оси

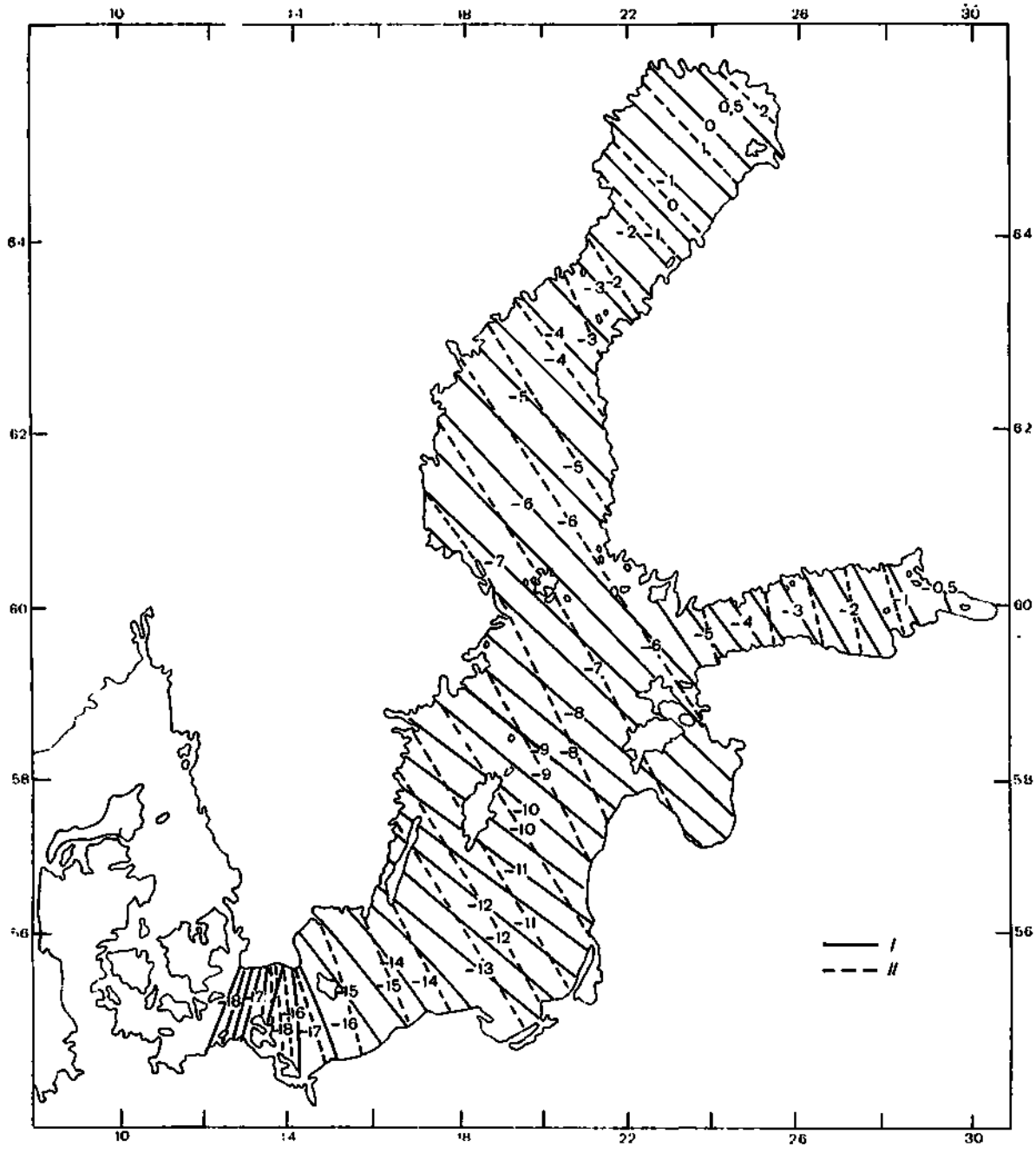


Рис. 5.39. Средний уровень (см) Балтийского моря за периоды 1901—1940 гг. (*I*) и 1951—1976 гг. (*II*).

Балтийское море — Финский залив между постами Истад — Кронштадт 17 см. У западных берегов Балтийского моря средний уровень на одной широте с восточным берегом располагается примерно на 2,0—2,5 см ниже. Средний наклон уровенной поверхности Балтийского моря составляет 1 см на 70—80 км [85, 137].

Приведенная на рис. 5.39 схема передает лишь общий характер наклона уровенной поверхности Балтийского моря; использование линейной интерполяции между береговыми станциями для получения представлений об изменении уровня в открытой части моря не имеет достаточного физического обоснования, так как в этом случае не учитывается воздействие на свободную поверхность моря факторов, отличающихся сложной пространственной изменчивостью.

5.2.3. Характеристика основных видов изменений уровня

Уровенная поверхность Балтийского моря формируется в результате взаимодействия таких факторов, как вековые колебания земной коры, водообмен с Северным морем, речной сток, атмосферные осадки и испарение с поверхности моря, изменение атмосферного давления, воздействие ветра, приливообразующих сил, перераспределение поля плотности, циркуляции вод, и зависит от морфометрических особенностей бассейна.

Вековые колебания. Вертикальные движения земной коры изменяют высоту репера, движение которого (и вместе с ним нуля поста) изменяют высотное положение измеряемого уровня [110, 112]. В последовательном (хронологическом) ряду средних годовых значений уровня вертикальные

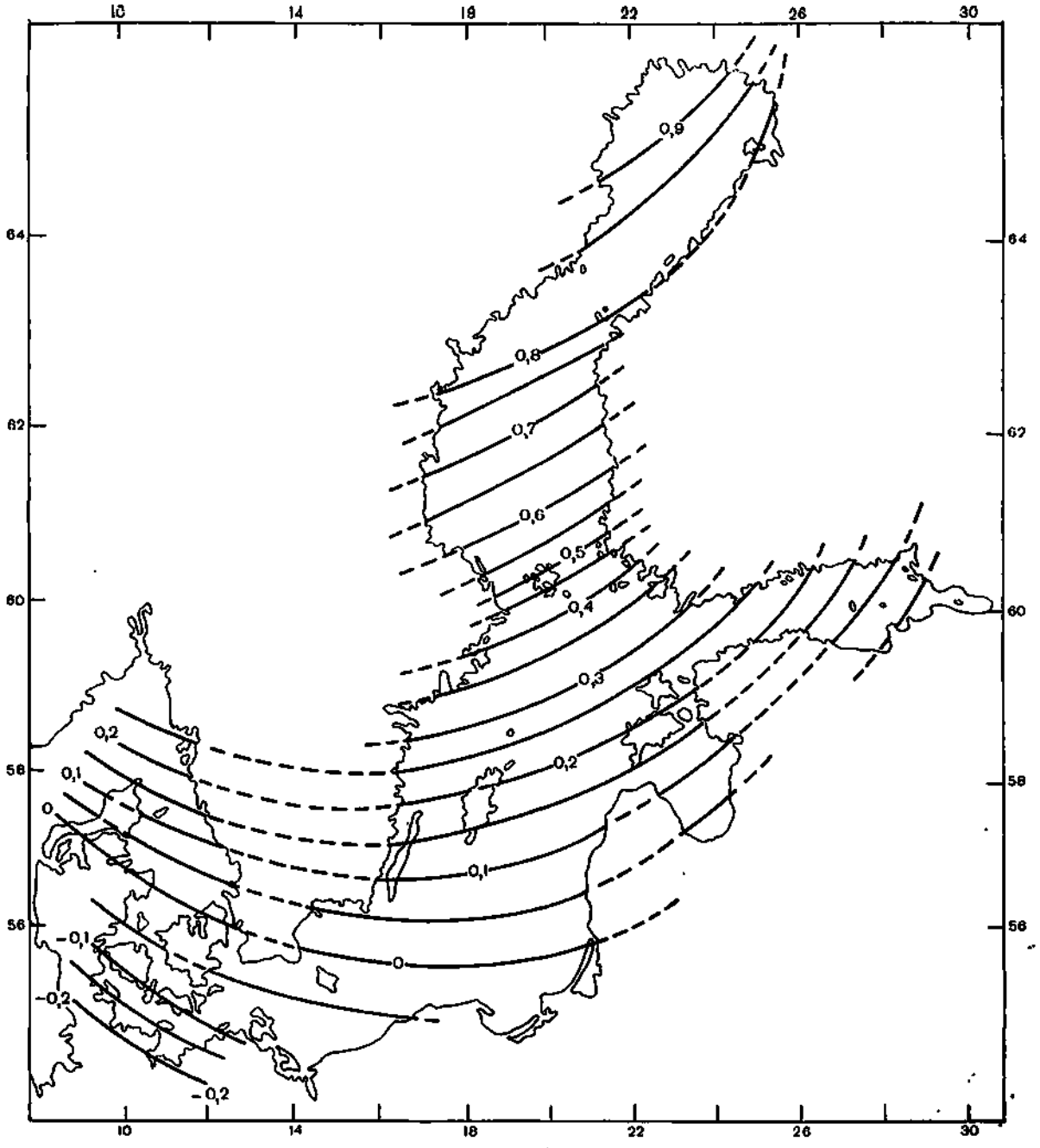


Рис. 5.40. Схема современных вертикальных движений (мм/год) земной коры в районе Балтийского моря [137].

движения побережья Балтийского моря обнаруживаются в виде длиннопериодных изменений (тренда), которые в общем случае могут быть обусловлены и долгопериодной изменчивостью гидрометеорологических и геофизических процессов [2], влияющих непосредственно на воды моря.

Исследования вековых колебаний уровня за последние 30—90 лет показали, что вертикальные движения побережий Балтийского моря имеют однонаправленный характер [110, 112]. Линии равной скорости вертикальных движений (изобазы) параллельны друг другу и направлены с северо-востока на юго-запад (рис. 5.40). Нулевая изобаза проходит через Южную Швецию и участок Лиепая—Клайпеда в СССР. К северу от этой линии поверхность земной коры испытывает поднятие, дифференцированное по участкам побережья (в этом состоит главная причина расхождений карт современных вертикальных движений побережий Балтийского моря). Южнее нулевой изобазы поверхность земной коры испытывает опускание (табл. 5.23).

На фоне этих однонаправленных изменений прослеживаются колебания вертикальных движений земной коры с периодом 25—30 лет [112]. Максимальные скорости тектонических поднятий (до 9,7 мм/год) характерны для Ботнического залива, максимальные скорости опускания (до 11,2 мг/год) — для южного побережья Балтийского моря. В целом суммарная скорость вертикальных движений земной коры по побережьям Балтийского моря изменяется в пределах 11,0... —2,0 мм/год.

Таблица 5.23

Средняя скорость (мм/год) вертикальных движений побережий Балтийского моря

Пункт наблюдений	По С. В. Победоносцеву [112]	По В. А. Зенину [65]	По О. В. Якубовскому [159]
Швеция			
Стокгольм	+4,0	+4,2	+4,1
Ландсорт	+3,0	+3,3	+3,6
Кургсхольм	+0,4	+0,6	+0,4
Истад	−0,7	−1,5	−0,1
Финляндия			
Дегерьбю	+4,1	+4,5	+4,8
Утё	+3,1	+3,5	—
Ханко	+3,1	+3,0	+3,1
Хельсинки	+3,0	+3,0	+2,6
СССР			
Кронштадт	−0,2	−0,3	−0,2
Рига	−2,1	−2,1	−1,9
Вентспилс	+0,5	+0,5	+0,7
Клайпеда	−0,8	−0,1	−0,9
Балтийск	−1,0	—	—
Польша			
Свиноуйсьце	−0,9	−1,1	−1,1
Восточная Германия			
Аркона	−0,3	−0,1	−0,2
Варнемюнде	−1,2	−1,0	−1,4
Висмар	−1,5	−1,4	−1,4
Дания			
Хорнбек	+0,1	+0,1	—
Гедсер	−1,0	−0,8	—
Копенгаген	−0,2	−0,2	—

Тренд уровня, обусловленный гидрометеорологическими причинами, составляет 1,1... −0,1 мм/год. Самым неопределенным фактором, оказывающим влияние на формирование тренда среднего уровня моря, остается эвстатический фактор, хотя известно, что его значение составляет 0,8—1,0 мм/год.

Плотностные колебания. Эти колебания следует рассматривать в двух аспектах: временные колебания уровня, вызванные изменениями плотности воды в отдельных районах моря (стерические колебания), и пространственные изменения уровня, обусловленные неоднородным распределением плотности воды по горизонтали. Исследование стерических колебаний уровня в Балтике [76] показало, что они носят сезонный характер и влияние плотностных приращений на годовой ход уровня достаточно велико, особенно в июле—декабре, когда стерические колебания соизмеримы со средними месячными высотами уровня.

Пространственное распределение уровенной поверхности в открытой Балтике, вызванное изменением плотности воды, имеет достаточно сложный характер (рис. 5.41). Расчет сезонных карт относительной топографии уровенной поверхности Балтики [76, 112] подтверждает вывод об общем наклоне (с некоторыми вариациями по сезонам) уровенной поверхности в направлении с севера на юг.

Плотностная топография среднего уровня моря является фоновой, на которую накладывается влияние других факторов.

Приливные колебания. Они формируются в результате проникновения полусуточной приливной волны из Северного моря и собственных приливных колебаний Балтийского моря суточного характера [3, 29, 51, 139 и др.]. Достаточно подробные исследования приливных колебаний уровня на побережьях собственно Балтийского моря, Ботнического, Финского и Рижского заливов, Датских проливов и Каттегата были выполнены целым рядом авторов [6, 29, 42, 60, 100, 109, 113, 125, 157, 158, 181, 187, 226, 232, 233, 237, 260, 277, 282 и др.].

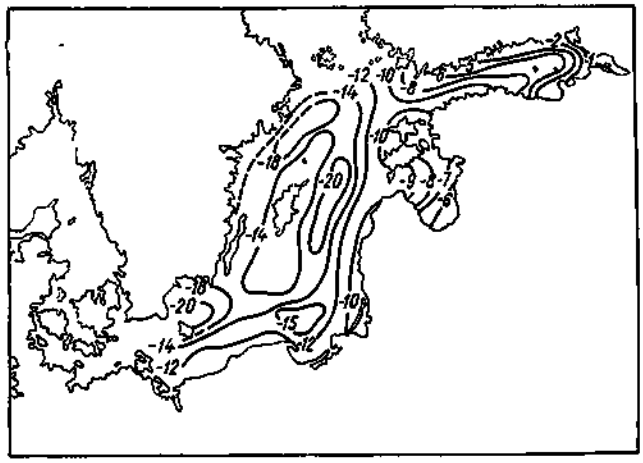


Рис. 5.41. Схема уровенной поверхности Балтийского моря в отклонениях от эквипотенциальной поверхности, август 1964 г. По С. В. Победоносцеву [112].

Для получения наиболее полной характеристики приливных колебаний уровня в Балтийском

Таблица 5.24

Характеристика (см) главных приливных волн в Балтийском море

Район моря	Приливные волны				$F=\frac{K_1+O_1}{M_2}$	$M_2+S_2+K_1+O_1$
	S_2	M_2	K_1	O_1		
Побережье Ботнического залива						
западное	0,2	0,3	1,1	0,8	6,3	2,4
восточное	0,2	0,3	1,2	1,0	7,3	2,7
Побережье Ботнического моря						
западное	0,4	0,6	0,6	0,5	1,8	2,1
восточное	0,2	0,6	0,9	0,6	2,5	2,3
Аландское и Шхерное моря	0,6	1,3	0,5	0,5	0,8	2,9
Побережье Финского залива						
северное	0,4	0,9	2,0	2,4	4,9	5,7
восточное	1,2	2,2	4,2	4,2	3,8	11,8
южное	0,3	0,5	1,5	1,4	5,8	3,7
Рижский залив	0,4	0,4	2,4	3,0	13,5	6,2
Побережье Балтийского моря						
западное	0,4	0,8	1,1	1,2	2,9	3,5
восточное	0,4	0,3	0,8	0,6	4,7	2,1
южное	0,4	0,9	1,1	1,1	2,4	3,5
Датские проливы						
Фемарн-Бельт	1,0	3,6	2,2	1,4	1,0	8,2
Зунд	2,5	6,4	0,6	2,4	0,5	11,9
Большой Бельт	2,8	10,9	0,7	1,6	0,2	16,0
Малый Бельт	2,4	7,6	2,1	2,1	0,6	14,2
Побережье Каттегата						
восточное	1,5	5,5				(7,0)
западное	3,8	12,9	0,8	2,9	0,3	20,4

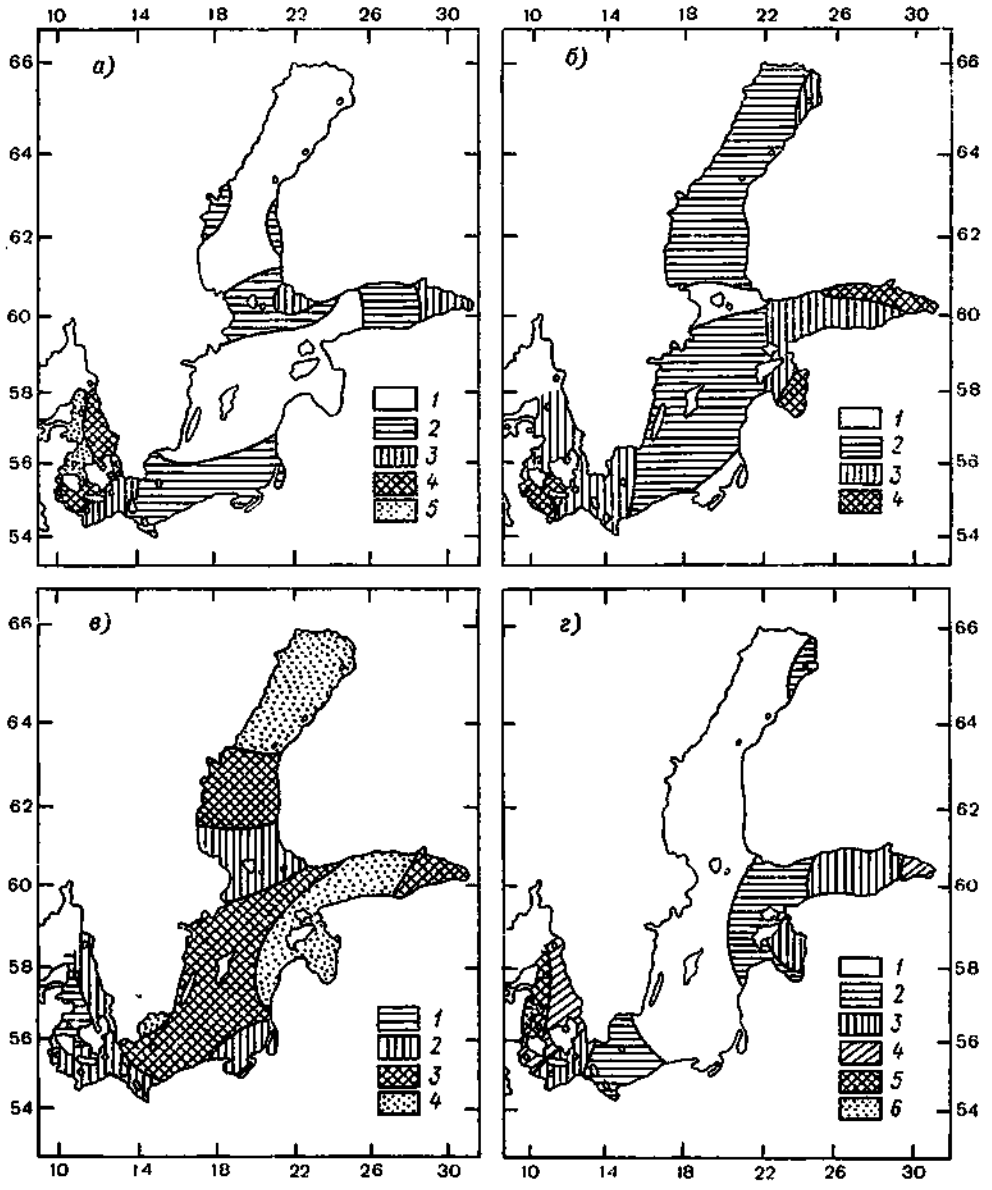


Рис. 5.42. Географическое распределение приливных колебаний в Балтийском море.

а — суммарные полусуточные колебания $2(M_2 + S_2)$, *б* — суммарные суточные колебания $2(K_1 + O_1)$: *1*) <2 см, *2*) 2—5 см, *3*) 5—10 см, *4*) 10—20 см, *5*) >20 см; *в* — характер приливов: *1*) <0,5, *2*) 0,5—2,0, *3*) 2—4, *4*) >4; *г* — максимальные приливные колебания: *1*) <3 см, *2*) 3—5 см, *3*) 5—10 см, *4*) 10—15 см, *5*) 15—20 см, *6*) >20 см.

море мы использовали результаты исследований по этой проблеме более чем за вековой период (1878—1987 гг.). Установлено, что, несмотря на существенную неоднородность рядов наблюдений над уровнем, рассчитанные разными авторами [157, 158, 187, 226, 232, 233 и др.] значения гармонических постоянных главных приливных волн для отдельных пунктов достаточно хорошо согласуются между собой: в большинстве случаев расхождения по амплитуде не превышают 20—30 %, а по фазе ±30° [232, 233]. На основе полученных результатов обобщения (всего использовано 57 пунктов) дана количественная характеристика гармонических постоянных главных приливных волн по побережьям Балтийского моря (табл. 5.24) и построены новые карты географического распределения приливов (рис. 5.42) в соответствии с принятой классификацией приливов.

Анализ полученных результатов (табл. 5.24, рис. 5.42) показывает, что на большей части акватории Балтийского моря преобладают суточные и неправильные суточные приливные колебания уровня. Так, в Ботническом заливе приливные колебания имеют ярко выраженный суточный характер, а в Ботническом море — неправильный суточный; высота прилива в обоих случаях 2—5 см. В районе Аландского и Шхерного морей преобладает неправильный полусуточный характер приливных колебаний с высотой прилива 2—5 см, достигающей в узкостях и шхерах 5—10 см. В вершине Финского залива приливы имеют неправильный суточный характер и достигают высоты 10—20 см. В центральной части Финского залива, в Рижском заливе и вдоль восточного побережья Балтийского моря, начиная с района севернее Клайпеды, наблюдается четко выраженный суточный характер приливов. Приливы в этих районах изменяются от 2—5 см в Балтийском море до 5—10 см в Финском и Рижском заливах и 10—20 см у восточного побережья Рижского залива. В цен-

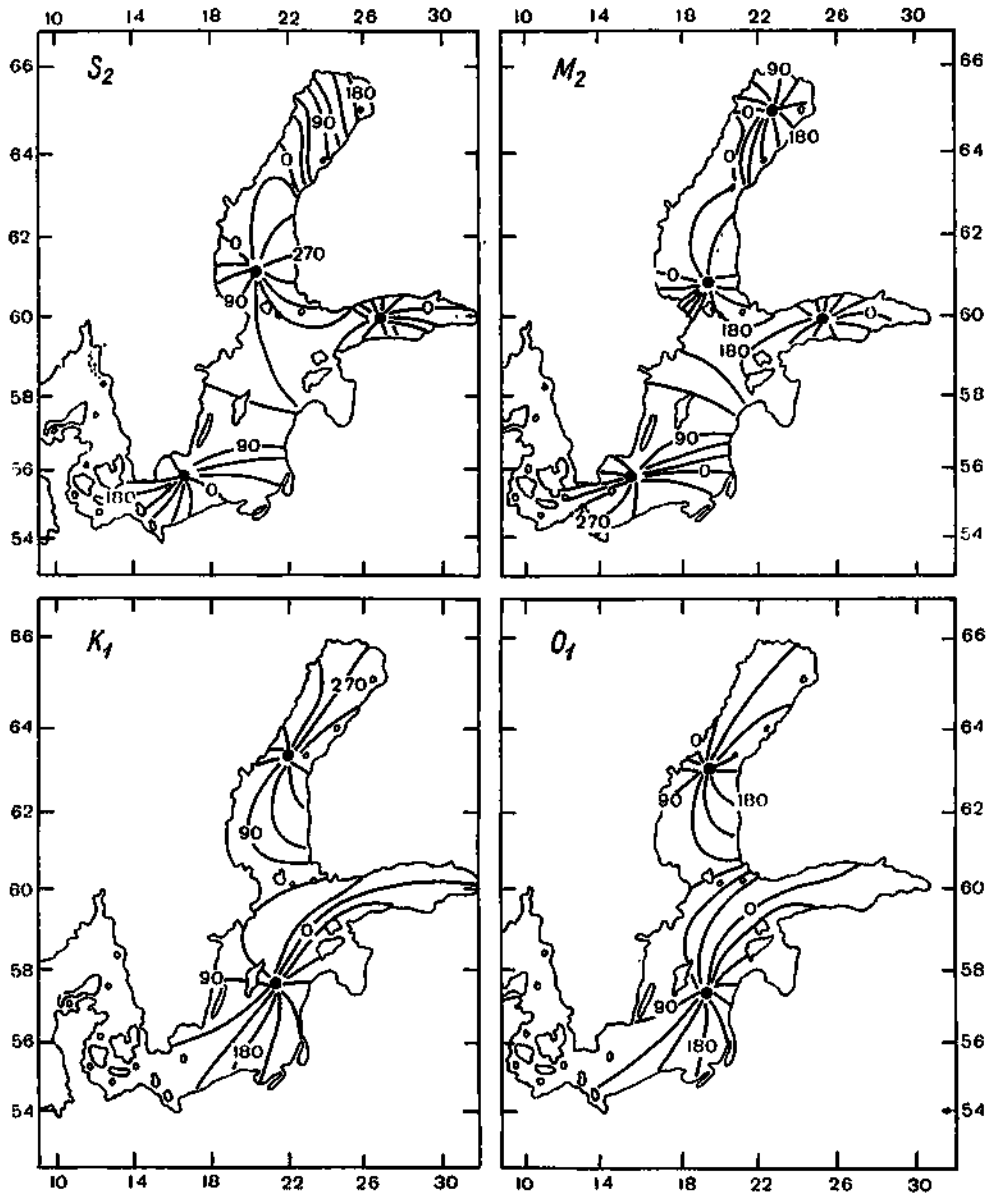


Рис. 5.43. Котидальные линии главных приливных волн.

S_2 — полусуточные волны, T = 12,00 ч; M_2 — полусуточные волны, T = 12,42 ч; K_1 — суточные волны, T = 23,94 ч; O_1 — суточные волны, T = 25,82 ч.

тральной части Балтийского моря приливы имеют неправильный суточный характер и не превышают 2—5 см. В Гданьском заливе и юго-западной части Балтики, непосредственно прилегающей к Датским проливам, наблюдается неправильный полусуточный характер приливов, а их высота изменяется от 2—5 см до 5—10 см. В собственно Датских проливах приливные колебания имеют неправильный полусуточный характер, а в Каттегате у западного побережья — правильный полусуточный, у восточного побережья — неправильный. В этих районах характер приливов определяется поступательной волной, идущей из Северного моря, а высота прилива изменяется от 5—10 до 10—20 см и в целом несколько выше у датского побережья.

Схема котидальных линий полусуточной волны M_2 (рис. 5.43) в Балтийском море характеризуется четырьмя амфидромическими точками: в юго-западной части моря у о. Борнхольм, в центральной части Финского залива, севернее Аландских островов в Ботническом море и в центральной части Ботнического залива. Распространение приливной волны вокруг этих точек происходит в направлении против часовой стрелки, а в Ботническом заливе — по часовой стрелке. На схеме котидальных линий суточной волны K_1 (рис. 5.43) обнаруживается только одна амфидромическая точка в системе Балтийское море — Финский залив, вторая расположена в Ботническом море, в районе Северного Кваркена. Такое сложное распределение характера приливов и котидальных линий в Балтийском море является результатом как влияния рельефа дна моря, так и наложением приливных колебаний на собственные колебания отдельных бассейнов и моря в целом.

Амплитуда максимально возможных по астрономическим причинам приливов в Балтийском море, определяемая как сумма амплитуд главных приливных волн ($M_2 + S_2 + K_1 + O_1$), достигает в Ботническом заливе 2—3 см, в Финском 4—14 см,

Таблица 5.25

Сезонная изменчивость амплитуды H и фазы φ полусуточной волны в Ботническом заливе [232]

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Мянтулюто (1925—1938 гг.)							
H см	1,1	0,8	0,5	0,7	0,5	0,2	0,4	0,0	0,1	0,6	0,9	1,8	0,5
$\varphi°$	9	334	296	273	260	218	179	30	16	27	26	340	339
						Вааса (1922—1938 гг.)							
H см	1,3	1,1	0,8	1,1	1,0	0,8	0,9	0,6	0,5	0,8	1,5	1,8	0,2
$\varphi°$	33	9	342	284	255	232	206	210	165	90	64	65	0
						Хорнанкаллио (1923—1938 гг.)							
H см	1,6	1,0	0,6	1,2	1,7	1,3	1,5	1,2	1,2	1,1	2,1	2,1	0,2
$\varphi°$	120	102	65	352	342	303	294	263	215	172	148	143	179
						Кеми (1923—1938 гг.)							
H см	1,7	1,0	0,8	1,1	1,4	1,3	1,6	1,0	0,9	1,3	2,0	2,2	1,8
$\varphi°$	128	112	58	354	343	342	307	278	199	180	151	150	145

а в Рижском около 7 см. В центральной части моря максимальные приливные колебания не превышают 2—3 см. Таким образом, приливные колебания в Финском заливе имеют значительно большие амплитуды, чем в других заливах Балтики.

Некоторое представление о характере сезонной изменчивости гармонических постоянных главных приливных волн в отдельных пунктах Балтийского моря можно получить из табл. 5.25.

Периодические колебания уровня в Балтийском море могут быть вызваны не только астрономическими факторами, но и метеорологическими, которые во многих случаях накладываются на астрономические. Так, годовой ход давления, осадков и испарения, а также сезонные изменения в направлении и скорости ветра и т. д. непосредственным образом входят в годовую S_a и полугодовую S_{Sa} приливные волны.

В табл. 5.26, составленной в результате обобщения литературных данных, приводится количественная характеристика гармонических постоянных этих волн. Как видно из представленных данных, амплитуды годовой и полугодовой приливных волн несколько возрастают в направлении с запада на восток в Финском заливе и с юга на север в Ботническом заливе. Максимум годовой волны приходится на октябрь, а полугодовой волны — на январь и июль.

Таблица 5.26

Амплитуда H и фаза φ годовой (S_a) и полугодовой (S_{Sa}) приливных волн в Балтийском море [232, 233]

Пункт	S_a		S_{Sa}	
	H см	$\varphi°$	H см	$\varphi°$
Кронштадт	7,6	250	21,1	308
Таллин	14,7	204	3,7	233
Лиепая	12,1	193	16,1	258
Ландсорт	9,0	125	16,3	298
Бьери	13,6	201	4,0	223
Драгхеллан	13,2	200	4,9	218
Ратан	13,7	215	5,5	216
Кеми	16,9	219	6,6	207
Оулу	15,2	222	6,2	209
Раахе	15,4	219	6,1	213
Альхолмен	15,2	221	5,4	216
Вааса	14,0	208	5,2	219
Каске	13,6	208	5,0	218
Мянтулюто	13,3	205	4,4	221
Дегерьбю	13,2	195	4,4	236
Ханко	14,0	205	3,7	227
Хельсинки	12,0	204	4,6	235
Выборг	14,5	199	4,0	224
Приморск	14,0	197	4,0	225

Сейшевые колебания. Сейши в Балтийском море возникают в результате реакции приспособления водных масс бассейна к нарушениям равновесного состояния под влиянием внешних воздействий (длительный нагон или сгон воды, резкое изменение метеорологических условий — давления, ветра — при прохождении барических образований и др.). Сейшевые колебания охватывают всю толщу вод моря, достаточно быстро возбуждаются, а затухают на протяжении нескольких суток. Простейший вид сейшевых колебаний — продольная одноузловая сейша, однако в реальных бассейнах из-за сложности очертаний берегов и рельефа дна сейшевые колебания сопровождаются колебаниями более высокого порядка: двух-, трех- и даже четырехузловыми и т. д. При этом заливы и бухты являются в определенной степени резонаторами, в которых могут возбуждаться собственные колебания [114, 187, 212 и др.].

Исследованием сейшевых колебаний в Балтийском море, условий их развития и затухания, зависимости от метеорологических факторов и влияния на гидрологический режим в прибрежной зоне моря занимались многие авторы [58, 59, 114, 128, 252]. Установлено несколько типов сейшевых колебаний в Балтийском море (рис. 5.44) [58, 59, 252].

Вид свободной поверхности моря при одноузловой сейше системы Западная Балтика — Финский залив показан на рис. 5.45. При одной фазе колебаний (рис. 5.45 *а*) максимальный уровень наблюдался в юго-западной части Балтики, а минимальный — в восточной части Финского залива, в противоположной фазе (рис. 5.45 *б*) — наоборот. Амплитуда колебаний в восточной части Финского залива достигает 100 см, а в юго-западной Балтике — 70 см. Узловая линия проходит практически по центру Балтийского моря в направлении Лиепая—Ландсорт.

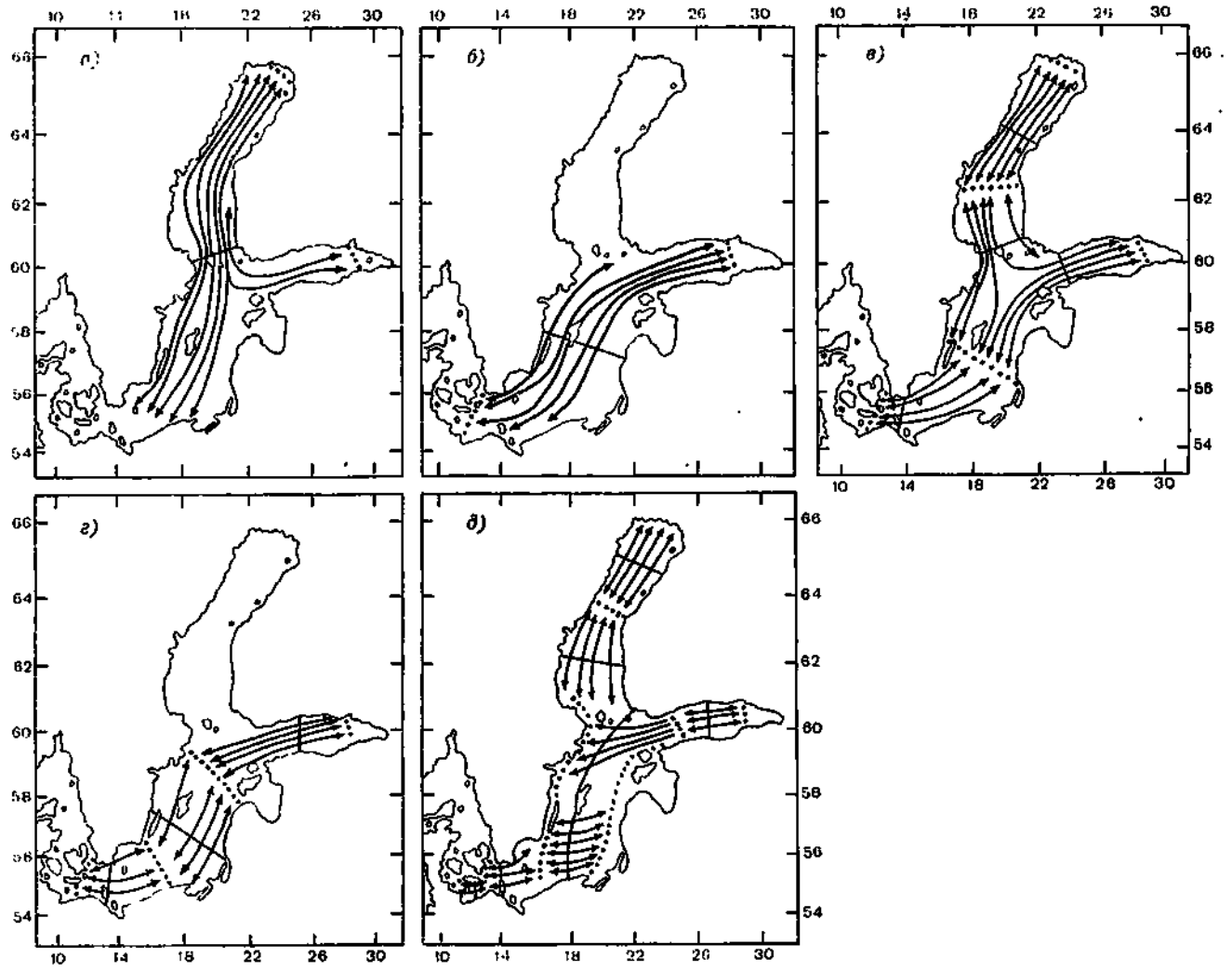


Рис. 5.44. Схема сейшевых колебаний Балтийского моря. По В. П. Дубову [58].

а — одноузловая сейша всей системы Балтийского моря, включая Финский и Ботнический заливы (T = 48 ч 13 мин), *б* — одноузловая сейша системы Западная Балтика — Финский залив (T = 30 ч 12 мин), *в* — двухузловая сейша (T = 24 ч 03 мин), *г* — трехузловая сейша (T = 13 ч 43 мин), *д* — четырехузловая сейша (T = 8 ч 11 мин).

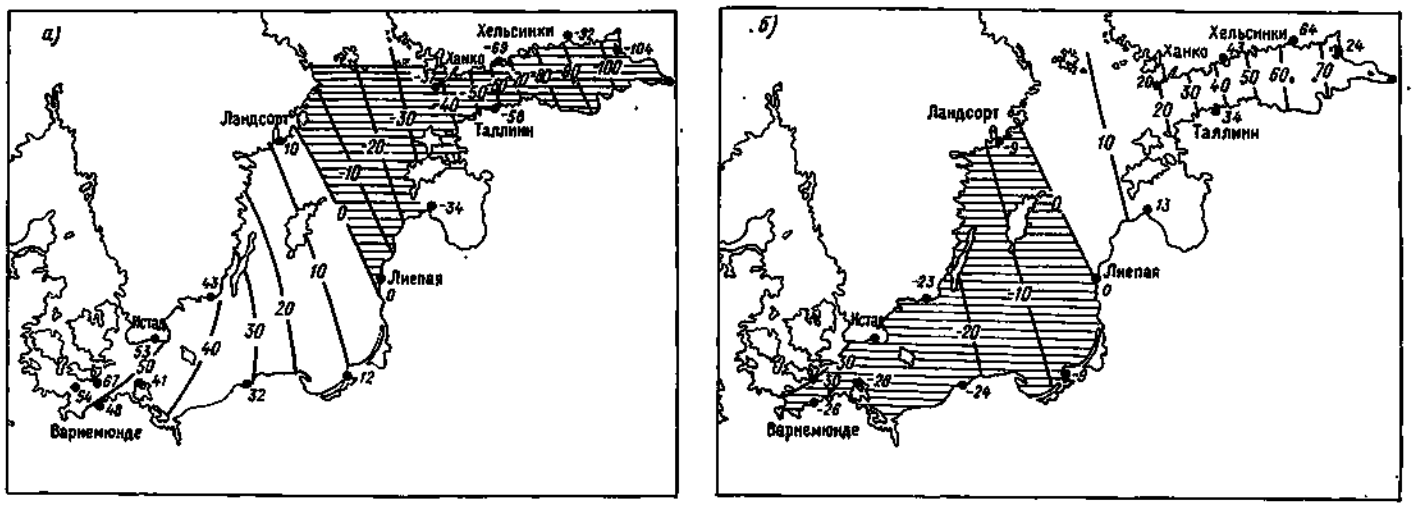


Рис. 5.45. Вид свободной поверхности Балтийского моря при одноузловой сейше системы Западная Балтика — Финский залив [252].

а — разность (см) максимального и минимального уровней, 11—12 декабря 1932 г.; *б* — разность (см) минимального и максимального уровней 12 декабря 1932 г.

Аналогичный характер имеют колебания уровня при одноузловой сейше в системе Балтийское море — Ботнический залив. Амплитуда колебаний в Ботническом заливе достигает 70—90 см, а в юго-западной Балтике — 40—50 см. Узловая линия проходит в районе Аландских островов.

Несколько иной характер колебания уровня имеют при двухузловой сейше в системе Балтийское море — Финский залив. Амплитуда колебаний в восточной части Финского залива при такой сейше достигает 30—50 см, а в юго-западной Балтике 40—60 см. Узловые линии расположены на входе в Финский залив по линии Ханко — Таллинн, а в юго-западной Балтике по линии Штольпмюнде — Эландсрев. Значительно реже в наблюдениях фиксируются трех- и четырехузловые сейши, их амплитуда находится в пределах 30—50 см.

В табл. 5.27, составленной по данным литературы, приведены оценки максимальной амплитуды сейшевых колебаний в зависимости от модальной структуры и системы колебаний. Видно, что амплитуда убывает с возрастанием номера (частоты) колебания. В открытом море, согласно численным расчетам [46], амплитуда сейшевых колебаний всех периодов не превышает 5—10 см.

Таблица 5.27

Оценка максимальной амплитуды (см) сейшевых колебаний в Балтийском море

Мода	Западная Балтика — Ботнический залив [58, 252]	Западная Балтика — Финский залив [58, 236, 252]
1	40—120	70—100
2	—	40—60
3	—	30—50
4	—	30—50

Примечание. Прочерк означает отсутствие сведений.

Анализ результатов теоретических расчетов периодов сейш в Балтийском море [58, 236, 252] показывает, что наибольшим периодом характеризуются одноузловые продольные сейши, причем колебания системы Западная Балтика — Ботнический залив ($T \cong 39...40$ ч) очень неустойчивые и быстро затухают. Согласно данным [58, 59, 252], наибольшую повторяемость имеют колебания с периодом 24—28 ч. В течение года одноузловые сейши составляют 9 % времени наблюдений, а с несколькими узлами — 7 % [238].

Собственные колебания Балтийского моря сильно видоизменяются под действием силы Кориолиса. Результаты расчетов Краусса [225], а также гидродинамического моделирования двумерных сейш с учетом вращения Земли [286] показали, что под действием силы Кориолиса периоды сейшевых колебаний уменьшаются, если они больше инерционного периода, и увеличиваются, если они короче. Вращение Земли сказывается на сейшевых колебаниях таким образом, что все моды превращаются в положительные амфидромические волны и только во внутренних частях заливов и западной Балтики обнаруживаются стоячие волны [286].

Развитие сейшевых колебаний во всем Балтийском море требует крупномасштабного метеорологического возмущения. Однако из анализа наблюдений часто видно, что возмущение ограничено либо собственно Балтикой (с малым влиянием на Ботнический залив), либо только Ботническим заливом. В последнем случае район Аландских о-в может вести себя как твердая граница. Сопоставление рассчитанных по моделям периодов сейш, выполненное в работе [286], показывает, что периоды колебаний собственно Балтики достаточно близки к периодам соответствующих мод всей Балтики (табл. 5.28) и лежат в пределах наблюдаемых.

Таблица 5.28

Периоды (ч) сейш в Балтийском море

Мода	Западная Балтика — Ботнический залив [225]	Западная Балтика — Финский залив [225]	Балтийское море, включая Ботнический, Финский и Рижский заливы [286]	
	$F=0$	$F=0$	$F=0$	$F\neq0$
1	39,4	27,4	40,5	31,0
2	22,5	19,1	27,7	26,4
3	17,9	13,0	23,7	22,4
4	12,9	9,6	21,4	19,8
5	9,4	8,1	17,9	17,1
6	7,3	6,9	13,0	13,0
7	—	—	10,4	10,4
8	—	—	8,7	8,8
9	—	—	7,7	7,8
10	—	—	7,2	7,3

Примечание. Здесь $F=0$ означает, что расчет производился без учета вращения Земли, а $F\neq0$ — с учетом.

5.2.4. Межгодовая и сезонная изменчивость колебаний уровня

Межгодовая изменчивость. Данная изменчивость колебаний уровня моря обусловлена влиянием глобальных факторов — атмосферных, гидрологических, геологических, геофизических. Характерной чертой межгодовой изменчивости уровня Балтийского моря (рис. 5.46) в большинстве случаев является наличие однонаправленного тренда, на фоне которого проявляются колебания с меньшей цикличностью. При этом параметры тренда различаются между собой в разных районах Балтики.

Выделяются два вида долгопериодной изменчивости колебаний уровня.

1. Межгодовая изменчивость колебаний уровня моря с наличием тренда, превышающего более мелкомасштабные колебания, характерная для западного побережья моря, Ботнического залива и северной части Финского залива.

На фоне общей тенденции к уменьшению средних годовых значений уровня моря (рис. 5.46) можно визуально выделить временные участки с разной скоростью падения уровня. Кроме того, в периоды 1910—1920 и 1940—1950 гг. характер многолетних изменений уровня по всем реализациям близок к квазистационарному. Наличие тренда в колебаниях уровня моря и его направленность объясняются, помимо воздействия вертикальных движений земной коры [2, 45, 110], в основном влиянием глобальных атмосферных процессов, при этом наибольшая связь наблюдается с западной формой атмосферной циркуляции.

2. Межгодовая изменчивость колебаний уровня моря с незначительной трендовой составляющей или полным ее отсутствием, характерная для Дат-

Таблица 5.29

Вероятностные характеристики рядов средних годовых значений уровня Балтийского моря (см)

Пункт	Период наблюдений	$x_{мин}$	$x_{0,25}$	Me	$x_{0,75}$	$x_{макс}$	Q	R
Смеген	1911—1981	8,3	15,7	21,3	25,4	32,8	9,7	24,5
	1911—1976 *	—31,8	—24,6	—22,2	—20,3	—13,4	4,3	18,3
Варберг	1887—1981	5,6	13,6	17,5	20,2	25,4	6,6	19,8
	1887—1976 *	—29,2	—24,9	—21,8	—18,8	—14,2	6,1	15,0
Хорнбек	1898—1970 *	—35,5	—28,0	—24,7	—22,2	—17,9	5,8	17,5
Копенгаген	1889—1969	1,1	4,9	7,5	10,0	16,4	5,1	15,8
	1889—1970 *	—31,6	—26,7	—24,5	—21,4	—15,9	5,3	15,8
Орхус	1889—1969	5,2	8,8	11,2	12,8	18,4	4,0	13,2
	1889—1976 *	—33,1	—30,0	—27,8	—26,0	—22,0	4,0	11,1
Фредерисия	1889—1970	3,1	7,8	10,3	13,0	18,6	5,2	15,5
	1895—1970 *	—31,8	—28,4	—26,6	—24,3	—20,9	4,1	10,9
Корсер	1897—1969	4,5	8,2	10,4	13,6	19,2	5,4	14,7
	1897—1970 *	—28,8	—25,7	—23,2	—21,5	—15,6	4,2	13,2
Гедсер	1898—1969	—3,6	1,4	3,1	7,0	12,4	8,4	16,0
	1898—1970 *	—30,8	—24,5	—22,1	—19,6	—13,4	5,0	17,4
Истад	1887—1981	0,6	6,4	10,4	13,8	19,7	7,4	19,1
	1887—1976 *	—27,8	—22,0	—18,5	—14,7	—9,1	7,3	18,7
Карлскруна	1887—1976 *	—25,4	—17,9	—14,8	—10,4	—2,4	7,5	23,0
Ландсорт	1887—1981	—1,1	12,2	19,6	26,0	41,8	13,8	42,9
	1887—1976 *	—20,8	—13,5	—9,9	—5,8	2,1	7,7	22,8
Стокгольм	1889—1981	—2,8	11,6	21,6	30,2	45,0	18,6	47,8
	1889—1976 *	—18,2	—10,0	—5,8	—1,5	6,2	8,2	24,4
Ханко	1921—1939, 1943—1978	—2,8	5,9	15,5	20,7	40,8	26,6	43,6
	1866—1940, 1943—1976 *	—21,5	—10,4	—6,5	—1,9	6,1	8,6	27,6
Хельсинки	1879—1977	—0,2	15,0	22,3	29,5	45,5	14,5	45,7
	1879—1976 *	—17,1	—8,0	—4,6	0,4	12,2	8,4	29,3
Хамина	1929—1976 *	—19,4	—10,5	—4,1	1,4	9,4	11,8	28,8
Кронштадт	1936—1976 *	—17,3	—6,1	—1,6	3,9	16,0	10,0	33,3
Свиноуйсьце	1824—1942, 1947—1976 *	—28,6	—22,2	—18,7	—15,2	—6,1	6,9	22,5
Устка	1901—1943, 1949—1976 *	—26,6	—17,3	—14,0	—10,6	—4,8	6,8	21,8
Гданьск	1886—1940, 1949—1976 *	—26,9	—18,5	—15,3	—12,1	—2,6	6,4	24,3
Клайпеда	1901—1940, 1951—1970 *	—22,7	—12,1	—8,5	—4,6	2,8	7,5	25,4
Ристна	1951—1976 *	—13,5	—9,3	—2,6	1,8	9,2	11,1	22,8
Кихну	1951—1976 *	—17,7	—11,6	—3,9	0,7	7,3	12,2	25,0
Рухну	1951—1976 *	—16,9	—10,5	—2,9	—1,4	8,0	11,9	24,9
Даугавгрива	1872—1916, 1923—1976 *	—22,0	—12,0	—6,5	—2,6	9,9	9,4	31,9
Старое Гарколово	1951—1976 *	—20,7	—9,2	—1,4	3,6	8,8	12,8	29,4
Таллинн	1842—1882, 1886—1914, 1914—1938, 1951—1976 *	—18,0	—9,2	—5,0	—0,2	11,1	9,0	29,2
Вентспилс	1922—1976 *	—26,2	—13,2	—9,4	—3,4	6,8	9,8	33,0
Дегерьбю	1924—1970 *	—20,9	—12,0	—8,2	—3,0	4,2	9,0	25,1
Люпертс	1877—1970 *	—19,4	—9,4	—7,0	—2,8	7,7	6,5	27,8
Лемстрем	1889—1936	—2,2	5,9	16,0	22,4	32,9	28,3	35,1
	1889—1970 *	—20,7	—11,6	—8,4	—4,7	5,6	6,9	26,6
Бьерн	1892—1976	—7,9	11,4	25,3	38,1	56,0	26,7	63,9
	1892—1976 *	—22,2	—11,6	—8,4	—4,6	4,5	7,0	26,8
Драгхеллан	1898—1974	1,3	19,2	35,3	49,1	73,5	29,9	72,2
	1898—1976 *	—19,8	—10,0	—6,0	—2,0	4,9	8,0	24,7
Каскинен	1927—1978	—3,5	4,2	20,8	31,5	43,4	35,7	48,9
	1927—1976 *	—16,5	—7,8	—1,4	1,8	10,2	9,5	26,6
Ратан	1892—1981	—17,5	13,9	32,9	46,4	65,3	32,5	82,8
	1892—1976 *	—17,2	—7,0	—2,5	2,0	11,8	9,0	29,0
Хорнанкалио	1923—1972 *	—15,2	—4,6	—0,8	4,5	13,3	9,1	28,5
Кеми	1920—1977	—6,3	7,6	19,2	31,0	46,8	38,6	53,1
	1920—1976 *	—10,4	0,1	4,1	9,8	20,5	9,6	30,9
Фуруогрунд	1916—1976 *	—16,6	—3,8	0,2	5,5	14,6	9,3	31,1

Примечание. Звездочкой (*) обозначены ряды, в которых межгодовая изменчивость исключена по методике [85].

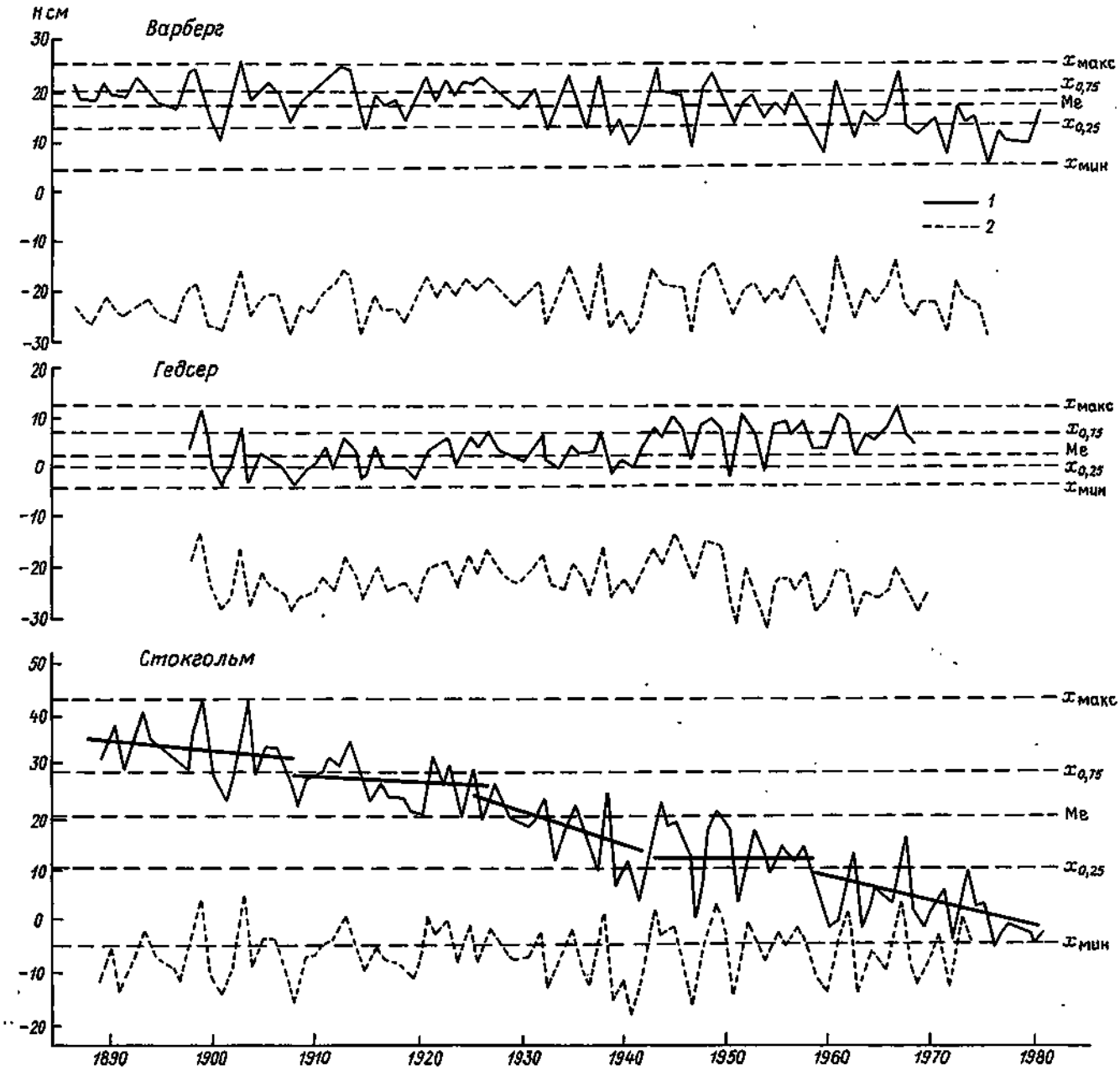


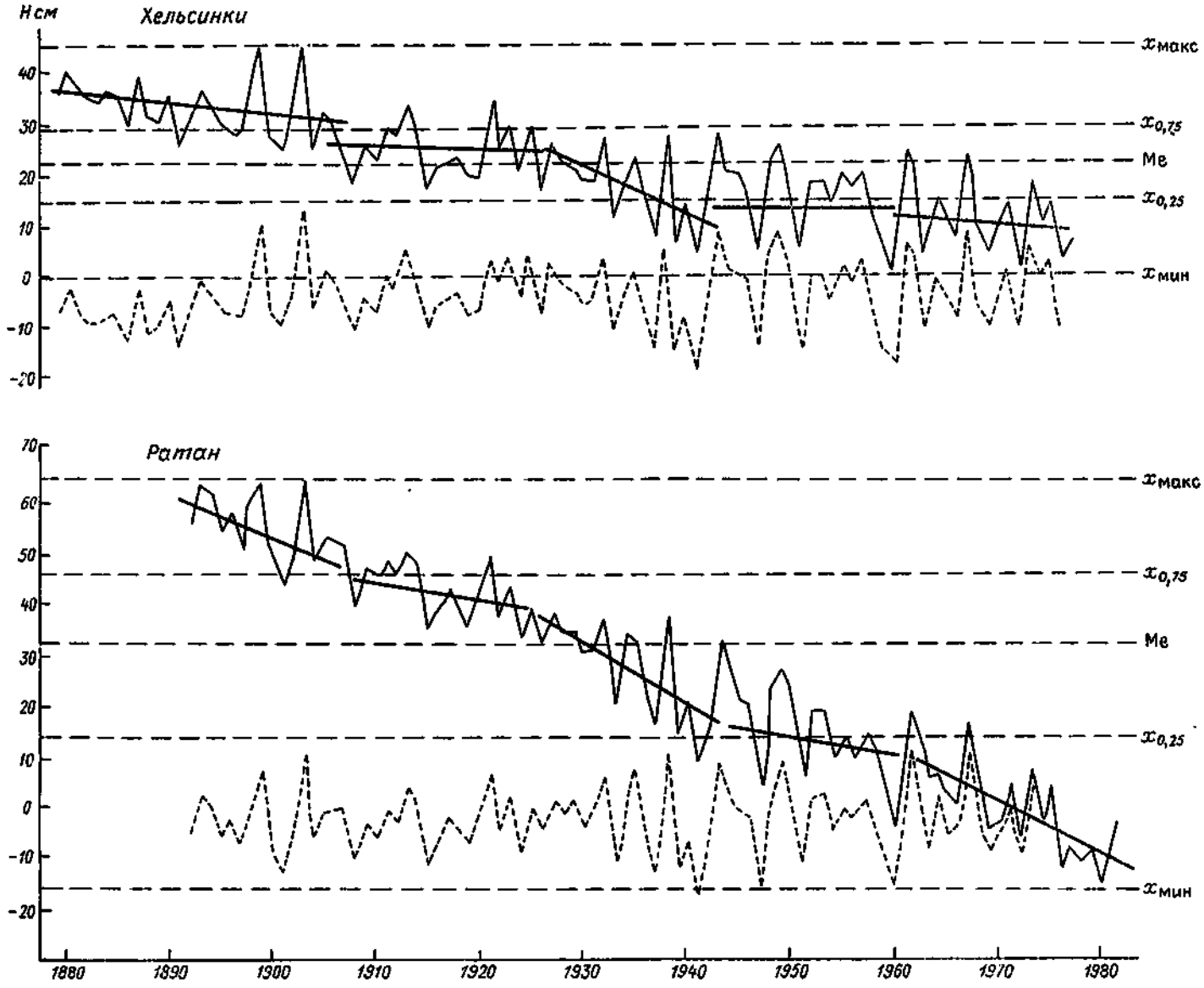
Рис. 5.46. Средний годовой уровень моря
1 — без исключения тренда.

ских проливов и прилегающих к ним районов Балтики. Здесь на формирование долгопериодных изменений уровня моря влияют примерно в равной степени несколько факторов: глобальные атмосферные процессы (в основном меридиональная форма атмосферной циркуляции), общая система циркуляции вод, суммарный речной сток.

Спектральная структура колебаний уровня Балтийского моря в диапазоне межгодовой изменчивости (рис. 5.47) имеет общие черты для всех районов моря: наличие белошумовой или красношумовой составляющей и на ее фоне четко проявляющиеся энергетические максимумы, природа происхождения которых физически обоснована. Так, периодичности от 2 до 6 лет обычно связываются с перестройкой в автоколебательной системе океан — атмосфера, а периодичности порядка 10 и 20 лет — с изменением солнечной активности. Интенсивность белошумовой составляющей межгодовой изменчивости минимальна в зоне Датских проливов, несколько увеличивается в открытой Балтике и максимальна в Рижском и Куршском заливах.

Анализ квантильных характеристик рядов средних годовых значений уровня (рис. 5.48, табл. 5.29) показывает, что пространственная изменчивость межгодовых колебаний уровня проявляется в увеличении средних характеристик ($m(t)$ и Me) по направлению от проливов к заливам. Кроме того, в том же направлении усиливается интенсивность межгодовых колебаний уровня, на что указывает увеличение размаха R и интерквартильного расстояния Q, при этом значения R и Q максимальны для рядов средних годовых значений уровня в Ботническом заливе.

Сопоставление между собой оценок математического ожидания $m(t)$, медианы Me и интерквартильного расстояния Q (или $\sigma = 0{,}74Q$) по-



в различных пунктах Балтики.

2 — с исключением тренда.

казало, что, несмотря на большое разнообразие квантильных характеристик отдельных рядов, распределение средних годовых значений уровня близко к нормальному закону.

Сезонная изменчивость. Сезонная (внутригодовая) изменчивость достаточно хорошо прослеживается по временны́м рядам средних месячных значений уровня (рис. 5.49), из которых видно, что для всех районов Балтийского моря характерно наличие: *а*) годовой ритмики, осложненной изменчивостью колебаний уровня как большего, так и меньшего временно́го масштаба, *б*) незначительной по сравнению с годовым ходом межгодовой изменчивости, проявляющейся в виде аддитивной и мультипликативной составляющих.

Корреляционно-спектральный анализ временны́х рядов средних месячных значений уровня, проведенный в предположении стационарности процесса (рис. 5.50, табл. 5.30), показал, что для всех районов Балтийского моря характерны колебания уровня с периодом один год и преобладание перегулярной составляющей, вклад которой в общую дисперсию процесса колеблется в различных районах Балтики от 50 до 80 % [2]. Наряду с общими чертами выделяются особенности колебаний, присущие определенным районам моря. Так, из табл. 5.30 следует, что

1) общая дисперсия процесса возрастает в несколько раз по направлению от Датских проливов ($D = 44$ см^2 в п. Фредериция) к заливам (в Финском заливе $D = 375$ см^2, в Ботническом $D = 365$ см^2, в Рижском $= 332$ см^2);

2) вклад годовой составляющей в общую дисперсию процесса наибольший в проливах (35—45 %), а на акватории Балтики он изменяется от 15 % у южного побережья моря до 20—25 % в северной части Ботнического залива. При этом характерная амплитуда годового колебания

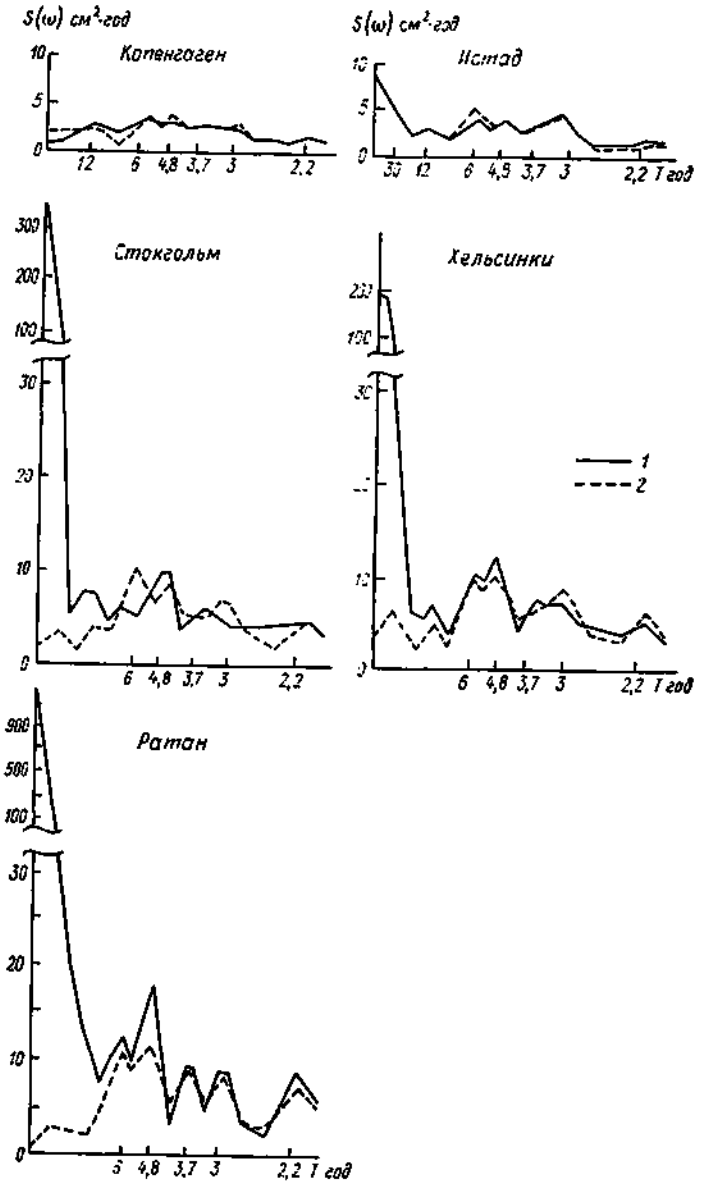


Рис. 5.47. Оценки спектров по временным рядам в средних годовых значениях уровня моря в различных пунктах Балтики.

1 — без исключения тренда, *2* — с исключением тренда.

Таблица 5.30

Вероятностные характеристики колебаний уровня моря в стационарном приближении

Номер на рис. 5.38	Пост	Среднее значение, см	Среднеквадратическое отклонение, см	Общая дисперсия, см²	Дисперсия годовой составляющей, см²	Вклад нерегулярных флюктуаций, %
1.	Смеген	—22,6	10,8	116,9	49,8	55
2.	Варберг	—21,8	11,1	124,2	48,2	58
3.	Хорнбек	—25,1	11,6	134,5	46,3	61
4.	Копенгаген	—23,8	10,0	100,3	34,8	62
5.	Орхус	—27,8	8,0	64,3	31,8	50
6.	Фредерисия	—26,4	6,6	44,1	20,6	50
7.	Корсер	—23,1	7,7	60,0	23,0	58
8.	Гедсер	—21,9	9,8	95,4	18,4	73
9.	Истад	—18,3	11,6	133,7	27,3	72
10.	Карлскруна	—14,3	12,9	165,8	33,3	72
11.	Ландсорт	—9,6	15,0	226,2	47,2	72
12.	Стокгольм	—5,5	15,1	228,7	43,0	72
13.	Ханко	—6,7	16,4	269,9	53,3	70
14.	Хельсинки	—3,7	17,5	305,3	60,7	74
15.	Хамина	—4,3	18,9	358,6	75,4	74
16.	Кронштадт	—1,0	19,4	381,6	69,5	80
17.	Свиноуйсьце	—18,9	11,6	135,4	15,9	80
		—17,6	12,3	152,3	27,2	80
18.	Устка	—14,2	13,2	173,6	42,4	66
		—14,5	14,6	212,6	48,2	76
19.	Гданьск	—15,8	13,9	193,1	39,4	68
		—13,3	14,7	215,8	54,5	71
20.	Балтийск	—12,6	15,5	214,1	44,7	71
21.	Клайпеда	—9,4	15,6	243,0	33,1	79
		—7,8	16,2	264,1	44,0	82
22.	Ристна	—2,9	20,0	399,9	123,7	70
23.	Кихну	—3,9	19,9	397,7	115,3	70
24.	Рухну	—3,6	19,1	364,4	111,1	66
25.	Даугавгрива	—9,1	17,1	293,1	32,5	80
		—5,4	18,2	332,4	60,3	78
26.	Нарва	—0,4	18,3	334,8	79,6	82
		1,4	19,2	369,9	90,1	80
27.	Старое Гарколово	—2,6	19,8	394,1	115,3	72
28.	Дегерьбю	—7,7	15,7	247,3	57,5	69
29.	Люперте	—6,2	16,1	260,8	58,7	70
30.	Лемстрем	—7,8	15,4	238,0	48,0	74
31.	Бьерн	—8,2	16,1	260,3	56,4	70
32.	Драгхеллан	—6,0	16,2	264,2	51,0	70
33.	Раума	—7,0	17,0	288,2	61,0	74
34.	Мянтулюто	—4,7	16,8	281,0	61,8	73
35.	Каскинен	—2,4	17,2	296,8	67,3	71
36.	Ратан	—2,3	17,2	297,1	60,7	73
37.	Хорнапкалио	—0,4	18,2	329,7	83,0	71
38.	Кеми	4,9	19,1	364,9	96,2	70
39.	Фуруогрунд	0,6	17,9	320,9	70,8	73

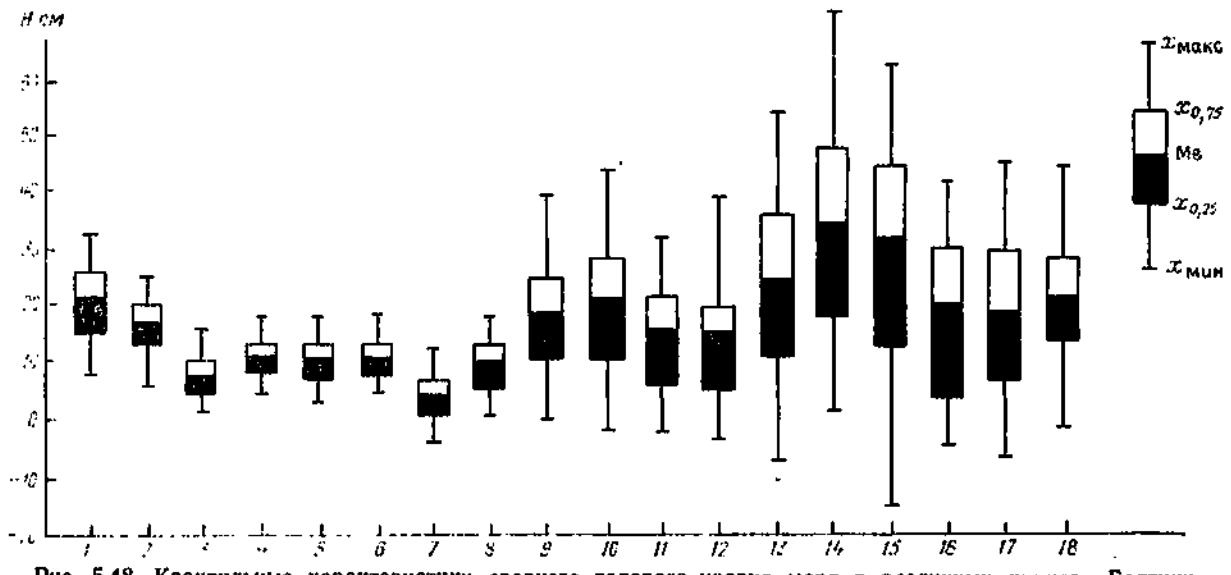


Рис. 5.48. Квантильные характеристики среднего годового уровня моря в различных пунктах Балтики.

По оси абсцисс: *1* — Смеген, *2* — Варберг, *3* — Копенгаген, *4* — Орхус, *5* — Фредерисия, *6* — Корсер, *7* — Гедсер, *8*—Истад, *9* — Ландсорт, *10* — Стокгольм, *11* — Дегерьбю, *12* — Ханко, *13* — Бьерн, *14* — Драгхеллан, *15* — Ратан, *16* — Каскинен, *17* — Кеми, *18* — Хельсинки.

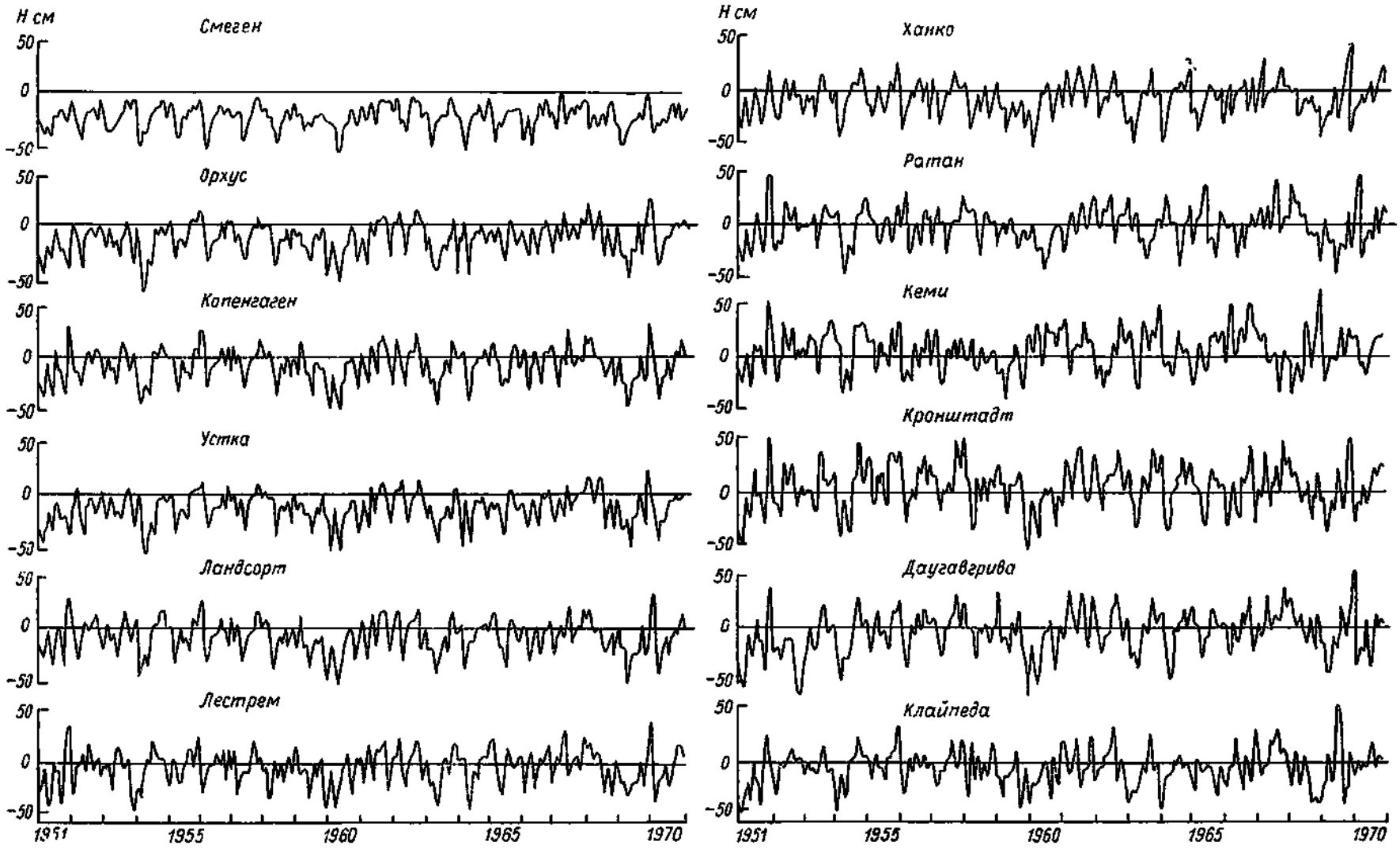


Рис. 5.49. Средний месячный уровень моря в различных пунктах Балтики.

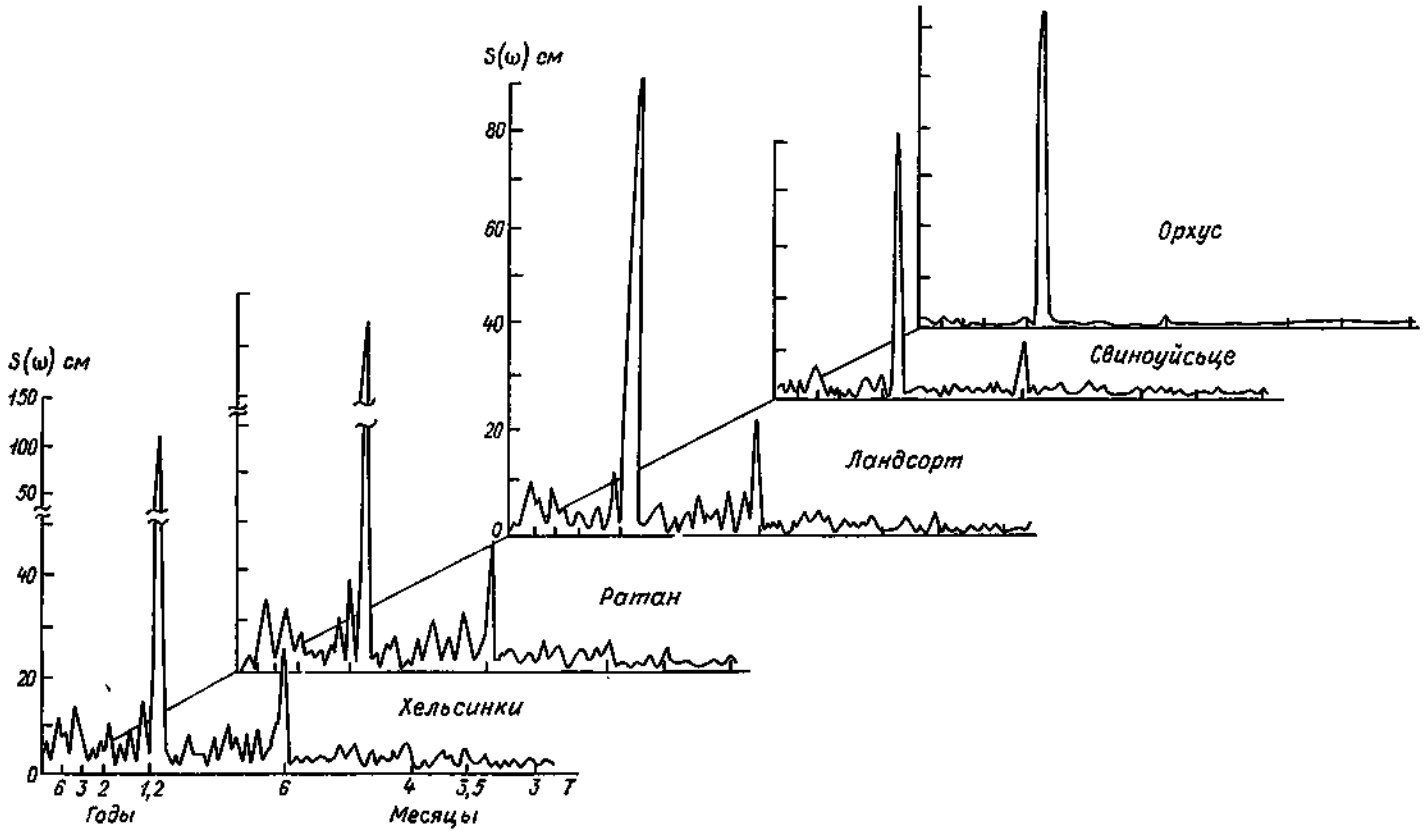


Рис. 5.50. Оценки спектров по временным рядам средних месячных значений уровня моря в различных пунктах Балтики.

изменяется от 5 см в проливах до 10 см в Ботническом заливе [2].

На частотных спектрах колебаний уровня (см. рис. 5.50) в области внутригодовой изменчивости кроме колебания с годовым периодом выделяется полугодовая гармоника, ее вклад в общую дисперсию процесса мал по сравнению с годовым колебанием и составляет 1—3 %.

Анализ внутригодовой изменчивости колебаний уровня Балтийского моря методами теории ПКСП [55] позволил более детально исследовать закономерности пространственной изменчивости годового хода колебаний уровня. Графики ПКСП-образов математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$ для отдельных районов моря (рис. 5.51) имеют вид периодической функции с одним или двумя максимумами и глубоким минимумом весной (март — май). Годовой ход $D(t)$ в основном повторяет вид математического ожидания, но сдвинут относительно последнего на 2—3 мес.

Анализ годового хода $m(t)$ позволил выделить в Балтийском море четыре района, с которыми связаны пространственные различия в наступлении экстремумов уровня моря.

Для Датских проливов характерен ПКСП-образ годового хода $m(t)$ с минимумом в марте—мае и максимумов в августе (в западной части проливов) или в октябре (в восточной части). Дисперсия годового хода в этом районе имеет незначительный размах.

Для южного побережья Балтийского моря характерны два максимума: основной — в августе и незначительный вторичный подъем уровня — в декабре; размах дисперсии годового хода уровня по сравнению с проливами возрастает.

У западного побережья моря, в Финском заливе и южной части Ботнического залива в годовом ходе $m(t)$ наблюдается два равных максимума — в августе и декабре, разделенные промежуточным минимумом в ноябре, и глубокий минимум в мае. На графиках годового хода $D(t)$ выделяется один максимум в феврале.

В Ботническом заливе годовой ход уровня характеризуется довольно равномерным возрастанием в период с мая по декабрь. Годовой ход $D(t)$ имеет, помимо основного зимнего максимума, незначительный максимум в октябре.

Сопоставление квантильных характеристик ПКСП-образа годового хода $m(t)$ и $D(t)$ (рис. 5.52) показывает, что наиболее стабильным элементом годового хода уровня моря в процессе межгодовой изменчивости является летнее повышение уровня, а наиболее меняющимся от года к году — положение уровня в зимний период.

Как уже отмечалось, изменчивость уровня зависит от большого количества факторов. Однозначно оценить эту изменчивость от воздействия того или иного фактора не представляется возможным, однако, сопоставляя годовые образы $m(t)$ и $D(t)$, можно предположить, что существенную роль играют те факторы, вид годового хода которых близок к годовому ходу уровня. Так, наиболее общими чертами в годовом ходе уровня, ветра, западной формы атмосферной циркуляции и притока вод в Балтийское море являются весенние минимумы. Различия в датах наступления максимума $m(t)$ уровня в отдельных районах моря связаны, по-видимому, с неодинаковой эффективностью воздействия этих факторов на уровень. Наступление максимума уровня в конце лета — начале осени

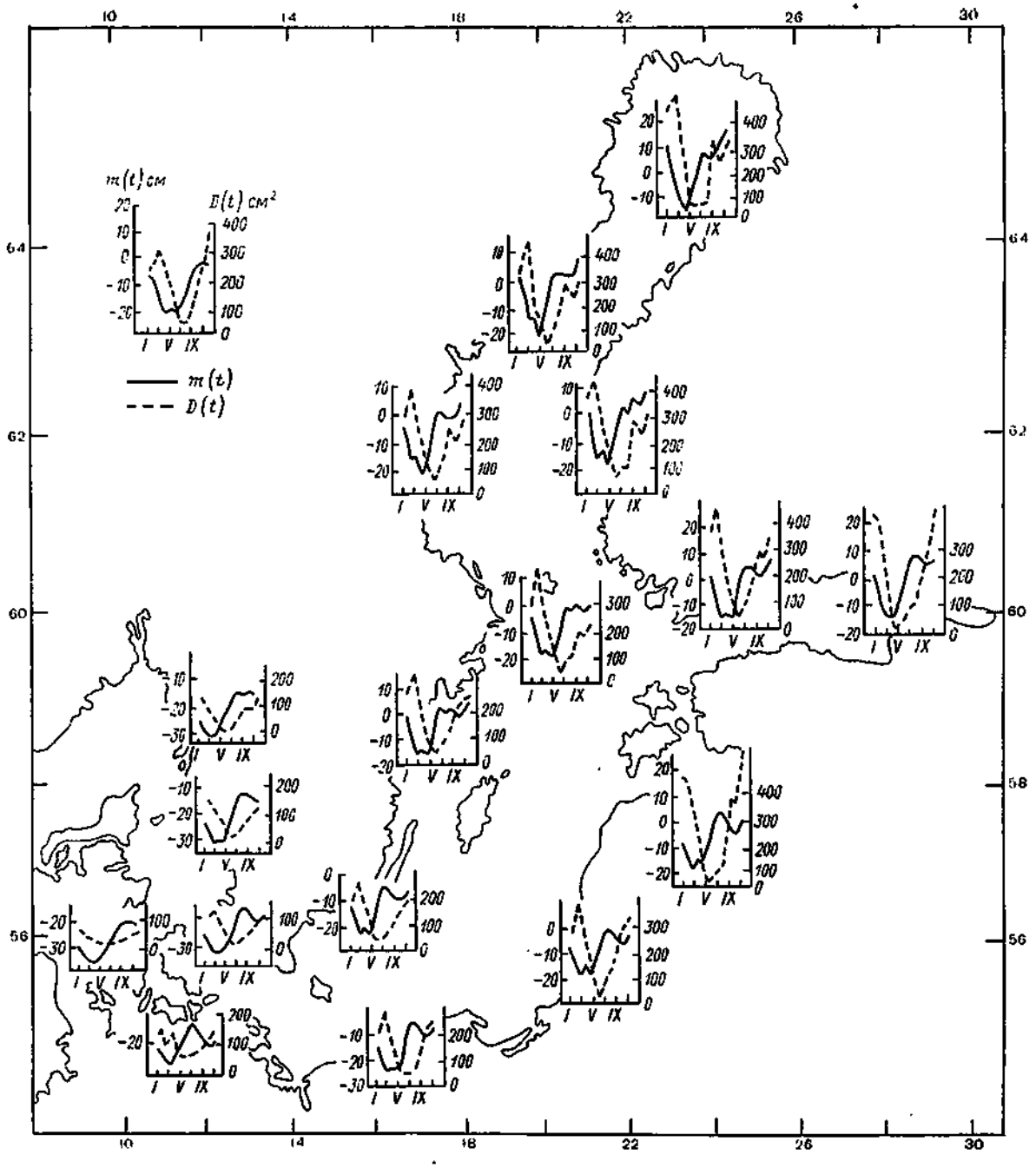


Рис. 5.51. Пространственная изменчивость годового хода уровня в Балтийском море.
$m(t)$ — математическое ожидание, $D(t)$ — дисперсия.

на всей акватории моря, кроме Ботнического залива, совпадает с наибольшей повторяемостью в этот период атмосферных процессов западной и меридиональной формы. В Ботническом заливе, где максимум годового хода уровня наблюдается в декабре, заметное влияние на него оказывает приток вод в Балтийское море (максимум ноябрь—декабрь).

Изменение интенсивности годового хода уровня моря совпадает с увеличением амплитуды годового хода атмосферного давления в направлении с юго-запада на северо-восток.

Поскольку $m(t)$ и $D(t)$ годового хода уровня моря являются периодическими функциями, их можно разложить в ряд Фурье и таким образом количественно оценить особенности внутригодовой изменчивости (табл. 5.31). Анализ полученных данных позволяет выявить закономерности пространственной неоднородности внутригодовой изменчивости колебаний уровня моря. Так, амплитуды годовых гармоник $m(t)$ и $D(t)$, существенно превышающие амплитуды остальных гармоник, увеличиваются по направлению от проливов к заливам, достигая максимума в вершине Ботнического залива. Фазы $\varphi_1^{(m)}$ годовой гармоники $C_1^{(m)}$ увеличиваются в направлении с юга на север, при этом наиболее раннее (август) наступление максимума в колебаниях уровня с периодом один год наблюдается в южной части Балтийского моря, а наиболее позднее (октябрь) — в северной части Ботнического залива.

Максимум $C_1^{(D)}$ годовой гармоники $D(t)$ приходится на декабрь в районе вдоль южного,

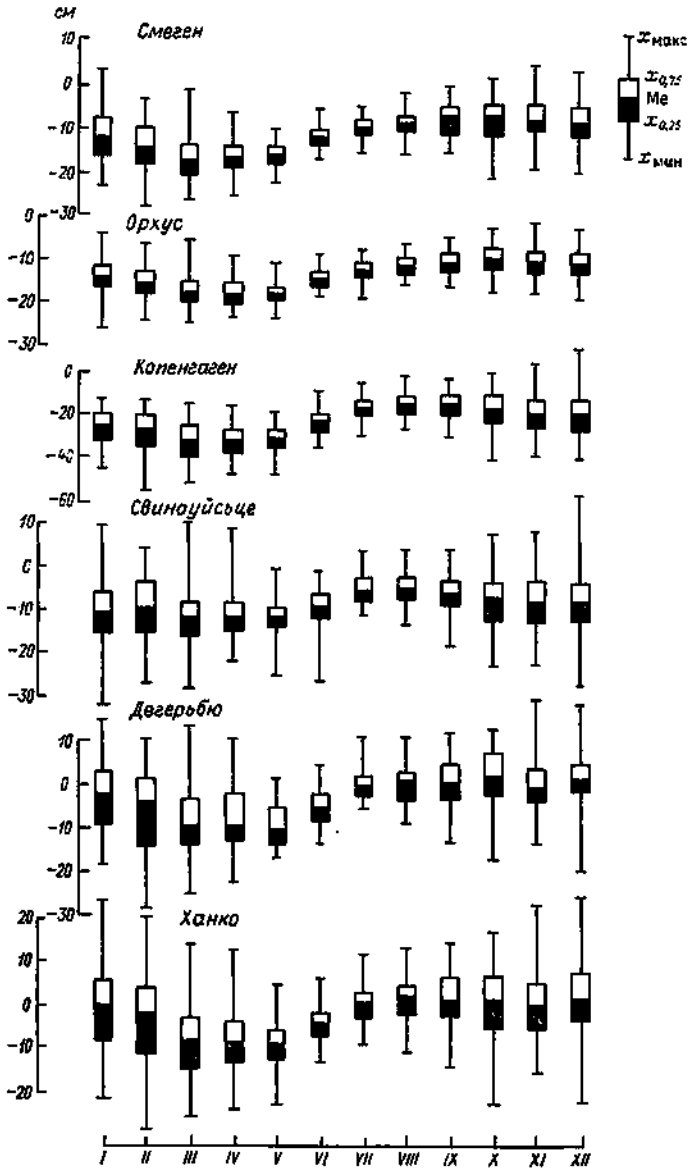


Рис. 5.52. Квантильные характеристики средних месячных значений уровня в ПКСП-приближении.

Таблица 5.31

Амплитудно-фазовые характеристики годового хода колебаний уровня Балтийского моря

Пост	$C_0^{(m)}$	$C_1^{(m)}$	$\varphi_1^{(m)}$	$C_0^{(D)}$	$C_1^{(D)}$	$\varphi_1^{(D)}$
Смеген	—22,6	9,4	23 IX	70,8	52,8	26 XII
Варберг	—21,8	9,4	19 IX	77,6	55,5	23 XII
Хорнбек	—25,2	9,1	5 IX	90,0	62,9	27 XII
Копенгаген	—23,8	8,0	11 IX	65,5	42,8	4 I
Орхус	—27,8	7,6	21 IX	33,0	22,8	25 XII
Фредерисия	—26,4	6,2	27 IX	24,5	14,5	15 I
Корсер	—23,1	6,4	15 IX	39,2	23,2	14 I
Гедсер	—21,9	5,7	29 VIII	76,2	37,8	2 I
Истад	—18,3	7,0	24 IX	105,0	71,2	2 I
Карлскруна	—14,3	7,8	29 IX	128,8	90,9	5 I
Ландсорт	—9,6	9,3	29 IX	173,2	120,7	5 I
Стокгольм	—5,5	8,8	2 X	180,0	121,9	3 I
Ханко	—5,9	9,6	5 X	227,5	159,0	30 XII
Хельсинки	—3,7	10,6	3 X	239,5	175,5	29 XII
Хамина	—4,3	11,6	3 X	287,9	221,4	26 XII
Кронштадт	—1,0	10,9	27 IX	325,2	214,7	21 XII
Свиноуйсьце	—18,3	5,3	29 VIII	117,9	85,1	26 XII
Устка	—14,3	8,5	20 IX	145,1	100,3	26 XII
Гданьск	—15,0	8,6	11 IX	156,9	118,6	23 XII
Даугавгрива	—7,1	9,0	10 IX	271,2	219,5	17 XII
Таллинн	—4,5	10,2	27 IX	254,1	176,1	20 XII
Дегерьбю	—7,7	10,3	28 IX	189,6	128,4	13 I
Люпертс	—6,2	10,4	4 X	197,5	131,0	3 I
Лемстрем	—7,8	9,4	5 X	185,2	116,7	4 I
Бьерн	—8,2	10,1	7 X	198,6	129,7	6 I
Драгселлан	—6.0	9,6	8 X	206,5	131,0	3 I
Мянтулюто	—4,7	10,3	9 X	219,6	142,6	1 I
Каскинен	—2,5	11,0	10 X	222,7	150,8	4 I
Ратан	—2,3	10,6	15 X	231,4	156,0	4 I
Хорнанкалио	—0,4	12,5	11 X	244,5	163,5	8 I
Кеми	4,9	12,4	12 X	266,0	160,9	6 I
Фуруогрунд	0,6	11,3	16 X	247,9	172,4	2 I

Примечание. Здесь C_0 — средний годовой уровень, см; C_1 — амплитуда годовой гармоники (волны), см; φ_1 — дата наступления максимума годовой волны; индексы (m) и (D) указывают, что характеристики относятся соответственно либо к математическому ожиданию, либо к дисперсии.

восточного побережий Балтики и в Финском заливе и на январь в районах вдоль западного побережья моря и в Ботническом заливе. В северной части Датских проливов максимум $C_1^{(D)}$ наблюдается в декабре, а в южной части — в январе.

5.3. Ветровое волнение

В современной литературе под термином «гидрометеорологический режим» обычно понимают статистический ансамбль его состояний с учетом разномасштабной изменчивости [52, 239]. Однако исследование разномасштабной изменчивости волнового режима Балтийского моря в настоящее время находится на начальном этапе. Во всех существующих справочных пособиях [43, 51, 136 и др.] режимные (они же долгопериодные, или климатические) свойства волнения представляются в виде функций распределения элементов волн или значений их параметров. Такая информация не в полной мере отражает диапазоны изменчивости режима волнения, в частности синоптический (сутки — десятки суток), сезонный (месяц—год), междугодичный (2—5 лет) и межгодовой (десятки лет). Только сезонная изменчивость волнения обычно учитывается путем расчетов распределений по сезонам года, остальные виды изменчивости в режимных распределениях осреднены, и их раздельный учет по имеющимся справочным пособиям для Балтийского моря не возможен.

Как известно, основной режимообразующий фактор ветрового волнения — ветер. В свою очередь ветровой режим формируется главным образом под влиянием общей циркуляции атмосферы в регионе. Хотя зарождающиеся в северной части Атлантического океана циклоны обычно проходят севернее Балтийского моря, иногда они захватывают северные и центральные районы акватории. Влияние циклонической деятельности на погоду Балтийского моря сказывается в течение всего года. Наиболее она развита в зимний период, в конце осени и в начале весны, летом же ослабевает. Барический градиент направлен с юго-востока на северо-запад, что и определяет господство западных ветров над Балтикой в течение года.

Около полугода над Балтийским морем сохраняются относительно слабые ветры, скоростью не более 5 м/с. Средние месячные скорости ветра увеличиваются от лета к зиме и составляют в июле 5—6 м/с, в октябре 6—8 м/с, в январе 6—9 м/с и в апреле 5—6 м/с. Средняя годовая скорость ветра равна 6—7 м/с. В открытых районах моря она несколько больше, чем в прибрежных.

Повторяемость ветров различной скорости в открытом море распределена следующим образом: ветры скоростью 20 м/с и более — 1 %, сильные ветры (скоростью 14 м/с и более) зимой — около 20 %, а летом — не более 1 %, слабые и умеренные ветры (до 8 м/с) летом — около 50 %.

В осенне-зимний период над морем проходят кратковременные (12—18 ч) штормы (их повторяемость 10—15 %). Преобладающее направление штормов по всей акватории — юго-западное. Наибольшие расчетные (средние за 10 мин) скорости в штормах 29—32 м/с, в отдельных случаях 34—36 м/с. Сильные ветры и жестокие штормы в основном отмечаются в холодное время года, причем в северной половине моря чаще, чем в южной.

В весенне-летний период, когда циклоническая деятельность ослабляется, повторяемость штормов уменьшается до 2—6 %, а их продолжительность составляет обычно 6—10 ч.

Режим волнения на Балтийском море согласуется с режимом ветра. Наиболее развиты волны в осенне-зимний период, их высота в это время в открытых районах моря и на входе в Финский залив может достигать 7—8 м. Наибольшая высота волн 5 %-ной обеспеченности составляет в северной и центральной частях моря 9—11 м, наибольшая длина 150—160 м. В целом же вероятность появления волн более 6 м всего 1,5—2 %. Чаще всего в 70—80 % случаев наблюдаются волны высотой до 3 м. Наибольшие измеренные (при помощи стереосъемки) волны имели высоту 9 м, длину 130 м и период 10 с [11].

Наиболее сильное волнение вызывается в северной половине моря юго-западными ветрами, а в южной — северными и северо-западными. Преобладающие направления распространения волн — юго-западное, западное и северо-западное. Повторяемость сильного волнения значительно уменьшается с мая по сентябрь. В этот период преобладают волны высотой 2 м (80 % случаев). Однако в отдельные моменты в открытых районах моря волнение может достигать высоты 5—6 м. Возможная один раз в 50 лет высота волн составляет 10—13 м, период 11 с [51].

На Балтийском море волны, как правило, имеют небольшие периоды, менее 5 с в 70 % случаев. Волны с периодом 7 с наблюдаются зимой в 10 % случаев, в остальные сезоны в 3 % случаев.

В 30 % случаев на Балтийском море отмечается смешанное волнение, обусловленное неустойчивостью направлений ветров. Для летних месяцев характерна зыбь.

5.3.1. Изученность режима волнения

Начало регулярных визуальных прибрежных наблюдений над волнением на Балтийском море в СССР относится к 20-м годам XX в. и связано с организацией морских береговых гидрометеорологических станций (ГМС). Со второй половины 50-х годов после установки на ГМС волномерных вех и перспектометров эти наблюдения выполняются полуинструментальным способом. В октябре 1956 г. в прибрежных районах Клайпеды, Вентспилса и Риги впервые была выполнена аэростереофотосъемка волнения, тогда же проведена плановая аэрофотосъемка волн вдоль восточного побережья Балтийского моря.

Инструментальные измерения волнения в открытых районах Балтийского моря выполняются с экспедиционных судов волнографами различного типа, как правило, эти измерения проводятся эпизодически и разрозненно. Следует отметить, что к настоящему времени только с советских судов на Балтийском море получено около 700 волнограмм, при этом в отдельных случаях зарегистрировано штормовое волнение. Так, по данным инструментальных измерений штормового волнения (при помощи волнографов открытого моря типа ГМ-16 и автономного волномерного буя), выполненных с НИС «Рудольф Самойлович», «Океанограф» и «Лев Титов» в осенне-зимний период 1980—1989 гг., высота волн 3 %-ной обеспеченности в Балтийском море составляет 4,0—6,0 м, а максимальные высоты достигают 7,6—8,6 м.

За рубежом регулярные наблюдения над волнением выполнялись с датских, немецких и шведских плавмаяков, расположенных в основном в юго-западной части Балтийского моря и в Датских проливах. В последнее время такие наблюдения ведутся у побережья Германии и на автоматической измерительной станции [168, 169]. Систематические инструментальные измерения волнения осуществляются в прибрежной зоне Польши [217, 254]. В мае—июне 1973 г. у побережья Восточной Германии проведены измерения волнения по международной программе «ЕКАМ-73» [56].

В 1973, 1974 и 1976 гг. страны СЭВ выполнили комплексные измерения волнения у побережья Восточной Германии и ПНР [61, 258]. В 1976 и 1979 гг. проведен специализированный волновой эксперимент в Ботническом заливе [34, 244]. Инструментальные измерения волнения для описания волнового режима Балтийского моря выполнялись также вблизи островов Борнхольм и Готланд, у Стокгольма и в проливе Скагеррак [241]. Для решения различных практических задач, таких, как измерение волн во время штормовых нагонов [261] или получение натурных данных для расчета волн по ветру [263] и т. д., выполнялись эпизодические измерения волнения. Сведения о зарубежных инструментальных измерениях волнения на Балтийском море содержатся также в каталоге [173].

Обобщения советских и зарубежных наблюдений и расчетов по режиму ветра и волнению на Балтийском море изложены в основном в различных справочных пособиях и атласах [11—13, 16, 43]. Некоторые особенности режима волнения описаны в статьях и монографиях [17, 28, 52]. Исходными данными для таких работ, как правило, являются наблюдения на судах и репрезентативных береговых и островных ГМС или результаты расчетов по архивам синоптических карт обычно за десятилетние периоды. В других пособиях [51, 136] использованы как натурные, так и расчетные данные.

Следует отметить, что имеется также значительная неоднородность в исходных данных, используемых при составлении справочных пособий. Так, например, наблюдения до 1955 г. содержат преимущественно оценку ветра, высот волн и состояния поверхности моря в баллах. Последние две характеристики, как правило, не разделены, что не позволяет детально охарактеризовать изменчивость волнения [52]. По этой причине при расчете характеристик режима ветра и особенно волн нецелесообразно пользоваться климатическим атласом [74]. Начиная с 1955 г. высота волн оценивается в метрах, скорость ветра измеряется анемометром и выражается в метрах в секунду, поэтому из пособий, составленных по данным этих наблюдений, наиболее предпочтительны [43].

Справочники [11, 51], составленные на основе расчетов по архивам синоптических карт, охватывают различные периоды штормовой активности. Так, карты за 1952—1961 гг. [11] относятся к периоду повышенной штормовой активности [17], а карты за 1956—1965 гг. [51] в большинстве своем получены в период пониженной штормовой активности, имевшей место в 1959—1969 гг. При работе с указанными пособиями следует учитывать отмеченное обстоятельство.

В работе [51] выполнено сопоставление распределений скорости ветров, высот и периодов волн, рассчитанных по полям ветра, с распределениями этих же характеристик по судовым наблюдениям. Показано, что имеющиеся отклонения находятся в пределах выборочной изменчивости статистических оценок данных характеристик. Есть основания полагать, что на Балтийском море из-за сравнительно небольших его размеров и достаточного количества ГМС на побережье и островах поля ветра определяются довольно точно [52].

Справочные пособия по режиму ветра и волн на Балтийском море различаются между собой также по степени детализации во времени (месяц, сезон, год) и в пространстве (различные число и площадь районов) (табл. 5.32).

Следует отметить, что в справочных пособиях [11, 13, 43, 51, 74, 136] нет единой методики районирования Балтийского моря. Так, например, в одном случае [11, 51] районы выделены по признаку однонаправленности ветрового потока и однородности распределения ветра, а в другом случае [136] учтены направления судоходных трасс. В атласах [13, 74] море разбито соответственно на 111 и 13 квадратов без указания такого разделения. Используется также естественное географическое районирование моря.

Нет однозначности и в выборе оптимальных периодов времени, для которых необходимо рассчитывать режимные характеристики ветра и волн. Как следует из табл. 5.32, за такой период в большинстве случаев принимается месяц, сезон или год. Однако сезоны определены по-разному. Например, в лоции [88], это календарные сезоны, а для Рижского залива [51] весной считается время с февраля по апрель и т. п.

Объективными методами разделения морских акваторий во времени и в пространстве (т. е. на районы и сезоны) можно считать районирование по вероятностным характеристикам ветра и волн с применением кластер-анализа (т. е. путем объединения процесса в классы, группы по совокупности некоторых общих свойств). Очевидно, что при таком подходе районы моря и периоды вре-

Таблица 5.32

Основные режимные характеристики ветра и волнения, представленные в различных справочных пособиях по Балтийскому морю

Название пособия	Режимные характеристики ветра и волнения	Период расчета	Районирование
Климатический и гидрологический атлас Балтийского моря [74]	Розы ветров, карты средней скорости ветра, среднего балла волнения, таблицы повторяемости направлений распространения волн	Месяц и год (для средней скорости ветра)	111 одноградусных квадратов. Балтийское море с заливами
Справочные данные по режиму ветра и волнения в морях, омывающих берега СССР. Регистр СССР [136]	Таблицы повторяемости скорости ветра с указанием преобладающего направления и повторяемости высоты волн с указанием длин и периодов	Месяц	Семь районов. Балтийское море с заливами
Атлас волнения и ветра Балтийского моря [11]	Таблицы повторяемости и продолжительности действия ветра и карты скорости ветра, высоты волн 5 %-ной обеспеченности, периода волн	Месяц	Восемь районов. Балтийское море без заливов
Ветер и волны в океанах и морях [43]	Таблицы повторяемости скорости ветра, высоты и периода волн; двумерные таблицы скорости ветра по направлениям, скорости ветра и высоты волн и др.	Сезон	Четыре района. Балтийское море с заливами
Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Северное и Балтийское моря [13]	Карты повторяемости штормового ветра по градациям и гистограммы штормового волнения по градациям	Месяц	13 квадратов 2,5·2,5°. Балтийское море с Рижским заливом (для ветра); 13 квадратов 1·2°. Балтийское море без заливов (для волнения)
Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР [51]	Розы ветров	Месяц	10 квадратов 1·1°
	Таблицы функций распределения скорости ветра, высоты и периода волн, их значения, возможные один раз в 1, 5, 10, 20 и 50 лет	Сезон и год	Пять районов в центральной части моря и пять районов в Рижском заливе
	Двумерные таблицы повторяемости элементов ветра и волн	Не указан	Юго-восточная часть Балтийского моря
Гидрометеорологические карты Балтийского моря	Розы ветров и высоты волн 3 %-ной обеспеченности	Месяц	Девять районов. Балтийское море с заливами

мени для ветра и волн по причине их различной инерционности могут отличаться друг от друга. Могут быть неодинаковыми и размеры однородных районов в различные сезоны. Однако в освоении этого метода сделаны еще первые шаги [52, 239].

На основе анализа справочных работ по режимам ветра и волнения на Балтийском море можно сделать следующие рекомендации. Наиболее предпочтительно пользоваться справочником [43], в котором путем статистического анализа данных судовых наблюдений выравнена неоднородность их распределения во времени и в пространстве, чего не сделано в других справочниках и атласах. Надежность рассчитанных характеристик увеличена также за счет корректировки визуальных наблюдений инструментальными измерениями волнения. Практический интерес представляют двумерные таблицы распределения скорости ветра и элементов волн. Недостатком справочника [43] является крупное районирование моря, при котором, например, вся открытая часть Балтики выделена в один район.

Хорошо обеспечены расчетными данными центральная и половина северной части моря в справочнике [51]. Для этих акваторий можно определить по сезонам скорость ветра, высоту и период волн заданной обеспеченности и их возможные значения один раз в 1, 5, 10, 20 и 50 лет. При этом расчетные характеристики подтверждены результатами попутных судовых наблюдений. Однако в [51] не рассмотрены южная и половина северной части открытого моря, а также Финский и Ботнический заливы. В справочниках [11, 51] выделенные районы практически совпадают друг с другом, причем в [11] по сравнению с [51] на районы разбита вся открытая часть моря. И, как отмечено выше, в [11] использован архив синоптических карт за период повышенной штормовой активности, а в [51] взяты карты за период ее уменьшения.

Хорошее представление о ежемесячных распределениях ветра и высоты волн в открытой части Балтийского моря и в трех его заливах дают карты волнения. Для быстрого получения сведений о сильных ветрах и волнении, возможных в конкретном месяце, можно использовать атлас [13]. Однако следует учитывать, что в этой работе не оговорена степень надежности полученных характеристик. Не рассмотрены также Финский и Ботнический заливы и скупо освещен Рижский залив.

В справочнике [51] суровость волнового климата южной Балтики рассматривается в виде оценок удельной мощности волн (кВт/м). Приведены ежемесячные функции распределения удельной мощности и двумерные функции распределения характерных высот и средних периодов волн, а также частотные спектры волнения.

В каталоге [205] представлены ежедневные синоптические карты за 1881—1978 гг., отнесенные к определенным типам атмосферной циркуляции, характеризующие состояние атмосферы над территорией Европы и, в частности, над Балтийским морем.

Однако степень надежности характеристик различна, методики их расчета не совпадают от справочника к справочнику. Может не удовлетворять крупное районирование моря, как, например в [43], или не оказаться необходимого района, как, например, в [51]. В справочных пособиях не рассматривается режим локальных участков моря, таких, как нефтегазоносные площади и места возможной эксплуатации буровых установок, районы строительства гидротехнических и портовых сооружений, прибрежные участки моря, предназначенные для прокладки подводных кабелей и др. Естественно, что заранее невозможно предусмотреть необходимость детальной информации о волнении в небольшом районе. В каждом конкретном случае требуются специальные исследования.

Из-за малого количества и эпизодичности инструментальных измерений волнения на Балтийском море их недостаточно для описаний режима и обобщений. Они могут быть использованы для различных сопоставлений, уточнений, верификаций. Наблюдения над волнением на береговых и островных ГМС дают сведения либо о деформированных волнах, либо о волнении по отдельным направлениям и поэтому являются или нерепрезентативными, или недостаточными для изучения режима волнения. Следовательно, как и ранее, основным источником информации для описания режима волнения на Балтийском море и его заливах являются данные попутных судовых наблюдений и расчет по полям ветра.

5.3.2. Характеристика информационной базы

В связи с тем что к настоящему времени не весь массив судовых наблюдений над волнением и ветром в Балтийском море за 1953—1987 гг. за-

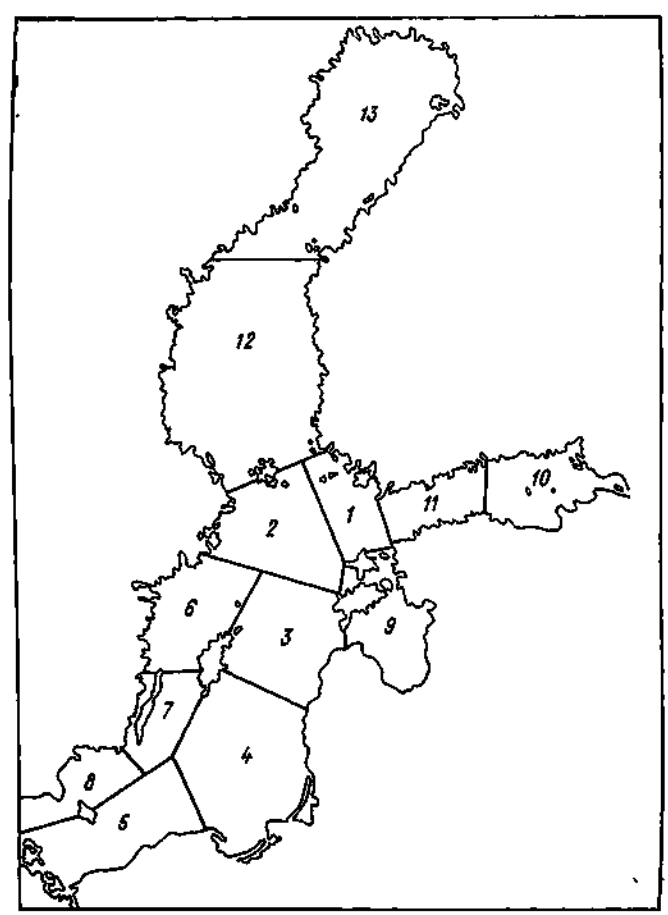


Рис. 5.53. Районирование Балтийского моря.
Описание районов см. в тексте.

Таблица 5.33

Количество попутных судовых наблюдений за 1955—1975 гг., использованных для расчета режимных характеристик высоты (числитель) и периода (знаменатель) волн на Балтийском море

Номер района на рис. 5.53	Весна	Лето	Осень	Зима	Год	Всего
1	855/ 354	1 427/ 444	1 175/ 360	751/ 260	4 208/ 1 418	5 626
2	816/ 371	1 046/ 367	928/ 437	808/ 449	3 598/ 1 624	5 222
3	6 829/ 3 502	6 620/ 2 366	5 574/ 2 510	5 805/ 3 190	24 828/11 568	36 396
4	7 526/ 3 760	5 935/ 2 120	4 626/ 1 632	4 059/ 2 094	22 146/ 9 606	31 752
5	4 458/ 1 737	3 690/ 1 308	2 813/ 1 021	3 469/ 1 174	14 430/ 5 240	19 670
6	1 160/ 860	757/ 454	530/ 532	717/ 497	3 164/ 2 343	5 507
7	2 551/ 1 486	2 413/ 1 503	1 889/ 1 120	1 806/ 1 044	8 659/ 5 153	13 812
8	8 715/ 3 196	7 150/ 2 988	5 458/ 2 004	6 132/ 2 135	26 874/10 323	37 197
Всего	32 329/15 266	29 038/11 550	22 993/ 9 616	23 547/10 843	107 907/47 275	155 182

несен на технические носители и подвергнут контролю, для изучения разномасштабной изменчивости режима волнения был использован полный массив наблюдений за 1953—1987 гг. для одного характерного района моря, ограниченного координатами 56—57° с. ш. и 17—20° в. д. Поскольку наибольший практический интерес представляет долгопериодная изменчивость волнения, то вариации, связанные с синоптическими и мелкомасштабными изменениями, в настоящем справочнике не рассматриваются. Синоптическая изменчивость волнения достаточно хорошо исследована в работе [52].

Для расчетов по всему морю был принят массив данных за двадцатилетие 1955—1975 гг., наиболее обеспеченное данными наблюдений и охватывающее полный цикл штормовой активности. Всего использовано около 160 тыс. наблюдений, сгруппированных по сезонам: весна (март—май), лето (июнь—август), осень (сентябрь—ноябрь), зима (декабрь—февраль) и районам (рис. 5.53 и табл. 5.33). Визуальные оценки высот волн, в соответствии с рекомендациями [52], приведены к оценкам единой высоты волн 3 %-ной обеспеченности ($h_{3\,\%}$).

5.3.3. Долгопериодная изменчивость волнения

Как показано в [43, 52], эмпирические распределения высот волн смешанного или преобладающего волнения хорошо спрямляются на логарифмически нормальной вероятностной сетке. Соотношение для логарифмически нормального распределения можно записать в виде [43]

$$F(x) = \frac{s}{\sqrt{2\pi}} \int_x^\infty \frac{1}{x} \exp\left[-\frac{1}{2} \ln^s(x)^s\right] dx, \quad (5.1)$$

где $x = h/h_{0,5}$ или $x = \tau/\tau_{0,5}$; $h_{0,5}$ или $\tau_{0,5}$ — медиана высоты или периода волн; s — параметр формы распределений высоты или периода волн.

Значения медианы и параметра формы высоты или периода волн в распределении позволяют рассчитать элементы волн заданной обеспеченности. Оценки медианы сняты с графиков распределений высот и периодов волн соответственно для каждого района и сезона, а оценки параметра формы вычислены по соотношению из [52]

$$s = 1/0{,}741 \ln(x_{0,25}/x_{0,75}),$$

где $x_{0,25}$ и $x_{0,75}$ — квантили распределений $F(h_{3\,\%})$ и $F(\bar{\tau})$, снятые с тех же графиков.

Долгопериодную изменчивость волнения удобно исследовать методом квантильного анализа [239]. «Ящики с усами» распределений параметров $h_{0,5}$ и s_h высот волн в характерном районе открытой части Балтийского моря показаны на рис. 5.54 и 5.55. Причем на рис. 5.55 каждый «ящик с усами»

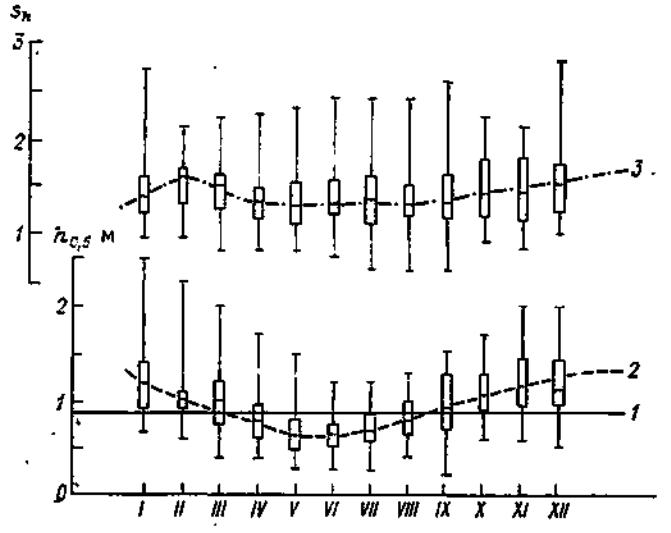


Рис. 5.54. «Ящики с усами» для медианы ($h_{0,5}$) и параметра формы (s_h) месячных распределений высоты волн. Открытая часть Балтийского моря. 1953—1987 гг.

1 — среднее значение медианы за 35 лет: $\overline{h}_{0,5} = 0{,}9$ м; *2* и *3* — внутригодовое (сезонное и месячное) изменение медианы и параметра формы соответственно.

описывает распределение параметров за разные годы фиксированного месяца, а на рис. 5.54 каждый «ящик с усами» характеризует распределение этих параметров по месяцам в течение года. По этим рисункам можно проследить ряд особенностей разномасштабной изменчивости волнения. В частности, на рис. 5.55 очевиден сезонный ход медианных значений $h_{0,5}$ высот волн: медиана медиан при среднем значении 0,9 м изменяется от 1,2 м в январе до 0,6 м в июне. Достаточно четко заметны сезонные изменения размахов колебаний параметра $h_{0,5}$: зимой размах существенно больше, чем летом. Кроме того, верхний полуразмах ($h_{0,5_{\text{макс}}} - h_{0,5_{\text{Me}}}$) больше нижнего ($h_{0,5_{\text{Me}}} -$

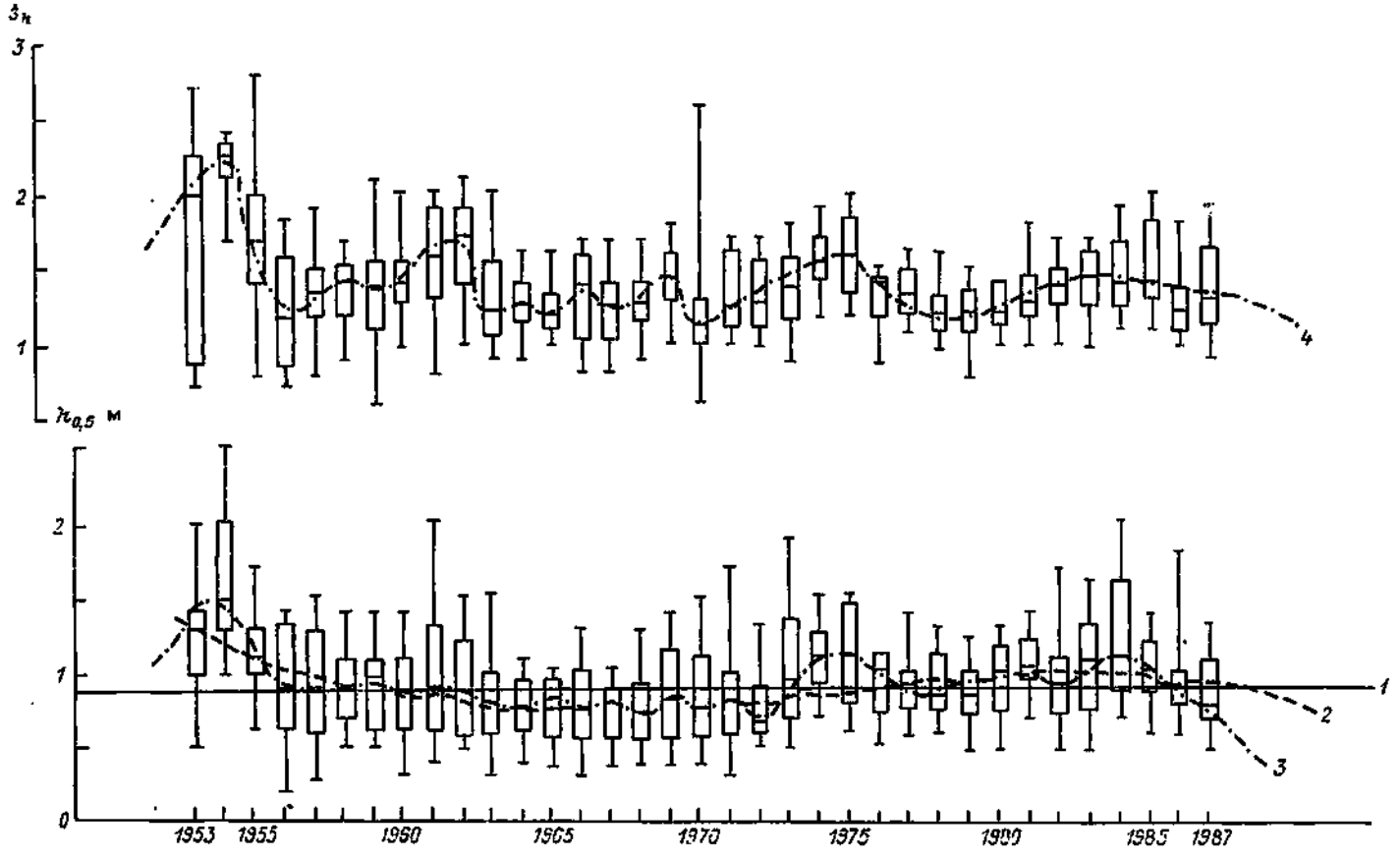


Рис. 5.55. «Ящики с усами» для медианы ($h_{0,5}$) и параметра формы (s_h) годовых распределений высот волн. Открытая часть Балтийского моря. 1953—1987 гг.

1 — среднее значение медианы за 35 лет: $\bar{h}_{0,5} = 0{,}9$ м; *2* — межгодовое изменение медианы; *3* и *4* — междугодичное изменение медианы и параметра формы соответственно.

$h_{0,5\ мин}$), что свидетельствует о несимметричности распределений $F(h_{0,5})$. Более того, на рис. 5.54 прослеживается противофазность сезонного изменения полуразмахов: уменьшение верхнего полуразмаха от зимы к лету происходит одновременно с увеличением нижнего полуразмаха (хотя последний по абсолютному значению остается меньше верхнего полуразмаха).

В сезонном ходе изменений параметра формы s_h нет столь четких особенностей, как в вариациях параметра $h_{0,5}$, однако несколько интересных закономерностей можно проследить и здесь. Сезонные изменения значений s_h по сравнению с $h_{0,5}$ невелики: от 1,5 в зимние месяцы до 1,3 в летние. Размах значений s_h в течение различных месяцев года почти не изменяется, хотя, в отличие от размахов $h_{0,5}$, летом наблюдается увеличение, а не уменьшение разброса оценок значений s_h. Так же, как и у медиан, верхний полуразмах значений s_h больше нижнего, а их увеличение в летние месяцы происходит и «сверху» и «снизу». Следовательно, для медиан при переходе от зимы к лету «усы» ящика укорачиваются сверху и удлиняются снизу, а для параметра s_h — удлиняются и сверху и снизу.

Междугодичные и межгодовые изменения параметров распределений высоты волн можно проследить по рис. 5.55 (кривые *3*, *4*) и 5.56, на которых представлены хронологические изменения $h_{0,5}$ и s_h в виде «ящиков с усами» и графиков временно́го хода. За указанное 35-летие в данном районе Балтийского моря изменение средней интенсивности волнения носит колебательный характер при общей тенденции к уменьшению. Так, при среднем значении медианы высоты волн за 1953—1987 гг. 0,9 м значение $h_{0,5}$ уменьшилось с 1,4 м в начале 50-х годов до 0,8 м в конце 60-х годов, затем увеличилось до 1 м в середине 80-х годов, после чего вновь началось незначительное уменьшение. Продолжительность межгодового цикла изменения интенсивности волнения около 30 лет. Междугодичная изменчивость значений $h_{0,5}$ имеет также циклический характер с продолжительностью циклов от 2 до 6 лет с изменением медианы от года к году на 0,1—0,4 м (рис. 5.55). Ослабление и усиление средней интенсивности волнения (значений $h_{0,5_{Me}}$) в различные годы сопровождается синхронными изменениями размахов значений $h_{0,5}$. Например, в конце 60-х годов уменьшение $\bar{h}_{0,5}$ до 0,8 м сопровождалось уменьшением размаха до 0,8—1,2 м (в отличие от размаха 1,2—2,5 м в начале 50-х годов).

Хронологический ход параметра формы s_h показывает, что межгодовые вариации s_h по сравнению с $h_{0,5}$ невелики и менее «регулярны». Однако обращает на себя внимание совпадение лет со значительной изменчивостью параметров $h_{0,5}$ и s_h, в частности, в начале 50, 70 и в середине 80-х годов.

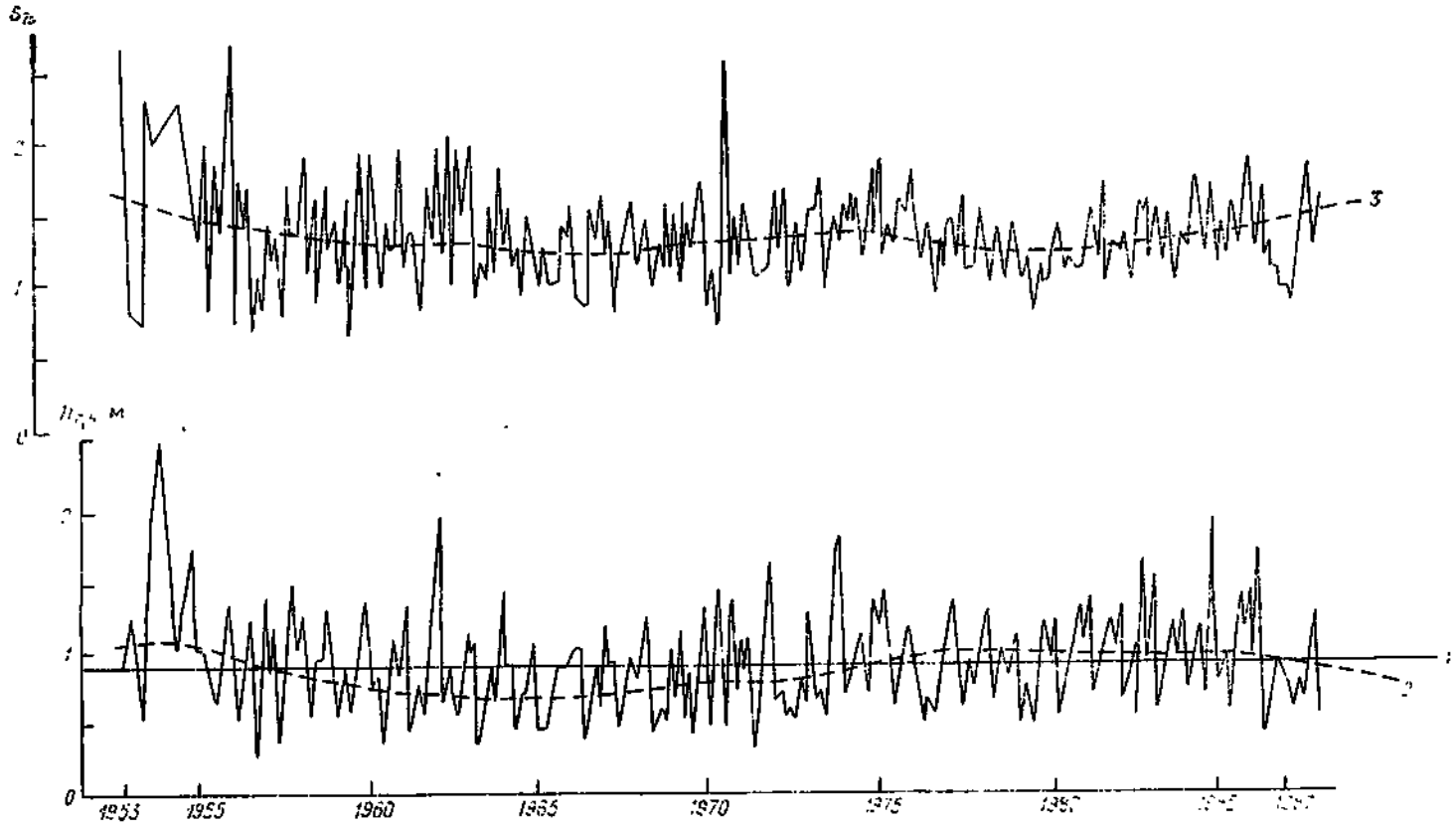


Рис. 5.56. Хронологический ход медианы ($h_{0,5}$) и параметра формы (s_h) месячных распределений высот волн. Открытая часть Балтийского моря. 1953—1987 гг.

1 — среднее значение медианы за 35 лет: $\overline{h}_{0,5} = 0{,}9$ м; *2* и *3* — межгодовое изменение медианы и параметра формы соответственно.

Анализ рис. 5.55—5.57 позволяет охарактеризовать долгопериодную изменчивость волнения следующим образом:

	Сезонная изменчивость	Междугодичная изменчивость	Межгодовая изменчивость	Суммарная изменчивость
Размах, м	1—2	0,1—0,4	0,2—0,6	2,3
Оценка, % . . .	40—80	5—20	10—25	100

К числу важных показателей изменчивости волнения, почти не нашедших отражения в литературе, относятся так называемые «темпы изменения» волнения за различные промежутки времени (например, между одним или несколькими синоптическими сроками). Эта характеристика представляет значительный интерес при планировании операций по работе средств с ограничениями на условия плавания (в частности, для учета времени их «добегания» до порта-убежища).

В табл. 5.34 представлены результаты расчетов изменения высоты волн за синоптический срок (6 ч) в открытой части Балтийского моря в безледный период (март—ноябрь) 1978—1988 гг. (по данным визуальных наблюдений на НИС «Рудольф Самойлович» и «Океанограф», всего 1786 наблюдений). Из данной таблицы, в частности, следует, что в Балтийском море за 6 ч наиболее вероятно состояние сохранения волнения без изменения его интенсивности (40—50 % независимо от района акватории). При этом число случаев увеличения волнения превышает случаи его уменьшения.

Таблица 5.34

Основные характеристики изменения высоты волн (м) за синоптический срок в открытой части Балтийского моря

Характеристика	Характер изменения волнения			Характер изменения волнения		
	0	+	−	0	+	−
	Юго-западная часть (районы 5 и 8, $n=712$)			Центральная часть (район 3, $n=286$)		
% от n	41,0	32,3	26,7	50,0	25,2	24,8
Δh	0	0,6±0,4	0,5±0,3	0	0,6±0,3	0,6±0,2
$h_{макс}$	0	2,5	1,6	0	1,6	1,3
	Южная часть (район 4, $n=516$)			Северная часть (районы 1 и 2, $n=115$)		
% от n	36,4	35,7	27,9	40,9	33,9	25,2
Δh	0	0,7±0,5	0,6±0,4	0	0,5±0,3	0,6±0,4
$h_{макс}$	0	5,0	2,2	0	2,0	1,4

Примечания: 1. Здесь «0» означает волнение без изменения, знаки «+» и «—» — соответственно увеличение и уменьшение волнения. 2. Номера районов моря соответствуют районам на рис. 5.53; n — число наблюдений.

Средние значения как увеличения, так и уменьшения волнения за 6 ч постоянны по всему морю и не выходят за пределы 0,5—0,7 м. Максимальные изменения волнения в южной половине моря больше, чем в северной. При этом абсолютные значения увеличения волнения за 6 ч всегда больше, чем уменьшения. Так, в южной половине моря наибольшие значения увеличения волнения

составляют 2,5—5 м, уменьшения — 1,6—2,2 м, в северной половине Балтики соответственно 1,6—2 м и 1,3—1,4 м.

5.3.4. Характеристики режима волнения

Осредненные характеристики режима волнения для каждого района и сезона описываются в (5.1) через параметры распределения $h_{0.5}$ и s_h. Их значения приведены в табл. 5.35. Для расчета параметров распределения волнения в конкретный сезон в заданном районе необходимо подставить значения $h_{0.5}$ и s_h из табл. 5.35 в формулу (5.1). Для удобства расчета во вспомогательной табл. 5.36 приводятся значения интеграла логарифмически нормального распределения для различных значений параметра $s_h(s_\tau)$.

Пример расчета. Найдем $h_{1.2\%}$ для зимы четвертого района.

По табл. 5.36 определяем параметры распределений: $h_{0.5}=1{,}2$ м, $s_h=1{,}7$. Для $s_h=1{,}8$ (ближайшее значение к 1,7) по табл. 5.36 определяем отношение $h/h_{0.5}$, оно равно 3,5. Отсюда находим $h_{1.2\%}=3{,}5\cdot 1{,}2=4{,}2$ м. Режимные значения периодов волн рассчитываются аналогичным образом.

Анализ режимных характеристик, рассчитанных по табл. 5.35, показывает, что многолетние распределения высоты волн в целом согласуются с режимом этих же характеристик, описанным в справочных пособиях [11, 12, 43, 51]. Естественно, что сопоставление данных различных ре-

Таблица 5.3

Значения различных параметров режимных распределений высоты и периода волн в Балтийском море по данным попутных судовых наблюдений за 1955—1975 гг.

Номер района	Весна				Лето				Осень				Зима			
	$h_{0.5}$	s_h	$\tau_{0.5}$	s_τ	$h_{0.5}$	s_h	$\tau_{0.5}$	s_τ	$h_{0.5}$	s_h	$\tau_{0.5}$	s_τ	$h_{0.5}$	s_h	$\tau_{0.5}$	s_τ
1	0,8	1,4	3,2	2,6	0,8	1,6	3,2	2,4	1,0	1,8	4,2	2,6	1,1	1,8	3,9	2,6
2	0,8	1,4	3,7	2,7	0,8	1,6	3,5	3,0	1,1	1,7	4,5	4,2	1,2	1,7	4,5	4,1
3	0,8	1,5	3,6	2,7	0,8	1,6	3,5	2,9	1,2	1,7	4,4	3,1	1,2	1,7	4,1	3,2
4	0,9	1,5	3,7	3,1	0,8	1,6	3,5	2,9	1,2	1,7	4,2	3,2	1,2	1,7	4,1	3,4
5	0,9	1,5	3,6	2,9	0,8	1,6	3,6	2,6	1,1	1,7	4,0	2,4	1,2	1,8	4,0	2,9
6	0,8	1,5	3,3	2,6	0,8	1,7	3,2	2,5	1,1	1,7	3,9	2,6	1,2	1,8	4,1	2,8
7	0,9	1,5	3,3	2,4	0,8	1,7	3,1	2,5	1,0	1,7	4,2	2,9	1,1	1,8	4,0	2,8
8	0,9	1,5	3,5	3,0	0,8	1,7	3,4	2,8	1,0	1,7	3,9	2,8	1,1	1,8	3,6	2,6

Таблица 5.36

Значения функции логарифмически нормального распределения (%) высоты (или периода) волн для различных оценок параметра формы s_h (s_τ) [52]

$h/h_{0.5}$ или $\tau/\tau_{0.5}$	s_h (s_τ)													
	1.4	1.6	1.8	2	2.2	2.4	2.6	2.8	3	3.2	3.4	3.6	3.8	4
0	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
0,5	83,15	86,10	88,65	90,65	92,35	93,80	95,00	95,95	96,70	97,35	97,90	98,32	98,69	99,00
1	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
1,5	28,70	26,05	23,50	21,20	18,95	17,00	15,10	13,35	11,45	10,35	9,05	7,90	6,85	5,95
2	16,60	13,40	10,60	8,30	6,40	4,80	3,60	2,60	1,90	1,30	0,92	0,63	0,42	0,28
2,5	10,00	7,20	5,05	3,40	2,25	1,45	0,88	0,54	0,32	0,18	0,10	0,06	0,02	0,01
3	6,20	3,90	2,40	1,40	0,78	0,42	0,21	0,10	0,05	0,02	0,01	0,004	0,001	—
3,5	3,95	2,25	1,20	0,62	0,30	0,13	0,06	0,02	0,01	0,003	0,001	—	—	—
4	2,60	1,30	0,63	0,28	0,11	0,04	0,02	0,005	0,002	—	—	—	—	—
4,5	1,75	0,81	0,34	0,13	0,05	0,02	0,005	0,002	—	—	—	—	—	—
5	1,20	0,50	0,19	0,06	0,02	0,01	0,001	—	—	—	—	—	—	—
5,5	0,85	0,32	0,11	0,04	0,01	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—
6	0,60	0,21	0,06	0,02	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,5	0,44	0,14	0,04	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	0,32	0,09	0,02	0,005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,5	0,24	0,06	0,01	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	0,18	0,04	0,004	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 5.37

Оценки высоты волн 3 %-ной обеспеченности, возможных на Балтийском море один раз в 10 и 30 лет (числитель), и их 95 %-ные доверительные интервалы (знаменатель) по данным попутных судовых наблюдений за 1966—1975 гг. (м)

Номер района	Весна		Лето		Осень		Зима	
	10 лет	30 лет	10 лет	30 лет	10 лет	30 лет	10 лет	30 лет
1	5/4,3—5,7	6/5,0—7,0	5/4,3—5,7	6/5,0—7,0	7/6,0—8,0	8/6,6—9,4	8/6,8—9,2	9/7,4—10,6
2	6/5,2—6,8	7/5,8—8,2	5/4,3—5,7	6/5,1—6,9	7/6,1—7,9	8/6,7—9,3	7/6,1—7,9	8/6,7—9,3
3	6/5,2—6,8	7/5,8—8,2	5/4,3—5,7	6/5,0—7,0	8/6,9—9,1	9/7,5—10,5	7/6,1—7,9	8/6,7—9,3
4	6/5,2—6,8	7/5,9—8,1	6/5,2—6,8	7/5,8—8,2	8/6,8—9,2	10/8,2—11,8	7/6,0—8,0	8/6,6—9,4
5	6/5,1—6,9	7/5,7—8,3	6/5,2—6,8	7/5,8—8,2	7/6,1—7,9	8/6,7—9,3	7/6,1—7,9	8/6,8—9,2
6	6/5,2—6,8	7/5,9—8,1	5/4,3—5,7	6/5,0—7,0	7/6,1—7,9	8/6,7—9,3	7/6,1—7,9	8/6,8—9,2
7	6/5,2—6,8	7/5,9—8,1	5/4,3—5,7	6/5,0—7,0	8/6,9—9,1	9/7,5—10,5	7/6,1—7,9	8/6,8—9,2
8	6/5,2—6,8	7/5,8—8,2	5/4,3—5,7	6/5,0—7,0	8/6,9—9,1	9/7,5—10,5	7/6,1—7,9	8/6,8—9,2

жимных пособий должно осуществляться с учетом ширины доверительных (или толерантных) интервалов распределений элементов волн. В табл. 5.37 приведены оценки высоты волн, возможных один раз в 10 и 30 лет, эти расчеты выполнены по соотношению (5.1) с учетом рекомендаций работ [43, 52].

5.3.5. Совместное распределение высоты волн и скорости ветра

Сведения о совместных (двумерных) распределениях элементов волн и скорости ветра, несмотря на их большую практическую значимость, весьма ограничены. Из всех опубликованных пособий по режиму ветра и волнению только в Справочнике [43] имеются данные о двумерных распределениях высоты волны и скорости ветра $f(h, v)$, однако эти сведения приведены по крупным районам и градациям. В частности, вся открытая часть Балтийского моря отнесена к одному району.

При решении многих практических задач необходима информация как о двумерных, так и об условных распределениях. Тогда двумерные распределения рассчитываются через произведение

$$f(h, v) = f(v)\, f(h/v).$$

На рис. 5.57 представлен ансамбль условных распределений высоты волн для фиксированной скорости ветра. Из рисунка следует, что логарифмически нормальный закон для распределений может быть использован в качестве приближенной оценки $F(h/v)$. Следовательно, учитывая, что маргинальные распределения скорости ветра $f(v)$ описываются законом Вейбулла [43], можно использовать следующую аппроксимацию двумерных распределений высоты волн и скорости ветра [51]:

$$f(h, v) = [s_h \alpha k \bar{v}^{k-1} / v_{0,5}^{k} \bar{h} \sqrt{2\pi}] \times \times \exp\left\{\left[-0{,}5 \ln^2 \bar{h}^{s_h} - \alpha (\bar{v})^k\right]\right\} \qquad (5.2)$$

или функцию распределения

$$F(h, v) = \frac{\alpha k v_{0,5}}{\sqrt{2\pi}} \int_{v}^{\infty} (\bar{v})^{k-1} \exp[-\alpha (\bar{v})^k]\, d\bar{v}_x \times \int_{h}^{\infty} \frac{1}{\bar{h}} \exp\left[-\frac{\ln^2 (\bar{h})^{s_h}}{2}\right] d\bar{h}. \qquad (5.3)$$

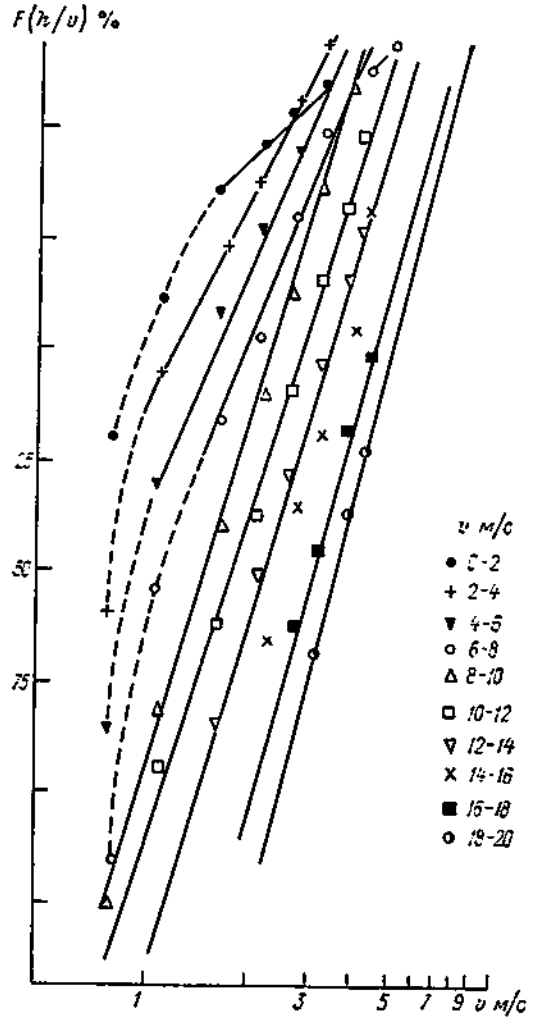


Рис. 5.57. Оценка условных функций распределения высоты волн $F(h/v)$ для фиксированной скорости ветра (v). Балтийское море, четвертый район. Лето.

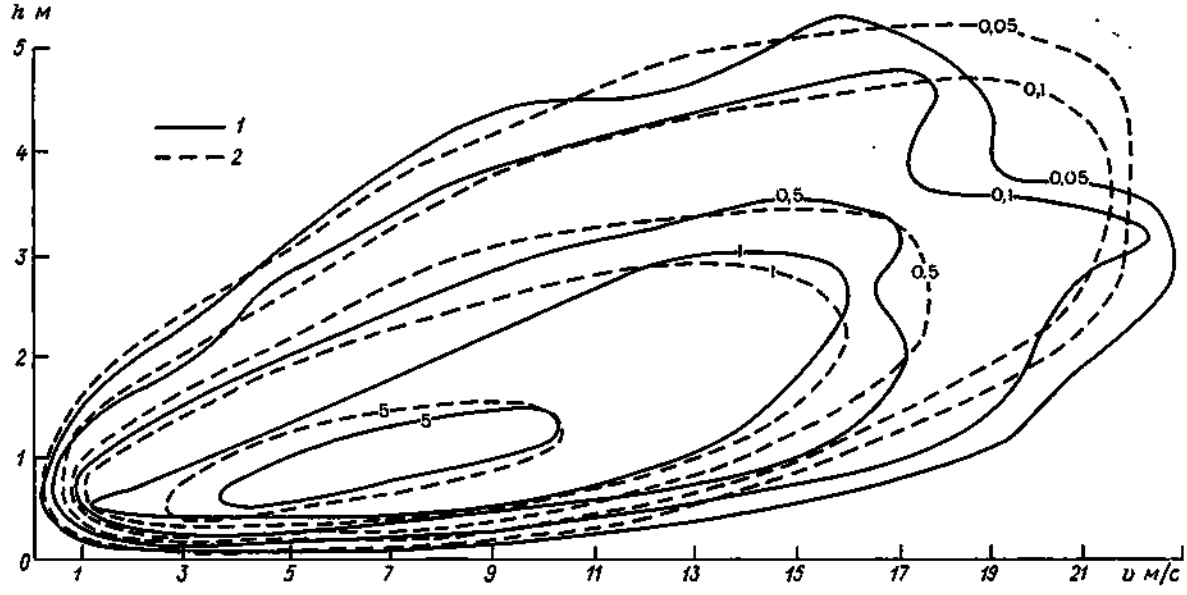


Рис. 5.58. Оценка (%) двумерной плотности распределения высоты волн h и скорости ветра v. Балтийское море. Пятый район. Зима.

1 — по данным наблюдений, *2* — аппроксимация уравнения (5.3).

Таблица 5.38

Значения параметров условных и маргинальных (внизу для каждого сезона) распределений высоты волн и скорости ветра на Балтийском море

Зима			Весна			Лето			Осень		
v м/с	$h_{0.5}$	s	v м/с	$h_{0.5}$	s	v м/с	$h_{0.5}$	s	v м/с	$h_{0.5}$	s
Первый район											
1	0,35	1,23	1	0,40	1,54	1	0,40	1,75	1	0,54	1,33
3	0,56	1,63	3	0,65	2,10	3	0,53	2,06	3	0,83	1,88
5	0,85	1,96	5	0,85	2,57	5	0,75	2,40	5	1,10	2,18
7	1,05	2,14	7	1,10	2,78	7	1,10	2,96	7	1,30	2,20
9	1,35	2,20	9	1,32	3,06	9	1,35	2,92	9	1,60	2,57
11	1,60	2,26	11	1,60	3,20	11	1,50	3,00	11	1,91	2,87
13	1,90	2,48	13	1,90	3,42	13	1,85	3,22	13	2,17	3,06
15	2,30	3,19	15	2,15	3,63	15	2,20	3,40	15	2,50	3,12
17	2,70	4,15	17	2,48	3,90	17	2,50	3,58	17	2,80	3,20
19	3,50	4,50							19	3,14	3,28
$v_{0.5}$	10,0			7,5			7,0			9,7	
k	2,51			2,04			2,16			2,43	
Второй район											
1	0,45	0,94	1	0,64	2,04	1	0,40	1,76	1	0,57	1,68
3	0,63	1,25	3	0,77	2,30	3	0,76	2,56	3	0,85	2,14
5	0,80	1,92	5	0,95	2,54	5	0,95	2,64	5	1,10	2,70
7	1,06	2,16	7	1,20	2,76	7	1,10	2,84	7	1,40	3,10
9	1,32	2,45	9	1,35	2,91	9	1,30	3,10	9	1,80	3,24
11	1,65	2,67	11	1,80	3,18	11	1,52	3,26	11	2,10	3,36
13	2,06	3,07	13	2,10	3,21	13	1,65	3,43	13	2,30	3,48
15	2,50	3,37	15	2,50	3,21	15	2,30	3,78	15	2,50	3,54
17	3,16	3,53	17	2,90	3,28	17	2,70	4,04	17	2,77	3,62
19	3,90	3,64	19	3,32	3,42	19	3,10	4,32	19	3,03	3,70
$v_{0.5}$	7,0			6,2			6,0			7,5	
k	2,21			1,74			1,92			2,15	
Третий район											
1	0,50	1,52	1	0,30	1,40	1	0,37	1,59	1	0,61	1,82
3	0,62	1,65	3	0,52	1,63	3	0,48	1,88	3	0,90	1,95
5	0,95	1,87	5	0,82	2,10	5	0,80	2,20	5	1,05	2,03
7	1,30	2,32	7	1,21	2,40	7	1,10	2,48	7	1,25	2,12
9	1,50	2,64	9	1,41	2,64	9	1,40	2,50	9	1,60	2,41
11	1,80	2,80	11	1,80	2,80	11	1,80	2,53	11	1,85	2,79
13	2,30	3,00	13	2,00	2,84	13	2,00	2,71	13	2,00	2,96
15	2,50	3,33	15	2,30	2,87	15	2,50	2,99	15	2,50	3,02
17	2,80	3,50	17	2,75	3,01	17	2,70	3,33	17	2,80	3,08
19	3,30	3,70	19	3,20	3,13	19	3,00	3,56	19	3,20	3,15
21	3,60	3,80							21	3,50	3,24
									23	3,90	3,30
$v_{0.5}$	8,5			6,3			6,0			8,5	
k	2,32			1,80			1,91			2,30	
Четвертый район											
1	0,40	1,45	1	0,33	1,50	1	0,33	1,27	1	0,33	1,14
3	0,65	1,95	3	0,52	1,58	3	0,53	1,63	3	0,68	1,64
5	0,93	2,33	5	0,74	1,84	5	0,85	1,90	5	0,86	2,04
7	1,15	2,54	7	1,00	2,05	7	1,10	2,22	7	1,20	2,37
9	1,45	2,73	9	1,30	2,20	9	1,50	2,48	9	1,45	2,52
11	1,75	2,91	11	1,72	2,65	11	1,80	2,72	11	1,85	2,06
13	2,25	3,06	13	2,10	3,18	13	2,20	3,02	13	2,30	2,80
15	2,70	3,21	15	2,70	3,27	15	2,50	3,47	15	2,80	2,90
17	3,25	3,43	17	3,30	4,69	17	3,00	3,88	17	3,00	3,00
19	3,80	4,15	19	3,90	5,30	19	3,50	4,26	19	3,50	3,10
21	4,30	4,50							21	4,00	3,26
									23	4,60	3,40
$v_{0.5}$	7,5			5,6			4,5			8,0	
k	2,01			1,78			1,72			2,04	

Зима			Весна			Лето			Осень		
v м/с	$h_{0.5}$	s	v м/с	$h_{0.5}$	s	v м/с	$h_{0.5}$	s	v м/с	$h_{0.5}$	s
Пятый район											
1	0,51	2,12	1	0,52	1,98	1	0,37	1,56	1	0,45	1,61
3	0,68	2,14	3	0,60	2,04	3	0,89	2,64	3	0,68	1,74
5	0,88	2,25	5	0,80	2,11	5	1,05	2,76	5	0,85	1,81
7	1,20	2,35	7	1,10	2,41	7	1,20	2,83	7	1,30	2,13
9	1,41	2,47	9	1,40	2,43	9	1,41	2,93	9	1,50	2,44
11	1,69	2,73	11	1,80	2,44	11	1,85	3,00	11	1,80	2,76
13	1,95	2,84	13	2,00	2,82	13	2,10	3,10	13	2,10	2,84
15	2,30	2,96	15	2,50	2,95	15	2,30	3,25	15	2,60	3,06
17	2,80	3,02	17	2,70	3,10	17	2,50	3,47	17	2,90	3,32
19	3,26	3,22	19	3,10	3,14	19	3,20	4,07	19	3,15	4,15
21	3,73	3,40							21	3,70	4,80
$v_{0.5}$	8,3			7,5			6,5			8,8	
k	2,16			2,06			1,86			2,14	
Шестой район											
1	0,25	0,76	1	0,50	2,51	1	0,63	2,54	1	0,68	1,40
3	0,50	1,34	3	0,70	2,64	3	0,90	2,81	3	0,80	1,65
5	0,90	2,08	5	0,85	2,93	5	1,06	2,88	5	0,85	1,97
7	1,30	2,54	7	1,20	3,48	7	1,20	2,96	7	1,15	2,54
9	1,60	2,87	9	1,40	3,60	9	1,35	3,00	9	1,60	2,82
11	1,90	3,00	11	1,65	3,70	11	1,80	3,02	11	1,82	2,91
13	2,20	3,14	13	2,00	3,78	13	1,96	3,04	13	2,20	3,04
15	2,50	3,26	15	2,20	3,80	15	2,20	3,06	15	2,60	3,15
17	2,80	3,60	17	2,80	3,96	17	2,60	3,10	17	3,10	3,60
19	3,20	3,94	19	3,30	4,06	19	3,00	3,18	19	3,60	4,15
21	3,40	4,30									
$v_{0.5}$	8,8			6,3			6,0			8,8	
k	2,27			1,85			1,94			2,28	
Седьмой район											
1	0,31	0,97	1	0,49	2,28	1	0,48	1,76	1	0,57	1,95
3	0,60	1,34	3	0,75	2,32	3	0,65	1,89	3	0,90	2,20
5	0,92	2,08	5	1,00	2,45	5	0,82	2,11	5	1,15	2,48
7	1,24	2,30	7	1,15	2,48	7	1,10	2,28	7	1,32	2,57
9	1,47	2,55	9	1,50	2,63	9	1,40	2,45	9	1,50	2,63
11	1,70	2,64	11	1,70	2,65	11	1,67	2,57	11	1,80	2,72
13	2,10	2,92	13	2,10	2,74	13	2,00	2,64	13	2,20	2,92
15	2,46	3,13	15	2,40	2,96	15	2,50	3,08	15	2,50	3,08
17	2,90	3,30	17	2,60	3,20	17	3,00	3,44	17	2,80	3,22
19	3,10	3,39	19	2,90	3,44				19	3,20	3,40
									21	3,68	3,57
									23	4,50	3,71
$v_{0.5}$	9,5			8,4			7,6			9,5	
k	2,64			2,29			2,36			2,64	
Восьмой район											
1	0,37	1,35	1	0,37	1,43	1	0,46	1,91	1	0,54	1,98
3	0,71	1,82	3	0,66	1,89	3	0,70	2,24	3	0,87	2,84
5	0,92	2,18	5	0,83	2,23	5	0,85	2,57	5	1,08	2,70
7	1,20	2,35	7	1,19	2,87	7	1,20	2,71	7	1,35	2,83
9	1,61	2,57	9	1,40	3,01	9	1,43	2,89	9	1,60	2,87
11	1,85	2,78	11	1,75	3,02	11	1,65	3,07	11	1,90	3,00
13	2,00	2,92	13	2,00	3,03	13	2,00	3,12	13	2,15	3,15
15	2,30	3,08	15	2,40	3,06	15	2,40	3,21	15	2,40	3,33
17	2,60	3,20	17	2,60	3,08	17	2,60	3,35	17	2,80	3,45
19	3,15	3,40	19	3,00	3,12	19	2,80	3,50	19	3,20	3,73
21	3,63	3,61	21	3,60	3,16	21	3,00	3,70	21	3,45	4,00
23	4,20	3,82	23	4,40	3,18	2			23	3,74	4,15
									25	4,20	4,27
$v_{0.5}$	9,3			8,0			7,0			10,0	
k	2,25			2,05			2,07			2,37	

На рис. 5.58 для примера сопоставлены результаты расчетов по соотношению (5.3) с натурными данными.

Для выполнения расчетов по соотношениям (5.2) и (5.3) необходимо определить параметры маргинальных $F(v)$ и условных $F(h/v)$ распределений. Оба распределения являются двупараметрическими. В качестве параметров можно использовать медианы $x_{0,5}$ и параметры формы s.

Используя значения параметров условных и маргинальных распределений для различных районов моря и сезонов, приведенные в табл. 5.38, и соотношение (5.2), можно рассчитать распределения $f(h/v)$ для любых районов Балтики и сезонов года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айтсам А. М., Таллсепп Л. А. Об одной интерпретации синоптических явлений в Балтийском море//Океанология.— 1989.— Т. 22. Вып. № 3.— С. 357—362.

2. Алексеева Т. Ю. Вероятностный анализ годового хода и межгодовой изменчивости колебаний уровня Балтийского моря//Режимообразующие факторы, гидрометеорологические и гидрохимические процессы в Балтийском море.— Л.: Гидрометеоиздат, 1988.— С. 103—112.

3. Альтшулер В. М. Максимальные приливные колебания Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1980.— Вып. 152.— С. 110—112.

4. Альтшулер В. М. Колебания уровня и водообмен Балтийского моря//Колебания уровня моря.— М.: Радио и связь, 1982.— С. 84—87.

5. Альтшулер В. М., Костюк И. В. Расчет скоростей течений редкой повторяемости в некоторых районах восточного шельфа Балтики//Тр. ГОИН.— 1980.— Вып. 152.— С. 106—109.

6. Амелунг Я. О приливе и отливе в С.-Петербурге// Метеорологический сборник.— 1883.— Т. 18. № 4.— С. 1—14.

7. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Методика определения расчетных скоростей ветра для проектирования ветровых нагрузок на строительные сооружения//Метеорология и гидрология.— 1958.— № 10.— С. 7—17.

8. Асток В. К. Течения у плавучего маяка «Таллинн»// Сборник работ Таллиннской ГМО.— 1964.— Вып. 1.— С. 42—66.

9. Асток В. К. Течения Финского залива на основе обработки гидрологических наблюдений динамическим методом// Океанология.— 1965.— Т. 5.— Вып. 5.— С. 825—833.

10. Асток В. К., Отсманн М. М. Некоторые статистические характеристики скоростей и солености в Датских проливах//Динамика вод Балтийского моря.— Таллинн, 1975.— С. 58—82.

11. Атлас волнения и ветра Балтийского моря.— Таллинн, 1965.— 87 с.

12. Атлас волнения и ветра Финского залива.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 48 с.

13. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Северное и Балтийское моря.— Л., 1980.— 168 с.

14. Атлас поверхностных течений в проливах Каттегат, Зунд, Большой и Малый Бельт/Под ред. Л. М. Чередниченко.— Л., 1981.— 43 с.

15. Атлас типовых полей ветра.— Клайпеда, 1980.

16. Бабич С. В. и др. Вероятностный анализ и моделирование синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости ветра и волнения//Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 43—78.

17. Дадюков Д. Д. Древние береговые линии как индикаторы уровня моря//Изменения уровня моря.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982.— С. 35—59.

18. Баранов А. Н. Течения в Рижском заливе и Ирбенском проливе//Сборник работ Рижской ГМО.— 1970.— Вып. 13.— 86 с.

19. Белышев А. П. и др. Спектры скоростей морских течений по экспериментальным данным//Сборник работ Рижской ГМО.— 1979.— Вып. 17.— С. 51—61.

20. Белышев А. П. и др. Спектральная структура колебаний уровня и скоростей течений Балтийского моря//Тр. 12-й конф. балт. океанографов.— и 7-го совещ. экспертов по водному балансу Балтийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— С. 240—248.

22. Белышев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Об иллюзиях и действительности в методах анализа морских течений//Тр. ГОИН.— 1982.— Вып. 157.— С. 3—19.

23. Белышев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 264 с.

24. Беляев М. М. и др. Анализ колебаний уровня моря как вероятностный процесс//Колебания уровня моря.— М.: Радио и связь, 1982.— С. 94—101.

25. Беляев М. М., Рожков В. А., Транезников Ю. А. Вероятностная модель колебаний уровня моря// Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 24—31.

26. Берг В. А. Об опреснении Балтийского моря//4-я гидролог. конф. Балт. стран.— Л., 1933.— С. 1—12.

27. Березкин Вс. А. Гидрологический режим восточной части Финского залива (по наблюдениям 1928 г.).— Л., 1929.— С. 1—38.

28. Березкин Вс. А. Элементы волн Финского залива// Записки по гидрографии.— 1931.— Т. 65.— С. 57—82.

29. Березкин Вс. А. Опыт характеристики приливов у берегов СССР (Финский залив)//Исследование морей СССР.— 1936.— Вып. 24.— С. 3—12.

30. Березкин Вс. А. Гидрологический режим Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.— 262 с.

31. Бетин В. В. Течения в Таллинском заливе по материалам аэрофотосъемки 1966 г.//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1967.— Вып. 4.— С. 43—68.

32. Бетин В. В., Пантелеев П. В. Карты поверхностных течений Финского и Рижского заливов, уточненные по материалам аэрофотосъемки течений 1966 г.//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1967.— Вып. 4.— С. 3—42.

33. Бетин В. В., Пантелеев П. В. Постоянные течения в открытой части собственно Балтийского моря//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1968.— Вып. 5.— С. 55—95.

34. Бетин В. В., Пантелеев П. В. Сезонные вариации схемы постоянных течений в Балтийском море и их изменения под влиянием ветра//Сборник Ленинградской ГМО и Петрозаводской ГМО.— 1970.— Вып. 6.— С. 45—69.

35. Бильдерлинг В. П., Рудовиц Л. Ф. Балтийское море. Краткий физико-географический обзор.— Петроград, 1923.— 48 с.

36. Богуславский Н. А. Об определении расхода воды в Неве и Морском канале//Тр. ин-та инж. путей сообщ.— 1887.— Т. 8.— С. 1—20.

37. Болин Б. Критическая оценка моделей углеродного цикла//Физические основы теории климата и его моделирование.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— С. 227—237.

38. Бончик И. О связи между циркуляцией атмосферы и движением вод в бассейне Южной Балтики//Вестник ЛГУ.— 1967.— № 12.— С. 123—133.

39. Борисенко М. М., Смирнова А. В. О расчете климатических характеристик ветра на Финском заливе//Сборник работ ЛГМЦ.— 1987.— № 3/16.— С. 107—141.

40. Брозин Х. Ю., Кремзер У., Маттеус В. Особенности и изменчивость гидрофизических полей Балтийского моря//Исследования по динамике вод Балтийского моря.— М., 1977.— С. 5—67.

41. Будыко М. И. Современное изменение климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 47 с.

42. Бутории Н. В. К изучению приливов в Финском заливе Балтийского моря//Ученые записки ЛВИМУ.— 1955.— Вып. 1.— С. 71—78.

43. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные. Регистр СССР.— Л.: Транспорт, 1974.— 360 с.

44. Визе В. Ю. Обмен вод в Эрезунде, в Большом Бельте и Малом Бельте//Изв. Центр. гидромет. бюро.— 1926.— Вып. 6.— С. 363—370.

45. Вишневски Б. Сезонные и многолетние колебания уровня Балтийского моря//Колебания уровня моря.— М.: Радио и связь, 1982.— С. 80—83.

46. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 300 с.

47. Герман В. Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 107.— 151 с.

48. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1988.— 231 с.

49. Гидрология устьевой области Невы.— М.: Гидрометеоиздат, 1965.— 383 с.

50. Гидрометеорологическая характеристика Балтийского моря/Под ред. Л. Ф. Рудовица.— М.: Гидрометеоиздат, 1943.— 249 с.

51. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 1. Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 175 с.

52. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мировом океане.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 256 с.

53. Дерюгин К. М. О внутренних волнах в восточной части Финского залива//4-я гидролог. конф. Балт. стран.— Л., 1933.— Т. 3.— Докл. № 70.— С. 1—9.

54. Дзядюшко З. Современный средний уровень моря у польского побережья Балтики//Колебания уровня моря.— М.: Радио и связь, 1982.— С. 27—30.

55. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 319 с.

56. Друэт Ч. Характеристики ветрового волнения, вызванного малыми скоростями ветра в прибрежной зоне моря// Взаимодействие моря и атмосферы в прибрежной зоне (ПНР).— 1975.— С. 61—82.

57. Друэт Ч. Исследование и моделирование гидродинамических процессов в прибрежной зоне южной Балтики//Успехи механики (ПНР).— 1978.— Т. 1. Вып. 1/2.— С. 139—164.

58. Дубов В. П. Сейши Балтийского моря и связь их с наводнениями в Ленинграде//Тр. ГГИ.— 1937.— Вып. 55.— С. 71—89.

59. Дубов В. П. Сейши Балтийского моря и связь их с ленинградскими наводнениями//ДАН СССР. Новая серия.— 1938.— Т. 1.— С. 37—46.

60. Евдокимов С. Н., Клеванцов Ю. П., Суставов Ю. В. К динамике вод Финского залива//Сборник работ Ленинградской и Петрозаводской ГМО.— 1974.— Вып. 8.— С. 155—164.

61. Ефимов С., Массель С., Шадрин И. Придонные волновые скорости и их трансформация в прибрежной зоне моря//Rapt. Mor. Jnst. Ryb. (PNR).— 1977.— № 2.— С. 123—133.

62. Желнин Г. А. О достоверности карт (схем) скоростей современных движений земной коры (на примере карт территории Прибалтики)//Современные движения территории Прибалтики.— Тарту, 1975.— С. 13—26.

63. Жуликова Е. Н. Влияние гидрометеорологических факторов на колебания среднего уровня моря за многолетний период наблюдений//Колебания уровня моря.— М.: Радио и связь, 1982.— С. 65—67.

64. Зельгер Л. Г., Соскин И. М. Зависимость между ветром и течением на некоторых плавучих маяках в Балтийском море//Тр. БНИМО.— 1950.— Вып. 2.— С. 24—52.

65. Зенин В. А., Каманин Л. Г., Мещеряков Ю. А. Современные вертикальные движения земной коры//Тр. ЦНИИГАИК. 1958.— Вып. 123.

66. Зыков И. Д., Померанец К. С. Спектры течений центральной части Балтийского моря//Изв. АН СССР. ФАО.— 1967.— Т. 3. № 10.— С. 1110—1115.

67. Ислямов И. Течения у Либавского плавучего маяка//Записки по гидрографии.— 1900.— Вып. 21.— С. 183—220.

68. Исследования гидрометеорологического режима Таллинского Залива.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 152 с.

69. Истомина М. Э. и др. Изменчивость термодинамических процессов в Балтийском море//Сборник работ Ленинградской ГМО. 1981.— Вып. 12.— С. 34—40.

70. Калейс М., Тамсалу Р. О моделировании Балтийского моря//Динамика вод Балтийского моря.— Таллин, 1975.— С. 17—36.

71. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 264 с.

72. Клиге Р. К. Уровень океана в геологическом прошлом.— М.: Наука, 1980.— 110 с.

73. Клиге Р. К. Влияние изменения глобального водообмена на уровень океана//Колебания уровня моря.— М.: Радио и связь, 1982.— С. 108—114.

74. Климатический и гидрологический атлас Балтийского моря.— М.: Гидрометеоиздат, 1957.— 106 с.

75. Ковалик З., Саркисян А. С., Сташкевич А. Численная модель и расчет летней климатической циркуляции вод Балтийского моря//Исследования по динамике вод Балтийского моря.— М., 1977.— С. 107—151.

76. Коровин В. П. Плотностные колебания уровня Балтийского моря//3-й съезд совет. океанологов. Тез. докл.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— С. 77—79.

77. Кошляков М. Н. Синоптические вихри в океане// Физика океана. Т. 1.— М.: Наука, 1978.— С. 62—84.

78. Краусс В., Магаард Л. О спектре внутренних волн Балтийского моря//Внутренние волны.— М.: Мир, 1964.— С. 213—235.

79. Кремзер Х., Маттеус С. Средние коэффициенты турбулентного теплообмена по вертикали в Балтийском море// Океанология.— 1973.— Т. 13.— Вып. 5.— С. 768—774.

80. Кругляк Г. А. и др. Нестационарная гидродинамическая модель расчета уровня, течений и внутренних волн Балтийского моря//Тр. 12-й конф. балт. океанографов и 7-го совещ. экспертов по водному балансу Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— С. 85—97.

81. Кузин В. И., Тамсалу Р. Э. Ветровые течения в бароклинном море постоянной глубины//Численные методы расчета океанических течений.— Новосибирск, 1974.— С. 103—114.

82. Кулеш В. П., Сергеев Ю. Н., Штрайт Э. Бароклинная квазистатическая модель Балтийского моря//Вестник ЛГУ. Сер. Геолог. и географ.— 1971.— Вып. 3.— № 18.— С. 113—126.

83. Куллас Т., Тамсалу Р. Метод расчета трехмерного поля гидрологических характеристик Балтийского моря// Материалы 4-го Всесоюз. симп. по совр. пробл. самоочищения и регулирования качества воды.— Таллин, 1972.— С. 65—74.

84. Кушнир В. М. Вертикальная структура океанских течений: Методы, средства и результаты экспериментальных исследований.— Севастополь, 1988.— 53 с.

85. Лазаренко Н. Н. Колебания уровня Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1961.— Вып. 65.— С. 39—127.

86. Лебединцев А. А. Гидрологические и гидрохимические исследования восточной части Балтийского моря с заливами Финским и Рижским по Международной программе в августе—сентябре 1908 г.//Тр. Балтийской экспедиции.— 1910.— Вып. 1.— С. 1—87.

87. Лопатухин Л. И., Шатов Б. Н. Распределение скоростей ветра и элементов волн на Балтийском море//Изв. ВГО.— 1988.— Т. 120.— Вып. 4.— С. 353—359.

88. Лоция Балтийского моря. Ч. 1.— Л., 1972.— 536 с.

89. Лундберг О. Р. Определение коэффициента вертикальной турбулентной температуропроводности по изменениям температуры воды в Балтийском море//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 81.— С. 94—107.

90. Лыхмуссаар Х., Тамсалу Р. Двухслойная модель Балтийского моря//Динамика вод Балтийского моря.— Таллин, 1975.— С. 37—49.

91. Майдель Э. Поверхностные течения в юго-западной части Балтийского моря и их зависимость от ветров//Записки по гидрографии.— 1899.— Вып. 20.— С. 57—64.

92. Мардисте Х. Х. Течения проливов Муху-Вяйн// Сборник работ Таллинской ГМО.— 1964.— Вып. 2.— С. 70—88.

93. Маттеус В., Швабе Р. Временная изменчивость океанологических параметров в районе мезомасштабных вихрей в Арконской впадине//Тр. 12-й конф. балт. океанографов и 7-го совещ. экспертов по водному балансу Балтийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— С. 110—120.

94. Матушевский Г. В. Об определении расчетных высот ветровых волн для проектирования океанотехники//Метеорология и гидрология.— 1986.— № 2.— С. 62—66.

95. Методические указания. Расчет режима морского ветрового волнения. Вып. 42.— М.: Гидрометеоиздат, 1979.— 96 с.

96. Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра/ Ю. П. Клеванцов, Т. Ю. Алексеева, В. Н. Боков, В. А. Рожков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 61 с.

97. Михайлов А. Е. О влиянии стратификации на вертикальную структуру течений Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1983.— Вып. 169.— С. 82—89.

98. Михайлов А. Е., Суставов Ю. В., Чернышева Е. С. Некоторые результаты исследования инерционных течений Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1982.— Вып. 157.— С. 20—28.

99. Михайлов А. Е., Шахвердов Д. В. Исторический очерк изученности течений в Невской губе (исследование схем течений)//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1977.— Вып. 9.— С. 84—106.

100. Михайлов Ю. Д. Оценка приливных колебаний в Таллине и Кронштадте//Тр. ГОИН.— 1962.— Вып. 69.— С. 87—91.

101. Михайлов Ю. Д. Экспедиционные исследования колебаний уровня и течений в Финском заливе//Тр. ГОИН.— 1962.— Вып. 69.— С. 73—86.

102. Михайлов Ю. Д. Вероятностные характеристики прибрежных течений Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 110.— С. 76—97.

103. Можаев Б. Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины.— Л.: Недра, 1973.— 232 с.

104. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 262 с.

105. Морозов А. П. Течения у Либавского плавучего маяка//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 41.— С. 46—53.

106. Нелепо Б. Л., Смирнов Г. В., Щадрин А. Б. Интегрированные системы для гидрофизических исследований.— Л.: Гидрометеоиздат, 1990.— 240 с.

107. Павлов В. К., Прошутинский А. Ю. Расчет нестационарных течений Невской губы//Тр. ААНИИ.— 1979.— Т. 361.— С. 100—109.

108. Пель Н. В. Результаты изысканий в 1885—1886 гг. в устье реки Б. Невы//Материалы для описания русских портов и истории их сооружения.— 1888.— Вып. 7.— С. 3—26.

109. Перескоков А. И., Спиденко А. Н. Приливные колебания уровня у восточного побережья Балтийского моря//Изв. ВГО.— 1981.— Т. 113. № 3.— С. 264—268.

110. Победоносцев С. В. Вертикальные движения побережий морей Европейской части СССР//Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет.— М.: Наука,— 1982.— С. 93—102.

111. Победоносцев С. В. Океанографические методы определения современных вертикальных движений побережий морей//Колебания уровня моря.— М.: Радио и связь, 1982.— С. 8—18.

12. Победоносцев С. В. Уровень моря и вертикальные движения побережий Балтийского моря//Изменения уровня моря.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982.— С. 294—305.

113. Помыткин Б. А. Приливо-отливные колебания уровня в Финском заливе//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1977.— Вып. 9.— С. 154—160.

114. Помыткин Б. А. Сейшевые колебания уровня Балтийского моря и их влияние на наводнения в дельте р. Невы// Изв. ВГО.— 1977.— Т. 109. № 2.— С. 143—149.

115. Праудмен Дж. Динамическая океанография.— М.: ИИЛ, 1957.— 418 с.

116. Преображенский Ю. В. Гидрометеорологическая характеристика Баренцева моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1947.— 304 с.

117. Привальский В. Е. Вынужденные колебания уровня Балтийского моря: Автореф., дис. ... канд. физ.-мат. наук.— М., ГОИН.— 1968.— 18 с.

118. Привальский В. Е. Климатическая изменчивость (Стохастические модели, предсказуемость, спектры).— М.: Наука, 1985.— 183 с.

119. Привальский В. Е. О спектре колебаний уровня бессточных водоемов//Водные ресурсы.— 1977.— № 5.— С. 31—41.

120. Путырский В. Е., Михайлов Ю. Д. Циркуляция вод Балтийского моря при продолжительном воздействии юго-западных ветров//Метеорология и гидрология.— 1977.— № 10.— С. 47—54.

121. Рандярв Ю. Ю. Характер и скорости современных движений земной коры в Прибалтике//Современные движения земной коры.— 1968 — № 3.— С. 200—208.

122. Рожков В. А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 277 с.

123. Рожков В. А., Трапезников Ю. А. Методические рекомендации, алгоритмы и программы расчета вероятностных характеристик ветрового волнения на ЭВЦМ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 398 с.

124. Руководство по составлению краткосрочных прогнозов непериодических течений в навигационном слое моря/Под ред. В. Г. Корта.— Л., 1953.— 69 с.

125. Рундо А. М. Приливо-отливные явления в Ботническом и Финском заливах//Бюл. Рос. гидролог. ин-та.— 1921.— № 9.— С. 8—10.

126. Рутковский В. А. Некоторые особенности ветрового волнения в глубинной и мелководной частях залива// Океанология.— 1971.— Т. 11. Вып. 1.— С. 35—43.

127. Саркисян А. С., Сташкевич А., Ковалик З. Диагностический расчет летней циркуляции вод Балтийского моря//Океанология.— 1975.— Т. 15. Вып. 6.— С. 1002—1009.

128. Скорняков В. М. К изучению колебаний уровня и течений в Балтийском море//Метеорология и гидрология.— 1949.— № 3.— С. 78—82.

129. Смирнова А. В. Течения у плавучего маяка «Ленинград»//Тр. ГОИН.— 1963.— Вып. 73.— С. 106—119.

130. Соскин И. М. Течения у плавучего маяка «Хиумадал»//Тр. ГОИН.— 1961.— Вып. 65.— С. 138—153.

131. Соскин И. М. Эмпирические зависимости для расчета ветровых течений//Тр. ГОИН.— 1962.— Вып. 70.— С. 3—27.

132. Соскин И. М. Схема расчета ветровых течений Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 81.— С. 54—61.

133. Соскин И. М., Денисов В. В. Расчет стационарной циркуляции вод Балтийского моря для двух типов полей ветра//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 41.— С. 31—45.

134. Соскин И. М., Розова Л. В. Водообмен между Балтийским и Северным морями//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 41.— С. 9—30.

135. Соскин И. М., Кузнецова Л. Н., Соловьев В. И. Течения Балтийского моря на основе обработки гидрологических наблюдений динамическим методом//Тр. ГОИН.— 1963.— Вып. 73.— С. 76—95.

136. Справочные данные по режиму ветров и волнения в морях, омывающих берега СССР. Регистр СССР.— Л.: Морской транспорт, 1961.— 156 с.

137. Средний уровень Балтийского моря.— Л., 1951.— 399 с.

138. Суставов Ю. В. Водообмен Балтийского моря с Северным и его основные компоненты//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— С. 45—56.

139. Суставов Ю. В., Михайлов А. Е. Основные виды движений и оценка их вклада в общую динамику вод Балтийского моря//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 5—13.

140. Суставов Ю. В., Михайлов А. Е. Течения в Датских проливах и Каттегате (схема циркуляции по данным плавмаяков)//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 25—28.

141. Суставов Ю. В., Чернышева Е. С. Численное моделирование внутренних волн Балтийского моря на основе решения двумерных уравнений динамики двухслойной жидкости//Тр. ГОИН.— 1978.— Вып. 147.— С. 103—110.

142. Суставов Ю. В., Чернышева Е. С. Двухслойная математическая модель Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1980.— Вып. 152.— С. 3—16.

143. Суставов Ю. В., Чернышева Е. С. Численные эксперименты по моделированию синоптических вихрей в Балтийском море//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1983.— Вып. 13.— С. 28—33.

144. Суставов Ю. В., Михайлов А. Е., Чернышева Е. С. Скрытые вихри//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 56—61.

145. Суставов Ю. В., Чернышева Е. С., Михайлов А. Е. Скрытые вихри Балтийского моря//Тр. ГОИН.— 1980.— Вып. 152.— С. 17—37.

146. Суставов Ю. В., Чернышева Е. С., Михайлов А. Е. Результаты математического моделирования гидрофизических полей Балтийского моря как многослойного бассейна с переменным водообменом//II Всесоюз. съезд океанологов. Тез. докл. Вып. 1.— Севастополь, 1982.— С. 33.

147. Суставов Ю. В., Чернышева Е. С., Цуприва И. Е. Исследование ветровых течений Балтийского моря на основе математической модели взаимодействия пограслоев//Тр. ГОИН.— Вып. 157.— С. 29—43.

148. Тамсалу Р. Э. О моделировании физических, химических и биологических процессов, протекающих в Балтийском море//Динамика вод Балтийского моря.— Таллин, 1975.— С. 50—57.

149. Тамсалу Р. Э. Моделирование динамики и структуры вод Балтийского моря.— Рига, 1979.— 151 с.

150. Филатов Н. Н. Динамика озер.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 166 с.

151. Чернышева Е. С. О моделировании длинных внутренних вод//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 3.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— С. 50—54.

152. Шахвердов Д. В. и др. Временная изменчивость структуры течений в Невской губе//Сборник работ Ленинградской ГМО.— 1981.— Вып. 12.— С. 41—47.

153. Шушов Н. Д. Волнение Невской губы//Метеорология и гидрология.— 1947.— И 3.— С. 50—58.

154. Шокальский Ю. М. Океанография.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 538 с.

155. Шпиндлер И. Б. Колебания уровня и течения р. Невы и Невской губы//Записки по гидрографии.— 1913.— Вып. 36.— С. 147—195.

156. Элькен Ю. Я. Характеристики синоптических вихрей в Балтийском море. Пространственно-временные структуры гидрохимических и гидрофизических характеристик морей.— Таллинн, 1981.— С. 14—17.

157. Якоби Н. О. Опыт определения гармонических постоянных приливных волн в устье р. Невы по данным лимнографа Главной физической обсерватории//Изв. Рос. гидролог. ин-та.— 1923.— № 6.— С. 1—12.

158. Якоби Н. О. О приливах и отливах у Кронштадта и в устье реки Невы//Изв. Рос. гидролог. ин-та.— 1923.— № 6.— С. 13—14.

159. Якубовский О. В. Уточненная карта вертикальных движений земной коры побережья Балтийского моря//Современные движения земной коры.— Тарту,— 1973.— № 5.— С. 72—78.

160. Aitsam A., Elken J. Synoptic scale variability of hydrophisical fields in the Baltic Proper on the basis of CTD measurements//Hydrodynamics of semi-enclosed seas.— Amsterdam, 1982.— P. 433—468.

161. Aitsam A. et al. Preliminary results of the study of spatial and temporal characteristics of the synoptic variability in the Baltic//The Investigations and Modelling of Processes in the Baltic Sea. Pt 1.— Tallinn. 1981.— P. 70—98.

162. Aitsam A. et al. Physical and chemical variability of the Baltic Sea: a joint experiment in the Gotland Basin// Continental Shelf Research.— 1984.— Vol. 3. N 3.— P. 291—310.

163. Alenius P., Mälkki P. Some results from the current measurement project of the Pori-Rauma region//Fin. Mar. Res.— 1978.— N 244.— P. 52—63.

164. Ambjörn C., Gidhagen L. Vatten — och Materialtransporter mellan Bottniska viken och Östersjön//SMHI. Norrköping.— 1979.— N RHO 19.— 78 s.

165. Belyew M. M. et al. Analysis of the observation data in the Baltic Sea by the methods of periodically-correlated stochastic processes//Proc. 13th Conf. Balt. oceanogr.— Helsinki, 1982.— P. 135—154.

166. Belyew M. M., Lazarenko N. N., Rozhkov V. A. The Baltic Sea mean level and its variability// Proc. 13th Conf. Balt. oceanogr.— Helsinki, 1982.— P. 154—162.

167. Bendykowska G. Falowanie morskie wzdlur polskiego Wybrzeza Baltyku//Inst. Mor.— 1983.— Vol. 4. N 6.— P. 441—443.

168. Beobachtungen auf Deutschen Feuerschiffen der Nord und Ostsee in Jahre 1973 sowie//Dtsch. Hydrogr. Inst.— 1974.— N 39.— 157 p.

169. Beobachtungen auf den Deutschen Mebstationen der Nord- und Ostsee in Jahre 1986 sowie//Dtsch. Hydrogr. Inst.— 1987.— N 6.— P. 2—7.

170. Bladh J-O. Strömunderersökningar utanfor Angermanalvens mynning 1978 i samband med passiv utvandring av sikyngel (Coregonus Lavaretus L.)//Medd. Havsfiskelab., Lysekil.— 1980.— N 264.— 39 p.

171. Brekhovskikh L. M. et al. Historical Evolution of Modern Oceanography towards Ladge Scale Experiments in the Ocean//Proc. R. S. E. (B).— 1971/72.— Vol. 72. N 34.— P. 351—356.

172. Bulletin Hydrographque. Pour Annee juillet 1913-juin 1914//Cons. Perm. Intern. Explor. Mer.— Copenhagen, 1915.

173. Catalog of instrumentally-measured wave data// Mar. Inform.— 1979.— N 1.— 307 p.

174. Cooperative Synoptic Investigation of the Baltic 1964//Cons. Intern. Explor. Mer. Ser. Hydrograph.— Copenhagen,— 1968. Vol. 2.— 176 p.; Vol. 3.— 266 p.; Vol. 4.— 181 p.; Vol. 5.— 173 p.

175. Crone C. Flux et reflex des mers qui enviroment be Danemark//Rapp. du Service Mareographiqui de Institut Meteorologique de Danemark.— Kopenhagen, 1906.— 30 s.

176. Defant A., Schubert O. Strommessungen und Ozeanographische Serien — Beobachtungen der 4-Landerunternehmung in Kattegat 10—17 August 1931//Veröff. Inst. für Meereskunde Univ. Berlin. Ser. A. Geograph.— Naturwiss. Reihe,— 1934.— H. 25.— 144 s.

177. Dietrich G. Oberflächenstomungen in Kattegat, im Sund und der Beltsee//Dtsch. Hydrogr. Z.— 1951.— Bd. 4.— H. 4/6.— S. 129—150.

178. Dietrich G., Scholl F. Wasserhaushalt und Strömungen//Meereskunde der Ostsee.— Berlin—Heidelberg— New York: Springer—Verlag, 1974.— S. 33—41.

179. Ehlin U., Ambjörn C. Oceanografiska Undersökningar i Alands Hav//SMHI.— Stocholm, 1975.— HB Rep. N 10.— 54 p.

180. Felsenbaum A. J. Obliczanie pradov w strefie przybrzeznej//Dynamika Morza.— 1976.— Vol. 2. N 16.

181. Granqvist G. Einige Gezeitenberechnungen für den Finnischen Meerebusen//Fennia.— 1937.— Vol. 65.— N 1.— S. 3—10.

182. Granqvist G. Hydrographical observations made on board the s/s „Aranda" during the International investigation of the Central Baltic July—August 1939. I. Temperature, Salinity and Oxygen//Merentutk. Julk.— 1940.— N 128.— 24 p.

183. Gustaffsson T., Otterstedt B. Observations de courants dans la Baltique 1931//Svenska Hydrogr.-Biol. Komm. Skr. Ny Ser. Hydrogr.— 1932.— Vol. 11.— 12 s.

184. Gustaffsson T., Kullenberg B. Trägheitströmmungen in der Ostsee//Göteborgs Kungl. Velens — Kaps — Och Vitterheits.— Handlingor.— 1933.— Ser. B.— Bd. 3.— N 6.— S. 3—7.

185. Gustaffsson T., Kullenberg B. Untersuchungen von Trägheits Strömungen der Ostsee//Svenska Hydrogr.-Biol. Komm. Skr. Ny Ser. Hydrogr.— 1936.— Vol. 13.— S. 1—27.

186. Handbuch der Ostsee.— Rostock, 1969.— 509 s.

187. Hari J. On tidal and seiches waves in the Helsinki sea area//Proc. 8th Conf. Balt. Oceanogr.— Copenhagen.— N 14.— 9 p.

188. Hela I. Drift Current and Permanent Flow//Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys.— Math. Hgf.— 1952.— Vol. 16.— N 14.— 28 p.

189. Hela I. Vertical Eddy diffusivity of waters in the Baltic sea//Geophysica.— 1966.— Vol. 9.— N 3.— P. 219—234.

190. Hela I. The Alands Sea, its Surface Topography and Stationary Currents//Geophysica.— 1973.— Vol. 13.— N 1.— P. 17—42.

191. Hela I., Laurila E. Hydrographische Beobachtungen an board vom Finnischen Forschungsdampfer „Aranda" während des Internationalen Ostsee — Expedition im Juli und August 1939. II. Strombeobachtungen//Merentutk. Julk.— 1941.— N 131.— P. 1—14.

192. Hogstrom U., Hogstrom A. The wind regime in coastal areas with special reference to results obtained from the Swedish wind energy programm//Bound — Lag. Meteorol.— 1984.— Vol. 30.— H 1—4.— P. 351—373.

193. Hollan E. Das Spectrum der internen Bewegungsvorgänge der westlichen Ostsee im Periodenbereich von 0,3 bis 60 minuten. Teil 1. Interpretation der wellenförmigen Bewegungsanteile//Dtsch. Hydrogr. Z.— 1966.— Bd. 19.— H. 5.— S. 193—218.

194. Hollan E. Die Veränderlichkeit der Strömungvertellung im Gotland Becken am Beispice von Strömungsmessungen im Gotland — Tief//Kieler Meeresforsch.— 1969.— Bd. 25.— H. 1.— S. 19—70.

195. Hollan E. Eine physikalische Analyse kleinräumiger Änderungen chemischer Parameter in der tiefen Wasserchichten der Gotlandsee//Kieler Meeresforsch.— 1969.— Bd. 25.— H. 2.— S. 255—267.

196. Hollan E. Kurzperiodische interne Wellen des Meeres als Folge kleinraumiger kuzzeitig wirksamer ausserer Kräfte//Dtsch. Hydrogr. Z.— 1972.— Bd. 25.— H. 1.— S. 14—37.

197. Hollan E. Tiefenkarte vom zentralen des Ostlichen Gotlandbeckens//Dtsch. Hydrogr. Z.— 1973.— Bd. 26.— S. 114—118.

198. Homen T. Hydrographische Untersuchungen in Nördlichen Teile der Ostsee, im Bottnischen und Finnischen Meerbusen in den Jahren 1898—1904//Finnl. Hydrogr.-Biol. Untersuch. Helsingfors.— 1907.— N 1.— 46 s.

199. Jankowski A. Matematyczne modelowanie pola przeplywow w Morzu Baltyckim//Prace Habilitacyjne. PAN.— 1988.— 281 s.

200. Jankowski A., Catewicz Z. Certain Estimation of the horizontal Eddy — Viscosity coefficient in the Baltic Sea//Proc. 13th Conf. Balt. Oceanogr.— Helsinki, 1982.— Vol. 1.— P. 361—367.

201. Jankowski A., Kowalik Z. Diagnostic model of wind and density driven currents in the Baltic Sea//Oceanologia Acta.— 1980.— Vol. 3.— N 3.— P. 301—308.

202. Jednoral T. Falowanie poludniowego Baltyku// Stad. i mater. oceanol. PAN. Dyn. Morza.— 1988.— N 6.— P. 115—144.

203. Joint Skagerrak Expedition 1966. Current measurements and turbidity records//ICES Oceanographic Data Lists.— Copenhagen, 1969.— Vol. 4.— 151 p.

204. Kalinina L. I., Mikhailov A. E., Sustavov I. V. The role of dynamic processes of Slupsk Chule in

the formation of Deep Layers Central Baltic//Proc. 13th Conf. Balt. Oceanogr.— Helsinki, 1982.— P. 35.

205. Katalog der Grobwetterlagen Europas (1881—1978)//Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach.— 1977.— N 113.

206. Kielman J. Mesoscale Eddies in the Baltic//Proc. 11th Conf. Balt. Oceanogr.— Rostock.— 1978.— Vol. 2.— P. 729—755.

207. Kielman J., Krauss W., Keunecke K.-H. Current and stratification in the Belt Sea and the Arcona Basin during 1962—1968//Kieler Meeresforsch.— 1973.— Bd. 29.— H. 2.— P. 90—111.

208. Kielman J., Krauss W., Magaard L. Über die Verteilung der kinetischen Energie im Bereich der Trägheits und Seichesfrequenzen der Ostsee im August 1964 (Internationales Ostseeprogramm)//Kieler Meeresforsch.— 1969.— Bd. 25.— H. 2.— S. 245—255.

209. Kimmo K., Kahma. On two peaked wave spectra// Fin. Mar. Res.— Helsinki.— 1981.— H. 248.— P. 87—116.

210. Korhonen O. Alustava selvitys Lovisan Hästholmsfjärdenin virtausmittauksista 1971//Meri.— 1975.— N 2.— S. 3—44.

211. Kowalic Z. Internal waves in the Baltic Sea//Acta Geophys. Polon.— 1963.— Vol. 11.— N 3.— P. 171—178.

212. Kowalik Z. Power spectra and numerical calculation of the Gdansk Bay seiches//Acta Geophys. Polon.— 1968.— Vol. 16.— N 3.— P. 265—273.

213. Kowalik Z. Wind-driven circulation in a shallow sea with application to the Baltic sea-II//Przeglad Geof.— 1970.— Vol. 15(23).— N 2.— S. 145—162.

214. Kowalik Z. Wind-driven circulation in a shallow stratified sea//Dtsch. Hydrogr. Z.— 1972.— Bd. 25.— H. 6.— S. 265—278.

215. Kowalik Z., Taranowska S. Horisontal Ladgescale turbulence in the Baltic Sea//Cahiers Oceanogr.— 1967.— Vol. 19.— N 4.— P. 295—309.

216. Kowalik Z., Taranowska S. Density currents in the Baltic//Oceanologia (PNR).— 1974.— Vol. 3.— P. 5—31.

217. Kowalski T. Wysokoscfal na Baltyku//Techn. i gospod. morska.— 1965.— Vol. 15.— N 1.— P. 23.

218. Krauss W. Zum System der internen Seiches der Ostsee//Kieler Meeresforsch.— 1963.— Bd. 19.— H. 2.— S. 119—132.

219. Krauss W. Interne Wellen in einen exponentiell geschichteten Meer//Kieler Meeresforsch.— 1964.— Bd. 20.— H. 2.— S. 109—123.

220. Krauss W. Das Spectrum der internen Bewegungsvorgänge der Ostsee im Periodenbereich von 0,5—7 Stunden// Kieler Meeresforsch.— 1966.— Bd. 22.— H. 1.— S. 29—34.

221. Krauss W. Typical features of internal wave spectra//Progress in Oceanography.— Pergamon Press.— 1969.— Vol. 5.— P. 95—101.

222. Krauss W. Interne Wellen//Meereskunde der Ostsee.— 1974.— S. 77—84.

223. Krauss W. Inertial waves in an infinite channel of rectangular cross section//Dtsch. Hydrogr. Z.— 1979.— Bd. 32.— H. 6.— S. 248—266.

224. Krauss W., Magaard L. Zum Spectrum der Internen Wellen der Ostsee//Kieler Meeresforsch.— 1961.— Bd. 17.— H. 2.— S. 137—147.

225. Krauss W., Magaard L. Zum System der Eigenschwingungen der Ostsee//Kieler Meeresforsch.— 1962.— Bd. 18.— H. 2.— S. 184—186.

226. Krauss W., Magaard L. Spectrum der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958//Kieler Meeresforsch.— 1966.— Bd. 22.— H. 2.— S. 155—162.

227. Kullenberg B. Interne Wellen im Kattegat// Svenska Hydrogr.-Biolog. Komm. Skr. Ny Ser. Hydrogr.— 1935.— Vol. 12.— 17 s.

228. Kullenberg B., Hela I. Om Trägheitssvangningar i Östersjön//Svenska Hydrogr.-Biolog. Komm. Skr. Ny Ser. Hydrogr.— 1942.— Vol. 16.— S. 1—14.

229. Laske M. General characteristics of the Southern Baltic water level variations and daily mean water level values in the Bay of Gdansk for the 11-year period 1055—1965// Intern. Hydrogr. Rev.— 1966.— Vol. 43.— N 2.— P. 45—73.

230. Lechner G. Interne Wellen in der Ostsee//Truppenpraxs.— 1969.— N 9.— S. 778—780.

231. Lende A. Sea Current in the Strait of Irbe by the Ligthship „Ovisi".— Riga, 1939.— P. 1—16.

232. Lisitzin E. Die Gezeiten des Bottnischen Meerbusens//Fennia.— 1943.— Vol. 67.— N 4.— S. 3—47.

233. Lisitzin E. Die Gezeiten des Finnischen Meerbusens//Fennia.— 1944.— Vol. 68.— N 2.— S. 3—19.

234. Lisitzin E. On current velocity in the Northern Baltic//Fennia.— 1949.— Vol. 71.— N 3.— P. 1—14.

235. Lisitzin E. On internal waves in the Northern Baltic//Merentutk. Julk.— 1953.— N 161.— 10 p.

236. Lisitzin E. Uninodal seiches in the oscillation system Baltic proper — Gulf of Finland//Tellus.— 1959.— Vol. 11.— N 4.— P. 459—466.

237. Lisitzin E. The tides in the Strömma Sound// Geophysica.— 1967.— Vol. 9.— N 4.— P. 327—330.

238. Lisitzin E. Sea-level changes.— Amsterdam, 1974.— 286 p.

239. Lopatukhin L. J. et al. The Baltic sea zoning by means of wind and wave probability characteristic//Proc. 13th Conf. Balt. Oceanogr.— Helsinki, 1982.— P. 525—534.

240. Magaard L. Wasserstandschwankungen und Seegang//Meereskunde der Ostsee.— Springer—Verlag, 1974.— S. 67—75.

241. Martensson N., Bergdahl L. On the wave climate of the southern Baltic//Rept. Dep. Hydraul. Chalmers Univ. Technol.— 1987.— A. N 15.— I—III.— P. 1—63.

242. Matthaus W. et al. Untersuchung der Wasseraustauschpozesse in Bereich der Darser Schwelle//Beitr. Meeresk.— 1982.— H. 47.— S. 31—50.

243. Mälkki P. On the variability of currents in a coastal region of the Baltic Sea//Merentutk. Julk.— 1975.— N 240.— 56 p.

244. Mälkki P., Tamsalu R. Wave motion//Fin. Mar. Res.— 1985.— N 252.— P. 84—101.

245. Meereskundliche Beobachtungen auf Deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee.— Deutschen Seewarte. Hamburg.— 1924—1942.

246. Meisner O. Seiches der Ostsee//Physikalische Zeitschr.— 1922.— N 23.— S. 121—123.

247. Merentutkimuslaitoksen Julkaisu.— Helsinki, 1914—1957.

248. Merevee Temperatuuri, Soolsuse ja Voolu vaatlused 1924—1928.— Tartus, 1930.— 102 s.

249. Merevee Temperatuuri, Soolsuse ja Voolu vaatlused 1929—1934.— Tartus, 1935.— 100 s.

250. Möller P., Svansson A. The Baltic Entrance Project: current measurements in the Northern Kattegat 1974—1977//Medd. Havsfiskelab. Lysekil.— 1982.— N 277.— 36 p.

251. Neumann G. Die Windströmmungen im Adlergrund//Ann. der Hydr. und Marine Meteorol.— 1939.— N 2.— 42 s.

252. Neumann G. Eigenschwigungen der Ostsee//Archiv Dtsch. Seewarte und Marineobserv.— Hamburg.— 1941.— Vol. 61.— N 4.— 59 s.

253. Olssen B. Repot on investigations of some Drift Bootles in the Baltic//Medd. Havsfiskelab. Lysekil.— 1968.— N 57.— 17 p.

254. Onoszko J. Badania falowania wodnego prowadzone w Politechnice Gdanskiej//Inst. mor.— 1985.— N 3.— P. 108—112.

255. Palmen E. Untersuchungen über die Strömungen in der Finland ungebendeden Meeren//Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys.-Math. Helsinki.— 1930.— Vol. 5.— N 12.— 94 s.

256. Pettersson H., Kullenberg B. Boundary waves in the Kattegat//Kungl. Vetens—Kaps—Och Vitterhets. Samhälles Handlingor.— Göteborg.— 1933.— Ser. B.— Bd. 3.— N 5.— P. 3—26.

257. Report Fishery Board of Sweden. Ser. Hydrogr.— Göteborg, 1948—1969.

258. Ronicwer P., Rudowski S. Экспедиция стран — членов СЭВ „Любятово-76"//Prz. geol.— 1977.— Vol. 25.— N 10.— P. 491—494.

259. Rossiter J. R. The analasis of Tidal Streams — Laesö — Rende//Tidal Inst. Intern. Rep.— 1968.— N 12.— P. 1—3.

260. Sager G. Gezeiten und Gezeitenströme in der Ostsee//Wiss. Z. Univ. Rostock. Math.-Naturwiss. Reihe.— 1967.— Vol. 16.— N 9—10.— S. 1215—1217.

261. Siefern W. Seegangamessungen in Elbmund ungsgebiet Wahrend der Herbsturmluten 1973//Dtsch. gewasserk. Mitt.— 1975.— Vol. 19.— N 3.— S. 82—88.

262. Simons T. J. Wind-driven circulation in the southwest Baltic//Tellus.— 1978.— Vol. 30.— N 3.— P. 272—283.

263. Stellmacher R. Versuch in der Kustennahen Zoneens dem Wind vector//Z. Meteorol.— 1976.— Vol. 26.— N 1.— S. 33—34.

264. Stjernereutz A. Anmärkningar rörande Strömmarne i Östersjön//Acta Soc. Sci. Fennica.— 1861.— Vol. 6.— 369 p.

265. Sustavov J. V., Chernyshova E. S., Mikhailov A. E. On the Synoptic Eddy Genesis in the Baltic Sea//

Proc. 11th Conf. Balt. Oceanogr.— Rostock.— 1978.— Vol. 2.— P. 795—805.

266. Sustavov J. V., Chernyshova E. S., Tzuprova I. E. Numerical experiments on modelling of two-layers and three-layers circulation in the Baltic Sea//Proc. 13th Conf. Balt. Oceanogr.— Helsinki.— 1982.— Vol. 2.— P. 694—704.

267. Sustavov J. V., Chernyshova E. S., Tzuprova I. E. The modelling of the non-stationary currents, unternal waves and levels of the Baltic Sea as three-layer basin// Proc. 14th Conf. Balt. Oceanogr.— Abstracts. Gdynia, 1984.— P. 39.

268. Svansson A. Some experiments with the dynamic method in trans-Baltic waters//ICES C. M.— 1959.— 11 p.

269. Svansson A. Determination of the Wind Stress Coefficient by Water Level Computations//5th Conf. Balt. Oceanogr.— Leningrad, 1966.— 18 p.

270. Svansson A. Physical and Chemical Oceanography of the Skagerrak and the Kattegat. 1. Open sea conditions// Fish. Bd. Sweden.— 1975.— N 1.— 70 p.

271. Svenska Hydrografik-Biologiska Konum. Skr. Fyrskeppsundersökningar.— Göteborg, 1924—1947.

272. Szymborski S. The phenomen of seiche in the Gulf of Gdansk on the 17th January 1955//Acta Geophys. Polon.— 1956.— Vol 4.— N 1.— P. 33—42.

273. The Belt Project. Physical measurements in the open Danish waters 1974—1977, and their storage/H. H. Kruse, T. S. Jacobsen, P. B. Nielsen.— Denmark.— Copengagen.— January, 1980.— 161 p.

274. The Belt Project. Sea water exchange of the Baltic. Measurements and method/Jacobsen T. S.— Denmark.— Copenhagen.— December, 1980.— 107 p.

275. Thiel G. Einiges über die Ergebnisse von Strombeobachtungen in der westlichen Ostsee//Ann. Hydrogr. und Maritimen Meteorol.— Berlin.— 1943.— H. 4/6.— S. 226—231.

276. Thorade H. Über Stromunruche, nach Beobachtungen im Kattegat, August 1931//Ann. Hydrogr. und Maritimen Meteorol.— Berlin.— 1934.— Vol. 62.— S. 365—377.

277. Thorade H. Über Gezeitenström im Fehmarnbelt// Ann. Hydrogr. und Maritimen Meteorol.— Berlin.— 1943.— H. 4/6.— S. 231—236.

278. Uusitalo S. Numerical investigation of the influence of wind on water level and currents in the Gulf of Bothnia. A preliminary experiments//Merentutk. Julk.— 1971.— N 235.— P. 25—68.

279. Water Stage, Sea Current and Sediment Novement Observations at the Coast of Latvia 1929—1933.— Riga, 1936.— P. 53—128.

280. Wilmot W. A numerical model of the gravitional circulation in the Baltic//Proc. 9th Conf. Balt. Oceanogr.— Kiel, 1974.— P. 73—113.

281. Witting R. Untersuchungen zur kenntnis der Wasserbewegungen und der Wasserumsetzung in den Finland Umgebenden Meeren. I. Der Bottnische Meerbusen in den Jahren 1904- und 1905//Finnl. Hydrogr.-Biol. Untersuch. Helsingfors.— 1908.— N 2.— 246 s.

282. Witting R. Tidvatten Östersjön och Finska Viken.// Fennia.— 1911.— Vol. 29.— N 2.— 84 s.

283. Witting R. Zusammenfassende übersicht der hydrographie der Bottnischen und Finnischen Meerbusens und der Nördlichen Ostsee nach den untersuchungen bis ende 1910// Finnl. Hydrogr.— Biolog. Untersuch. Helsingfors.— 1912.— 82 s.

284. Witting R., Pettersson H. Thalassologische Beobachtungen in Alands- und Schärenmer im Juli 1922 und 1923//Merentutk. Julk.— 1925.— N 30.— 39 s.

285. Wolf G. Die haline Schichtung im Seegebicht der Darser Schwelle//Beitr. Meereskunde.— 1973.— H. 32.— S. 137—146.

286. Wübber Ch., Krauss W. The two-dimensional seiches of the Baltic Sea//Oceanolog. Acta.— 1979.— Vol. 2.— N 4.— P. 435—446.

ЧАСТЬ 6. ТИПОВЫЕ ПОЛЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ЗОНЕ ДАТСКИХ ПРОЛИВОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ И СКОРОСТЯХ ВЕТРА

6.1. Типовые поля атмосферного давления

Типизация полей атмосферного давления в южной части Балтики и зоне Датских проливов была выполнена в связи с необходимостью более детальных исследований особенностей циркуляции вод в этом регионе и водообмена между Балтийским и Северным морями.

Все атмосферные процессы, влияющие на гидрологический режим Балтийского моря, могут быть представлены различными типами атмосферной циркуляции, характеризующими, как правило, синоптические процессы над атлантико-европейским сектором [4, 5, 7, 11, 16] или над северным полушарием в целом [6]. Однако эти типы циркуляции носят глобальный характер и не позволяют детализировать процессы над отдельными районами моря.

Для исследования циркуляции вод и водообмена в зоне Датских проливов при различных направлениях и скоростях ветра необходимо обратиться к более локальным типизациям атмосферных процессов.

Сведения о типовых атмосферных процессах над центральной частью Балтийского моря, приведенные в «Атласе волнения и ветра Балтийского моря» [1] и в «Атласе типовых полей ветра» [3], не дают представления о типовых полях атмосферного давления и соответствующих переносах воздушных масс над заливами и зоной Датских проливов. Поэтому был проведен анализ большого ряда реальных синоптических ситуаций, соответствующих типовым картам, но включающих также заливы и проливы. В результате выделены наиболее характерные для данного типа ветра барические поля, позволяющие рассчитывать скорость ветра над исследуемой акваторией и соответственно циркуляцию вод.

6.1.1. Исходные данные и методика исследований

В качестве исходного материала, необходимого для выполнения настоящей работы, были взяты синоптические карты из немецких ежедневных бюллетеней [15, 22] за 1958—1987 гг., а в отдельных случаях, для уточнения, данные из фондов СевЗапгидромета за тот же период. Кроме того, использовался атлас, составленный в Эстгидромете на основе синоптических карт за десять лет, с 1952 по 1961 гг. [1], и атлас, подготовленный в Клайпедской ГМО на синоптическом материале за 1956—1965 гг. [3].

В основу типизации в атласе [1] положено заданное направление ветра. Всего в [1] выделено 11 типов полей ветра, из которых восемь соответствуют основным румбам, а остальные наблюдаются при ветре переменных направлений над Балтийским морем при различных барических ситуациях (ложбина, гребень и циклон над морем). Рассматриваются только такие ситуации, когда над морем скорость ветра составляет 5 м/с и более. Поля ветра внутри каждого типа распределяются по градациям скорости: 3—9, 10—15, 16—20 и более 20 м/с.

В атласе [3] выделено восемь типов полей ветра по основным румбам и «нулевая группа» со скоростью ветра менее 5 м/с. Районирование в [3] произведено так же, как и в [1], только по центральной части моря, разделенной на пять районов. Каждый район характеризуется определенным направлением ветрового потока. При этом допускается практически одинаковое осредненное распределение скорости ветра в период сохранения типовой синоптической ситуации.

Совместный анализ двух типизаций и их сопоставление с фактическими полями давления и ветра выявили ряд неточностей в атласе [3]. Так, скорости ветра в [3], в некоторых случаях не отвечают принятым градациям скорости ветра, а фактическое направление ветра в отдельных районах отличается от типового, рекомендованного в [1]. В связи с этим при выборе типовых барических ситуаций над районом Датских проливов и южной части Балтийского моря в качестве базовых ситуаций нами использовались карты из атласа [1]. В отдельных случаях, для северных, северо-восточных и восточных ветров скоростью 16—20 м/с (сведения о которых отсутствуют в [1]) использовались аналогичные типовые ситуации из [3].

Для получения приземных типовых карт атмосферного давления и поля ветра применялся подход, который можно назвать методом дополнения или выборки, как это предлагается в [10]. Суть его заключается в следующем. Для заданной градации направления и скорости ветра устанавливалось типовое барическое поле согласно атласу [1], или, при определенных направлениях ветра, согласно атласу [3]. В качестве дополнительного материала использовались схемы синоптических положений из [1], характеризующие макромасштабное распределение барического поля на северо-западе Европы и части Северной Атлантики. Затем из серии приземных синоптических карт подбирались такие ситуации, которые по ряду признаков, таких, как положение и глубина определяющего барического образования, направление изобар и скорость ветра, соответствовали выбранному типовому полю. Из выбранного числа синоптических ситуаций (от 5 до 20) устанавливалась ситуация наиболее адекватная типовому полю.

6.1.2. Особенности типовых полей атмосферного давления над Датскими проливами

При подборе типовых ситуаций над районом исследования рассматривались четыре градации скорости ветра: 5—9, 10—15, 16—20 и более 20 м/с и 11 типовых полей ветра (те же, что и в [1]). Рассматриваемые ситуации представлены в виде следующих карт (рис. 1—23 приложения):

— схемы макромасштабного распределения атмосферного давления для каждого типового на-

правления ветрового потока над Балтийским морем (по [1]);

— карты приземных типовых синоптических ситуаций над Балтийским морем, приуроченных к конкретной дате (что позволяет использовать их при моделировании нестационарных процессов);

— карты типовых полей приземного атмосферного давления над Датскими проливами (часть типовой синоптической ситуации, отнесенной к конкретной дате).

Для оценки связности синоптических ситуаций над акваториями Балтийское море — Датские проливы был проведен анализ повторяемости ветров различных направлений над этой территорией. Использовались данные о повторяемости ветров из [1], относящиеся к Балтийскому морю, и соответствующие данные плавмаяков за 1952—1961 гг., характеризующие ветровой режим Датских проливов [21]. Результаты сопоставления, приведенные в табл. 6.1, показали незначительное расхождение между сравниваемыми величинами, что позволяет рекомендовать использовать для оценки повторяемости типовых барических полей над Датскими проливами данные атласа [1].

Таблица 6.1

Повторяемость различных направлений ветра за год над морем и над проливами

Направление ветра		Повторяемость, %	
над морем	над проливами	над морем	над проливами
С	С, СЗ	8,4	7,9
В	В, СВ	7,8	8,6
З	З, СЗ	19,5	18,5
Ю	Ю, ЮЗ	15,2	14,0

Сравнительный анализ карт типовых полей атмосферного давления над морем и над проливами выявил ряд особенностей ветровых переносов над зоной проливов.

Различие в направлениях ветра над проливами и над морем при одной и той же синоптической ситуации может составлять 0—45°, в зависимости от положения и глубины барических образований.

Так, расположение циклона севернее района исследования, т. е. над Скандинавией, а в дальнейшем над ЕЧС, обусловливает изменение направления ветра от юго-западного и западного над морем к северо-западному и северному над проливами и южной частью Балтийского моря (рис. 13, 15 приложения).

Если циклон располагается на западе, северо-западе относительно Балтийского моря, а затем смещается к северу, то это обусловливает изменение направления изобар и, как следствие,— изменение направления ветра над проливами от южного к юго-западному (рис. 9 приложения).

При юго-западных ветрах над морем в зоне проливов, как правило, отмечаются ветры западных, а иногда северо-западных румбов (рис. 11 приложения). В то же время при анализе синоптического материала встречались ситуации, когда отмечалось обширное поле ветрового потока одного направления как над проливами, так и над морем (около 15 % случаев). Подобные ситуации сопровождались в основном юго-западными ветрами, связанными с крупными циклоническими образованиями, охватывающими Северную Атлантику и северо-запад Европы, размеры которых значительно превышали площадь Балтийского моря. Такие ситуации были выделены в дополнительный тип, который можно назвать «обширный циклонический процесс».

Если же циклон смещается южнее Балтийского моря, то направление ветра меняется от юго-восточного к восточному и затем к северо-восточному. При южном положении циклона относительно Балтийского моря барическая ложбина может быть ориентирована на северо-запад, запад, и нередко при восточных ветрах над морем над районом проливов могут наблюдаться северо-восточные ветры (рис. 6 приложения). Указанные особенности наиболее ярко проявляются при градациях скорости ветра 16—20 и более 20 м/с, в основном при си-

Таблица 6.2

Направления и скорости ветра над Балтийским морем (центральная часть) и Датскими проливами, соответствующие типовым полям атмосферного давления

Направление ветра, барическая ситуация		Скорость ветра, м/с		$v_Д/v_Б$
над морем	над проливами	над морем	над проливами	
С	С	5—9	5—9	1,0
С	С	10—15	5—9	0,6
С	С	16—20	10—15	0,7
С	СЗ	>20	16—20	0,8
СВ	СВ	5—9	5—9	1,0
СВ	СВ	10—15	5—9	0,6
СВ	СВ	16—20	10—15	0,7
СВ	СВ	>20	16—20	0,8
В	В, СВ	5—9	5—9	1,0
В	В, СВ	10—15	10—15	1,0
В	В, СВ	16—20	10—15	0,7
В	В, СВ	>20	16—20	0,8
ЮВ	ЮВ	5—9	5—9	1,0
ЮВ	ЮВ	10—15	10—15	1,0
ЮВ	ЮВ	16—20	16—20	1,0
ЮВ	ЮВ	>20	>20	1,0
Ю	Ю	5—9	5—9	1,0
Ю	Ю	10—15	5—9	0,6
Ю	Ю	16—20	16—20	1,0
Ю	Ю	>20	16—20	0,8
ЮЗ	З	5—9	5—9	1,0
ЮЗ	З	10—15	10—15	1,0
ЮЗ	З	16—20	10—15	0,7
ЮЗ	З	>20	16—20	0,8
ЮЗ	ЮЗ	5—9	5—9	1,0
ЮЗ	ЮЗ	10—15	10—15	1,0
З	З	5—9	5—9	1,0
З	З	10—15	10—15	1,0
З	СЗ	16—20	10—15	0,7
З	СЗ	>20	16—20	0,8
СЗ	СЗ	5—9	5—9	1,0
СЗ	СЗ	10—15	10—15	1,0
СЗ	СЗ	16—20	16—20	1,0
СЗ	СЗ	>20	>20	1,0
Циклон	СЗ	5—9	5—9	1,0
„	СЗ	10—15	10—15	1,0
„	СЗ	16—20	16—20	1,0
„	СЗ	>20	>20	1,0
Ложбина	З	5—9	5—9	1,0
„	З	10—15	10—15	1,0
„	З	16—20	10—15	0,7
„	З	>20	16—20	0,8
Гребень	Ю	5—9	5—9	1,0

Примечания: 1. Направление ветра рассматривается как показатель типового поля атмосферного давления. 2. Здесь $v_Д$, $v_Б$ — средняя по градации скорость ветра в зоне Датских проливов и над центральной частью Балтийского моря соответственно.

туациях, характеризующих тыловую часть циклона.

В отдельных случаях при одном типовом распределении атмосферного давления над зоной проливов отмечается изменение не только направления, но и скорости ветра относительно акватории Балтийского моря.

При синоптических ситуациях, определяющих северо-западные и юго-восточные ветры над морем, над зоной проливов имеют место ветры этих же направлений при всех градациях скорости ветра.

Для случаев расположения над морем небольших барических образований, сопзмеримых с размерами моря, в атласе [1] выделены три самостоятельных типа: 1) циклон над морем, 2) ложбина над морем, при которой над зоной Датских проливов наблюдаются ветры западных и северо-западных направлений, 3) барический гребень над морем, при котором над проливами наблюдаются южные и юго-западные ветры.

Сравнительные характеристики направлений и скоростей ветра над морем и проливами для различных типовых полей атмосферного давления представлены в табл. 6.2. Данные таблицы подтверждают положение о некоторых различиях в направлении ветра над Балтийским морем и Датскими проливами при одной типовой ситуации. Различие в скоростях ветра еще более заметно и вызывается главным образом различием макрошероховатости подстилающих поверхностей в зоне проливов и открытой части Балтийского моря. В среднем над районом проливов скорость ветра меньше, чем над Балтийским морем.

Для типовых полей атмосферного давления, относящихся к малым скоростям ветра (менее 10 м/с), характер ветровых переносов над морем и проливами одинаков; различия возрастают при увеличении скоростей ветра, особенно для типовых ситуаций, относящихся к северному, восточному, юго-западному и западному ветрам.

Отношение $v_д/v_б$ дает наглядное представление о соотношении скоростей ветра (по градациям) в зоне Датских проливов и над центральной частью Балтийского моря (см. табл. 6.2).

В качестве дополнительной характеристики типовых полей рассматривался барический градиент. Из табл. 6.3 можно получить представление о модуле горизонтального барического градиента и расчетной приземной скорости ветра в зоне Датских проливов для соответствующих типовых ситуаций над морем при различных градациях скорости ветра.

В зоне проливов градиентные поля для всех направлений ветра при скорости менее 10 м/с в основном равномерны по акватории. При увеличении скорости ветра барические градиенты в пределах одного типа могут изменяться на 1,0—2,0 гПа/100 км. Границы изменения модуля барического градиента для ветров различных направлений и градаций скорости 10—15, 16—20 и более 20 м/с колеблются в пределах: 1,5—3,5, 2,6—4,5 и 3,1—5,4 гПа/100 км соответственно.

Как отмечалось выше, при сильных ветрах над Балтийским морем для зоны Датских проливов характерно уменьшение скорости ветра. Так, при градациях скорости ветра над морем 16—20 и более 20 м/с расчетная скорость ветра над проливами (для всех направлений) изменяется от 13 до 18 и от 15 до 25 м/с соответственно. Наибольший эффект ослабления отмечается при ветрах северных, западных, северо-восточных, восточных и юго-восточных направлений.

Для оценки внутригодовой изменчивости различных ветровых переносов непосредственно над исследуемым районом можно также воспользоваться данными из [1].

В годовом ходе общей повторяемости ветров над Балтийским морем (включающей все градации скорости) наблюдается ряд особенностей (рис. 6.1). Так, повторяемости ветров юго-восточных, южных и западных направлений характеризуются четко выраженным годовым ходом, с минимумом в летние месяцы (1 %) и максимумом в зимние (8—11 %) и наибольшей амплитудой (10—11 %) по сравнению с размахом колебаний повторяемости ветров других направлений (рис. 6.1 *а, б, в*).

Аналогичный годовой ход, но с меньшей амплитудой повторяемости характерен для ветров се-

Таблица 6.3

Модули горизонтального барического градиента $\Delta p/\Delta n$ (гПа/100 км) и расчетной скорости $v_р$ (м/с) приземного ветра в зоне Датских проливов для типовых ситуаций над Балтикой при различных градациях скорости ветра

Направление ветра, барическая ситуация	5—9 м/с			10—15 м/с			16—20 м/с			>20 м/с		
	$\Delta p/\Delta n$	$v_г$	$v_р$	$\Delta p/\Delta n$	$v_г$	$v_р$	$\Delta p/\Delta n$	$v_г$	$v_р$	$\Delta p/\Delta n$	$v_г$	$v_р$
С	1,8	11,6	8,1	1,9	13,1	9,2	2,8	18,5	12,9	3,2	23,6	15,3
СВ	1,7	11,6	8,1	1,5	11,8	8,3	2,8	18,6	13,0	4,7	31,0	20,2
В	1,9	13,0	9,1	2,4	16,2	11,3	3,1	20,0	14,0	3,6	26,0	16,9
ЮВ	2,2	14,5	10,1	2,3	16,0	11,2	2,8	18,6	13,0	4,2	29,0	18,9
Ю	2,0	13,0	9,1	2,7	19,6	13,7	3,9	24,0	16,8	4,5	30,9	20,1
ЮЗ	1,9	13,0	9,1	3,0	20,0	14,0	3,1	20,0	14,0	4,7	31,0	20,2
ЮЗ *	2,0	13,0	9,1	2,6	17,0	11,9						
З	1,4	10,2	7,1	2,2	15,0	10,5	3,0	20,0	14,0	3,5	24,0	15,6
СЗ	1,8	11,6	8,2	2,7	20,9	14,6	3,6	26,0	18,2	5,4	38,0	24,7
Циклон над морем	1,4	9,8	6,7	2,8	21,0	14,7	3,6	26,0	18,2	4,7	31,0	20,2
Ложбина над морем	1,6	12,5	7,8	2,7	20,9	14,6	3,6	26,0	18,2	3,9	24,0	15,6
Гребень над морем	1,9	13,0	9,1									

* Типовое поле «обширный циклонический процесс».

Примечание. Здесь $v_г$ — градиентная скорость ветра.

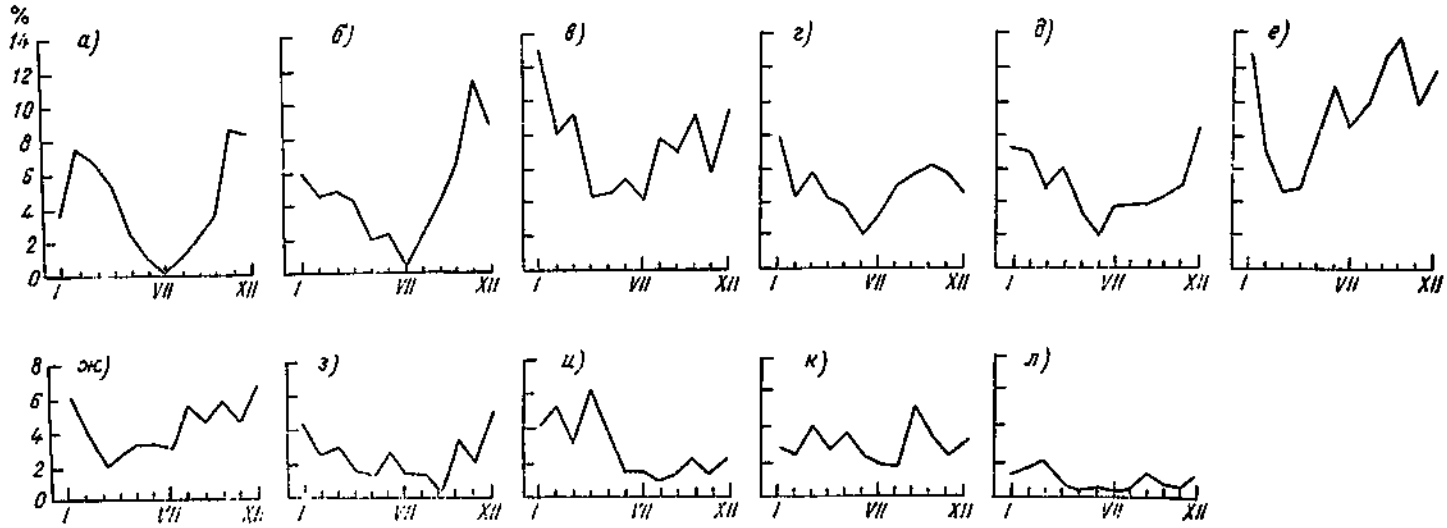


Рис. 6.1. Годовой ход общей повторяемости (включающей все градации скорости) ветра различных направлений над Балтийским морем.

а — юго-восточный ветер, *б* — южный, *в* — западный, *г* — северо-западный, *д* — циклон над морем, *е* — юго-западный ветер, *ж* — ложбина на морем, *з* — восточный ветер, *и* — северо-восточный, *к* — северный, *л* — гребень над морем

веро-западных направлений и при ситуации «циклон над морем», когда в южных районах над открытой частью Балтийского моря так же преобладают северо-западные ветры (рис. 6.1 *г*, *д*).

Для юго-западных ветров характерен годовой ход со смещением минимума на весенний сезон и с сохранением достаточно большой амплитуды (9,5 %). Подобный ход повторяемости имеют ветры при ситуации «ложбины над морем» (рис. 6.1 *е*, *ж*).

Повторяемость восточных и северо-восточных ветров характеризуется незначительной амплиту-

Таблица 6.4

Внутригодовая изменчивость повторяемости (%) различных градаций скорости ветра по месяцам над Датскими проливами и южной частью Балтийского моря

Скорость ветра, м/с	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северный ветер												
5—9	2,22	2,31	3,57	1,53	2,50	1,80	1,72	1,54	3,87	3,18	3,38	1,85
10—15	0,17	—	0,08	0,34	0,08	—	—	—	0,17	—	0,17	—
Северо-восточный ветер												
5—9	3,42	3,23	2,91	6,24	3,82	1,11	1,23	0,97	1,36	1,56	0,78	1,92
10—15	0,08	0,18	—	0,26	—	—	—	—	0,08	0,08	0,09	—
Восточный ветер												
5—9	2,30	0,74	1,91	0,85	1,41	2,23	0,98	1,14	—	1,47	1,31	2,85
10—15	0,59	0,92	0,50	0,25	0,08	—	—	0,08	0,08	0,65	0,17	0,59
Юго-восточный ветер												
5—9	2,22	1,75	2,24	4,19	1,58	0,94	—	0,57	0,51	2,37	4,84	2,86
10—15	0,43	2,68	1,83	0,34	0,41	—	—	0,16	—	0,57	1,99	1,93
16—20	0,34	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,67
>20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—
Южный ветер												
5—9	5,73	3,98	5,48	4,71	2,33	2,65	0,81	2,44	4,88	6,62	10,33	7,81
Юго-западный ветер												
5—9	4,27	3,23	2,16	3,08	4,40	7,28	6,63	8,03	5,63	6,79	3,80	4,45
10—15	5,10	2,68	1,00	1,02	2,00	1,11	0,57	0,89	3,36	4,91	3,37	3,95
16—20	0,34	0,37	0,08	—	—	—	—	—	0,25	—	—	0,33
Западный ветер												
5—9	9,39	9,60	6,89	7,61	8,32	14,22	11,78	15,44	12,35	12,27	8,20	10,35
10—15	14,94	5,72	5,57	2,13	3,83	2,47	1,31	5,12	8,63	11,87	7,60	12,34
16—20	0,85	0,09	0,08	—	—	—	—	—	—	0,16	0,26	0,08
Северо-западный ветер												
5—9	8,40	4,52	4,73	4,27	4,48	2,99	4,25	4,48	5,71	4,42	6,48	7,80
10—15	5,38	3,04	3,15	3,25	0,75	0,34	0,57	2,28	2,36	3,74	3,02	3,63
16—20	1,54	0,73	0,50	0,77	0,08	—	—	0,24	0,25	0,64	0,33	0,58
>20	0,08	—	0,08	—	—	—	—	0,16	—	0,08	—	—

дой (4—5 %), минимумом при переходе от лета к осени (август—сентябрь) и максимумами в феврале, апреле для северо-восточных ветров и в декабре для восточных (рис. 6.1 *з*, *и*).

В повторяемости северных ветров и ситуации «гребень над морем» (рис. 6.1 *к*, *л*) годовой ход выражен слабо и амплитуда невелика (2—3 %), однако отмечается некоторое увеличение повторяемости северных ветров в осенний период (до 5 % в сентябре).

Рассмотренные выше особенности годового хода повторяемости ветров над акваторией Балтийского моря сохраняются и в зоне проливов. При различных типовых полях ветра над морем в зоне проливов могут наблюдаться ветры одинаковых румбов. Так, например, северо-западный ветер скоростью 16—20 м/с, отмечается в проливной зоне не только при северо-западном ветре над морем скоростью более 20 м/с, но и при западных ветрах скоростью 16—20 м/с, а также при ситуации «циклон над морем» при скорости ветра 16—20 м/с.

Данные о повторяемости различных градаций скорости ветра по месяцам над Датскими проливами и южной частью Балтийского моря, полученные путем суммирования повторяемости ветров одинаковых направлений, приведены в табл. 6.4.

6.1.3. Рекомендации по использованию типовых карт атмосферного давления

Предлагаемую типизацию полей атмосферного давления можно использовать при расчете типовых полей различных составляющих режима моря. В частности, как показано в гл. 6.2, поля атмосферного давления над районом Датских проливов и южной частью Балтийского моря послужили основой для расчета типовых полей интегральной ветровой циркуляции вод.

Для того чтобы определить тип конкретной синоптической ситуации, необходимо сопоставить ее со схемами синоптического положения, а затем по градиенту давления, направлению переноса и скорости идентифицировать ее с типовой картой, приведенной в приложении (см. рис. 1—23). К выявленному типу атмосферного давления (а значит, и направлению и градациям скорости ветра) можно отнести и данные наблюдений над конкретной гидрометеорологической величиной за эту дату. В результате их осреднения по выявленным типам можно получить типовые гидрометеорологические величины для различных направлений и скоростей ветра. И, наконец, типовые поля атмосферного давления над Балтийским морем, включая зоны проливов и заливы, привязанные к конкретным датам, могут быть использованы в нестационарных гидродинамических моделях.

6.2. Типовые поля стационарной интегральной циркуляции вод

Предложенная в гл. 6.1 типизация атмосферных процессов над Балтийским морем и зоной Датских проливов использовалась при расчете типовых полей стационарной интегральной циркуляции вод в зоне проливов и юго-западной части Балтийского моря при различных направлениях и скоростях ветра. При этом применялся метод электроаналогового моделирования, основанный на аналогии процессов, происходящих в гидродинамическом поле и построенном по законам подобия поле электрического тока. Электрическая модель-аналог создается на основе дифференциального уравнения, описывающего явление, и в процессе моделирования решает это уравнение, являясь электроинтегратором (ЭИ-12).

На рис. 6.2 приведена схема моделируемой области с указанием расположения плавучих маяков.

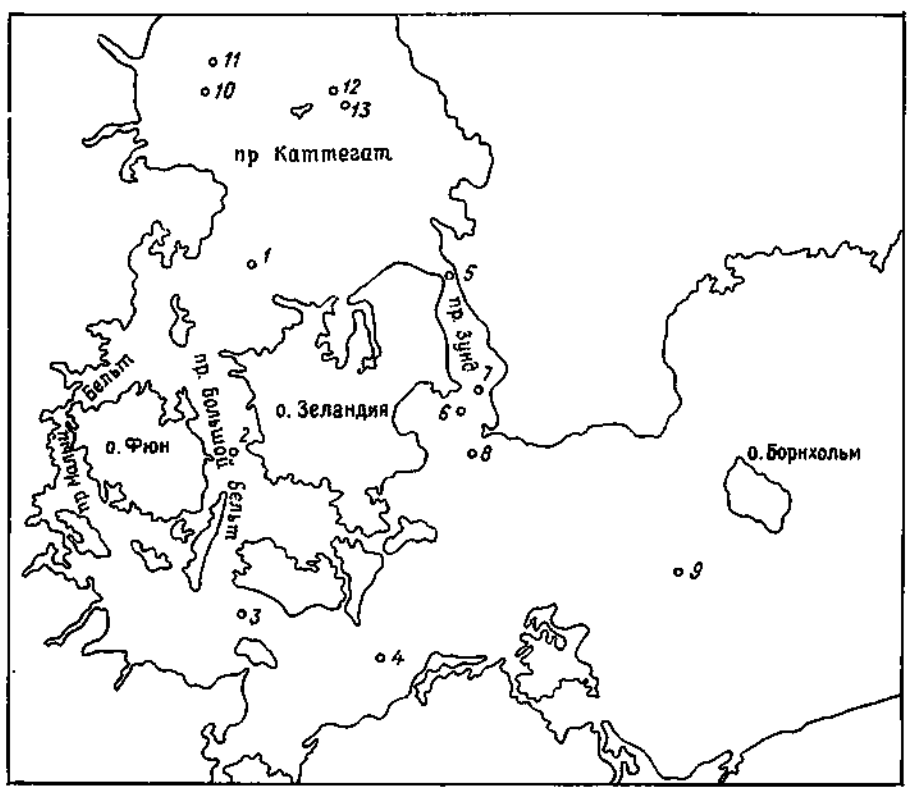


Рис. 6.2. Расположение плавучих маяков в зоне Датских проливов.

1 — Шульц-Грунд, *2* — Хальсков-Рев, *3* — Фемарн-Бельт, *4* — Гедсер-Рев, *5* — Лаппегрунд, *6* — Дрогден, *7* — Оскаргрундет, *8* — Фальстербурев, *9* — Адлер-Грунд, *10* — Эстре-Флак, *11* — Альборг-Бугт, *12* — Анхольт-Норд, *13* — Анхольт-Кноб.

Сложная морфометрия этого района не является препятствием для использования метода электроаналогового моделирования, так как последний позволяет моделировать проливную зону с любым переменным шагом и рассматривать n-связную область проливов без задания расходов между контурами. В результате моделирования можно получить полные расходы воды в проливах между соответствующими островами, что важно для оценки водообмена между Балтийским и Северными морями.

6.2.1. Постановка задачи

Метод электроаналогового моделирования течений подробно изложен в работе [8]. Уравнение, описывающее стационарную интегральную ветровую циркуляцию в бароклинном море, имеет следующий вид:

$$\Delta\psi + \frac{H}{r}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{r}{H}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{f}{H}\right)\right]\frac{\partial\psi}{\partial x} + \frac{H}{r}\left[\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{r}{H}\right) - \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{f}{H}\right)\right]\frac{\partial\psi}{\partial y} = \frac{H}{r}\left[\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\tau_{0x}}{H}\right) - \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\tau_{0y}}{H}\right)\right] + \frac{H}{r}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{H}\right)\frac{\partial q}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{1}{H}\right)\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{p'_{-H}}{H}\right)\frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{p'_{-H}}{H}\right)\frac{\partial H}{\partial y}\right], \quad (6.1)$$

где Δ — лапласиан, ψ — интегральная функция тока, H — глубина, f — параметр Кориолиса, r — коэффициент трения о дно (c^{-1}), τ_{0x}, τ_{0y} — составляющие тангенциального напряжения ветра на поверхности, $q = \int_{-H}^{\zeta} p'dz$, p'_{-H} — отклонение давления на глубине H.

При этом плотность воды представляется как сумма некоторой постоянной ρ_0 и отклонения от этой постоянной ρ': $\rho = \rho_0 + \rho'$, так же представляется и давление воды: $p = p_0 + p'$.

Уравнение (6.1) получено из уравнений движения и неразрывности в интегральной форме для акватории таких размеров, при которых не учитывается сферичность Земли. Рельеф дна реальный, очертания берегов произвольны. Турбулентный обмен количеством движения учитывается только в вертикальном направлении, нелинейные эффекты не учитываются. Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря, система координат правая, ось Z направлена вертикально вверх.

Функция полных потоков выбрана таким образом, что ее значения слева по течению больше, чем справа.

Граничными условиями для уравнения являются: $\psi = \text{const}$ на твердой границе (контуры островов и берега) и $\partial\psi/\partial\nu = 0$ — на жидкой (где ν — внутренняя нормаль к границе).

Аналогом гидродинамической системы, описываемой уравнением (6.1), служит сетка сопротивлений, в узловые точки которой подается ток, являющийся «аналогом» правой части уравнения. Значения потенциала, полученные в каждой узловой точке и на контурах,— аналог функции тока ψ. Умножение потенциала на коэффициент подобия дает истинное значение интегральной функции тока ψ. По значениям ψ построены поля потоков в зоне Датских проливов и юго-западной части Балтийского моря.

В сокращенном виде уравнение (6.1) можно записать таким образом:

$$\Delta\psi + \alpha_x(x, y)\frac{\partial\psi}{\partial x} + \alpha_y(x, y)\frac{\partial\psi}{\partial y} = T_0(x, y) + T'(x, y).$$

Здесь $\alpha_x(x, y)$, $\alpha_y(x, y)$ — конечно-разностные выражения перед $\frac{\partial\psi}{\partial x}$ и $\frac{\partial\psi}{\partial y}$; $T_0(x, y)$ — функция, зависящая от тангенциального напряжения ветра на поверхности и от глубины; $T'(x, y)$ — функция, зависящая от плотностной стратификации и от глубины.

Если $T'(x, y) = 0$, то в результате решения уравнения (6.1) получаются схемы стационарной интегральной ветровой циркуляции для баротропного моря. Так как для Балтийского моря (а для зоны Датских проливов особенно) вклад ветрового компонента в циркуляцию значителен [9], то это условие использовалось в расчетах при скорости ветра более 4 м/с.

Если $T_0(x, y) = 0$, то в результате решения уравнения (6.1) получаются схемы интегральной циркуляции в бароклинном море без учета ветра. Такой способ расчета использовался в случае малоградиентного ветра над морем (скорость ветра менее 4 м/с) и позволил получить схемы интегральной бароклинной циркуляции для четырех сезонов — зимы, весны, лета и осени.

Некоторые результаты применения метода электроаналогового моделирования для отдельных атмосферных ситуаций опубликованы в работе [12].

6.2.2. Исходные данные и результаты модельных расчетов

Баротропная циркуляция. С помощью метода электроаналового моделирования получены схемы стационарной интегральной циркуляции вод (рис. 24—35 приложения). На этих схемах указаны направление и скорость ветра для типовых атмосферных переносов над морем. Каждому типовому полю атмосферного давления над морем (см. рис. 1 — 23 приложения), соответствует определенная типовая ситуация над проливами, на основе которой рассчитываются тангенциальные напряжения ветра. Полученные тангенциальные напряжения и карта глубин моделируемой области являлись исходными данными для решения задачи о ветровой циркуляции в зоне проливов.

Для моделирования использовалась сетка с переменным шагом (от 2 до 29,5 миль), позволяющим хорошо аппроксимировать береговую черту. В каждой рабочей точке сетки и на ее границах определялся потенциал (в относительных единицах), являющийся аналогом функции тока ψ. При умножении потенциала (в каждой рабочей точке) на константу подобия C_v, рассчитанную для каждого типового случая, были получены истинные значения функции тока ψ (в $см^3/с$). На схемах ти-

повые поля потоков построены таким образом, что значения функции тока ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) слева по течению всегда больше, чем справа.

Для каждой типовой ситуации рассчитан водообмен через проливы Зунд, Большой Бельт, Малый Бельт и суммарный водообмен (табл. 6.5). В табл. 6.5 указаны направление и скорость ветра, соответствующие типовой ситуации над морем; расчет производился, как упомянуто выше, с учетом синоптической ситуации над проливами (см. табл. 6.2). Анализ карт за рассмотренный 25-летний период наблюдений показал, что в случае юго-западного ветра над морем (скоростью 5—9, 10—15 м/с) встречаются ситуации, когда отсутствует характерный для типовых полей поворот изобар над районом проливов (см. рис. 35 приложения). Такие ситуации рассчитаны дополнительно.

Таблица 6.5

Водообмен (км^3/сут) в проливах при различных ветрах и барических ситуациях над морем (баротропная циркуляция)

Направление ветра, барическая ситуация	Скорость ветра, м/с	Малый Бельт	Большой Бельт	Зунд	Суммарный водообмен
С	5—9	0,26	—0,77	—1,28	—1,79
	10—15	0,83	—1,25	—4,59	—5,01
	16—20	0,28	—0,36	—1,83	—1,91
	>20	1,77	—3,83	—10,61	—12,67
СВ	5—9	—0,39	1,30	0,65	1,56
	10—15	—0,31	0,7	0,47	0,86
	16—20	0,78	2,09	1,83	4,70
	>20	—3,55	7,49	6,30	10,24
В	5—9	0,53	0,21	0,64	1,38
	10—15	—1,92	3,74	6,56	8,38
	16—20	—1,79	5,37	5,15	8,73
	>20	2,83	2,83	2,83	8,50
ЮВ	5—9	—1,83	3,00	7,70	8,87
	10—15	—0,79	1,92	7,02	8,15
	16—20	—1,01	5,39	15,83	20,21
	>20	—3,77	8,29	24,49	29,01
Ю	5—9	—0,53	0,65	1,34	1,46
	10—15	—1,93	0,64	3,22	1,93
	16—20	—1,98	1,49	6,93	6,44
	>20	—2,57	—6,16	—6,67	—15,40
ЮЗ	5—9	0,31	—1,25	—1,57	—2,51
	10—15	1,00	—3,02	—0,67	—2,69
	16—20	0,44	—1,98	—3,29	—4,83
	>20	5,60	—12,74	—34,15	—41,29
ЮЗ (без поворота над проливами)	5—9	1,11	—1,28	—0,94	—1,11
	10—15	1,07	—3,21	—0,27	—2,41
З	5—9	0,55	—1,38	—2,90	—3,73
	10—15	—0,39	—1,53	—4,09	—6,01
	16—20	2,59	—2,87	—7,64	—7,92
	>20	0,74	—3,21	—10,63	—13,10
СЗ	5—9	1,15	—1,36	—3,24	—3,45
	10—15	2,48	—3,25	—6,87	—7,64
	16—20	7,78	—11,02	—13,61	—16,85
	>20	3,26	—9,78	—32,62	—39,14
Циклон	5—9	1,28	—1,49	—4,68	—4,89
	10—15	1,18	—2,36	—6,74	—7,92
	16—20	3,2	—1,2	—10,4	—8,4
	>20	9,79	—7,34	—11,83	—9,38
Ложбина	5—9	0,80	—0,70	—0,75	—0,65
	10—15	1,48	—0,99	—1,77	—1,28
	16—20	3,77	—3,97	—9,54	—9,74
	>20	8,17	—7,06	—19,31	—18,20
Гребень	5—9	0,75	—2,24	—1,37	—2,86

Примечание. Здесь и в табл. 6.6 знаки «+» и «—» характеризуют соответственно отток воды из моря и приток в море.

Типовые схемы интегральной циркуляции вод, помещенные в приложении, помимо расчетов водообмена через проливы позволяют выделить ряд особенностей режима циркуляции вод в зоне проливов и южной Балтике, характерных для различных направлений и скоростей ветра. Для баротропной интегральной ветровой циркуляции вод характерно противоположное направление потоков в проливе Малый Бельт по отношению к проливам Большой Бельт и Зунд независимо от направления атмосферных процессов (91 % общего числа случаев). Аналогичные выводы получены Т. Якобсоном при расчете водообмена за разные годы [17]. Основной обмен между Северным и Балтийским морями идет через проливы Большой Бельт и Зунд, причем в 77 % случаев расходы через Зунд превышают расходы через Большой Бельт.

Входные потоки в Балтийское море наблюдаются преимущественно при ветрах западных румбов, при северном ветре, а также при южном ветре скоростью более 20 м/с. Ветры восточных румбов, а также южный ветер скоростью менее 20 м/с определяют выходные потоки из Балтики.

Приток воды из предпроливной зоны в море происходит двумя путями: либо севернее, либо южнее о-ва Борнхольм. Проходя северным путем, воды всегда попадают в Борнхольмскую впадину. В случаях южного пути, в зависимости от направления ветровых переносов, входные потоки или огибают о-в Борнхольм с юга и проникают в Борнхольмскую впадину, или отклоняются к югу и проникают в Балтийское море, минуя ее. Преобладающее поступление вод происходит при входных потоках, следующих южным путем, так как он имеет место при ветрах западных румбов, характеризующихся наибольшей повторяемостью [1].

Входные потоки наблюдаются также в случаях расположения над морем барических образований, выделенных в самостоятельные типы (циклон, ложбина, гребень над морем). При расположении над морем циклона и ложбины (характеризующихся ветрами западных и северо-западных направлений над проливами) воды проникают в море южным путем, а при типовой ситуации «гребень над морем» (юго-юго-западные ветры над проливами) — северным.

При оттоке из Балтийского моря объемы воды, проходящие севернее и южнее о-ва Борнхольм, в среднем равны. Особенно это заметно при юго-восточном ветре. При восточном ветре преобладает южный путь из Балтийского моря, а при южном ветре — северный.

Характерный элемент циркуляции в моделируемом районе — наличие замкнутых преимущественно антициклонических круговоротов северо-восточнее и юго-западнее о-ва Борнхольм. Положение северо-восточного антициклонического круговорота совпадает с результатами, полученными по баротропным моделям циркуляции при продолжительном воздействии юго-западных ветров [13] и при различных типовых ситуациях над морем [14].

На границе моделируемой области юго-восточнее о-ва Борнхольм в большинстве схем имеет место элемент циклонического круговорота, который меняет направление на антициклоническое при северо-восточном и восточном ветрах.

При усилении ветра интенсивность потока вод через Датские проливы возрастает, а картина вет-

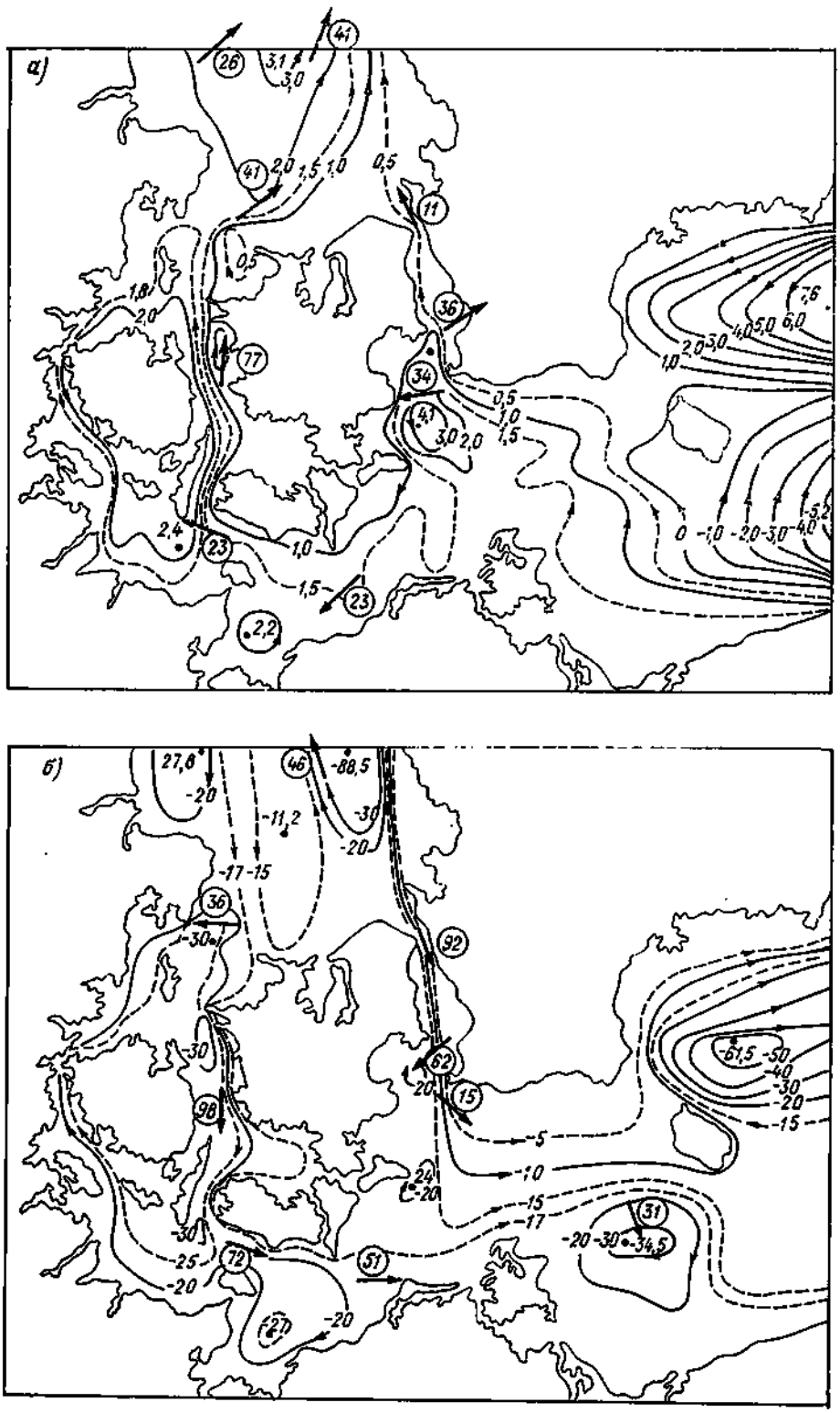


Рис. 6.3. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при северо-восточном ветре скоростью 5—9 м/с (*а*) и северо-западном ветре скоростью 16—20 м/с (*б*).

Стрелками обозначены направления течений на поверхности; цифра в кружке — скорость поверхностного течения, см/с [2].

ровой циркуляции усложняется, что особенно заметно в проливах Каттегат и Большой Бельт при северных и южных ветрах.

Элементы интегральной ветровой циркуляции вод хорошо согласуются с направлением поверхностных течений, полученных по данным плавмаяков для восьми главных румбов при различной силе ветра [2]. В качестве примера на рис. 6.3 приведены две схемы интегральной ветровой циркуляции вод.

Бароклинная циркуляция. Исходными данными для моделирования бароклинной циркуляции вод послужили поля плотности, рассчитанные по данным о температуре и солености воды на горизонтах [18—20] и осредненные по сезонам зима, весна, лето, осень. Результаты моделирования (рис. 36 приложения) показали, что во все сезоны наблюдаются выходные потоки из Балтийского моря, причем зимой, весной и осенью поступление вод в сторону проливов идет по южному пути, а летом — по северному. Из табл. 6.6 видно, что расходы в Зунде и Малом Бельте превосходят расходы в Большом Бельте, а направления потоков в Малом Бельте и Зунде всегда совпадают.

Таблица 6.6

Водообмен (км³/сут) в проливах при малой скорости ветра и штиле в различные сезоны года (бароклинная циркуляция)

Сезон	Малый Бельт	Большой Бельт	Зунд	Суммарный водообмен
Зима	0,57	—0,23	0,42	0,76
Весна	0,11	0,08	0,53	0,72
Лето	0,57	—0,57	0,61	0,61
Осень	0,19	0,08	0,87	1,14

6.2.3. Рекомендации по использованию полученных результатов

Используя данные табл. 6.5 и 6.6 и типовые карты атмосферного давления (см. рис. 1—23 приложения), можно рассчитать водообмен за любые отрезки времени. Для этого необходимо конкретную синоптическую ситуацию над морем сопоставить с этими типовыми картами и выбрать из табл. 6.5 и 6.6 соответствующие значения водообмена.

В реальных условиях над Балтийским морем встречаются варианты полей атмосферного давления, отличающиеся от типовых над зоной проливов. Дополнительные карты, иллюстрирующие подобные ситуации при юго-западном ветре скоростью 5—9 и 10—15 м/с, приведены на рис. 23 приложения, а значения водообмена для них — в табл. 6.5. Во всех остальных случаях, отличающихся от типовых, необходимо подобрать для реальной ситуации над проливами аналог из других схем и в соответствии с ними выбрать значения водообмена из табл. 6.5 (или табл. 6.6).

В качестве примера приведем оценку водообмена в период максимального затока (1951—1952 гг.). Наиболее сильное вторжение, детально описанное Виртки [23], наблюдалось с 21 ноября по 16 декабря 1951 г. По косвенным оценкам Виртки перенос в период затока составлял 170—220 км³, т. е. в среднем в 200 км³, однако автор предполагал, что это число несколько занижено.

Результаты электроаналогового моделирования позволили получить значения водообмена, хорошо согласующиеся с расчетами Виртки. Пример такого расчета приведен в табл. 6.7.

Из табл. 6.7 видно, что для формирования крупного затока воды в Балтийское море необходимо длительное воздействие на водную поверхность атмосферных переносов одного типа и, следовательно, для выявления таких притоков необходимо учитывать не только интенсивность, но и продолжительность действия атмосферных переносов одного направления.

Таблица 6.7

Результаты расчета водообмена по типовым схемам интегральной циркуляции вод (ноябрь—декабрь 1951 г.)

Дата	Тип циркуляции	Ветер		Водообмен, км³/сут
		направление	скорость, м/с	
21 XI	*E*	Ю	10—15	+1,93
22 XI	*E*	Ю	10—15	+1,93
23 XI	*E*	ЮЗ	5—9	—2,51
24 XI	*E*	Малоградиентное поле (бароклинная циркуляция)	⩽4	+1,14
25 XI	*W*	ЮЗ	10—15	—2,69
26 XI	*W*	СЗ *	>20	—16,85
27 XI	*W*	СЗ	16—20	—16,85
28 XI	*W*	З	>20	—13,1
29 XI	*W*	З	16—20	—7,92
30 XI	*W*	З	5—9	—3,73
1 XII	*W*	З	>20	—13,1
2 XII	*W*	СЗ	16—20	—16,85
3 XII	*W*	Малоградиентное поле	⩽4	+0,76
4 XII	*W*	ЮЗ	10—15	—2,69
5 XII	*W*	ЮЗ	16—20	—4,83
6 XII	*W*	ЮЗ	>20	—41,29
7 XII	*W*	ЮЗ	5—9	—2,51
8 XII	*W*	СЗ *	>20	—16,85
9 XII	*W*	ЮЗ	>20	—41,29
10 XII	*W*	ЮЗ	16—20	—4,83
11 XII	*W*	СЗ **	10—15	—3,45
12 XII	*W*	СЗ **	10—15	—3,45
13 XII	*W*	З	16—20	—7,92
14 XII	*W*	Малоградиентное поле	⩽4	+0,76
15 XII	*W*	ЮЗ ***	10—15	—2,41
16 XII	*W*	З	16—20	—7,92
21 XI—16 XII				—226,52

* Ситуацию над проливами см. рис. 16 приложения при скорости ветра 16—20 м/с.

** То же при скорости ветра 5—9 м/с.

*** Ситуацию над морем и проливами см. рис. 23 приложения при скорости ветра 10—15 м/с.

Примечания: 1. Здесь *W* и *E* — соответственно западный и восточный тип циркуляции по Вангенгейму—Гирсу [5]. 2. Знаки «+» и «—» характеризуют соответственно отток воды из моря и приток в море.

Приложение

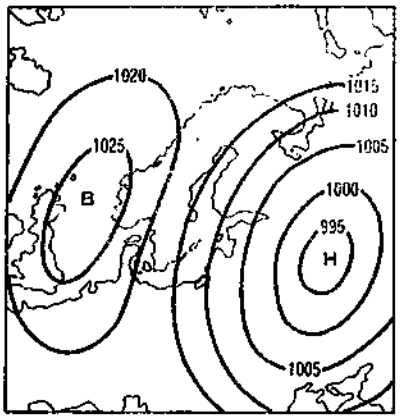


Рис. 1. Схема макросиноптического положения при северном ветре.

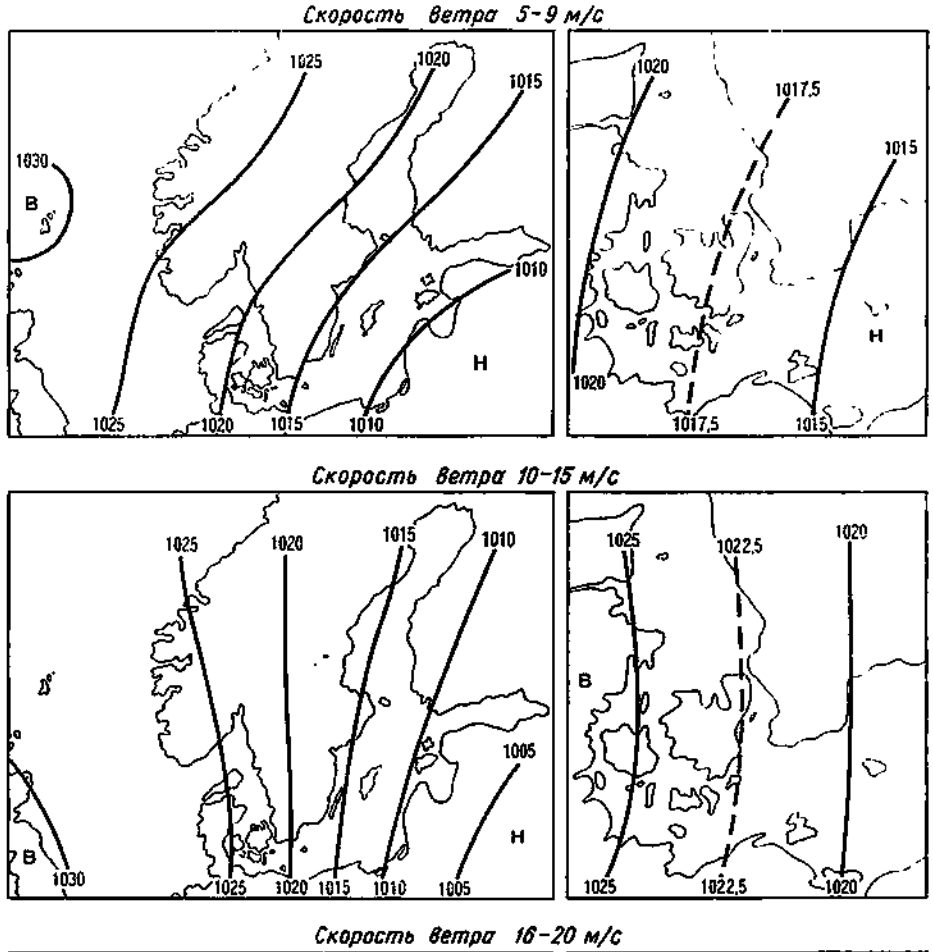


Рис. 2. Типовые поля атмосферного давления при северном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

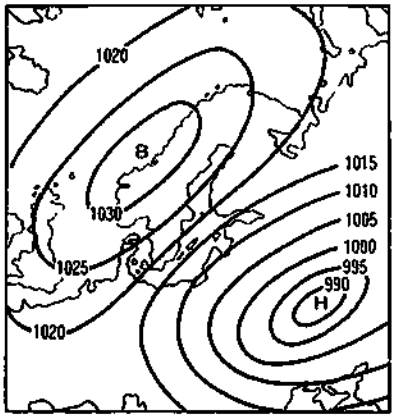
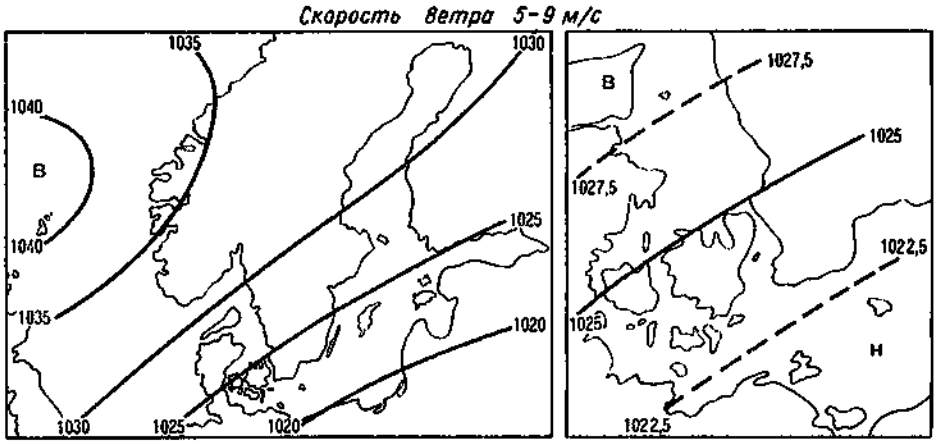
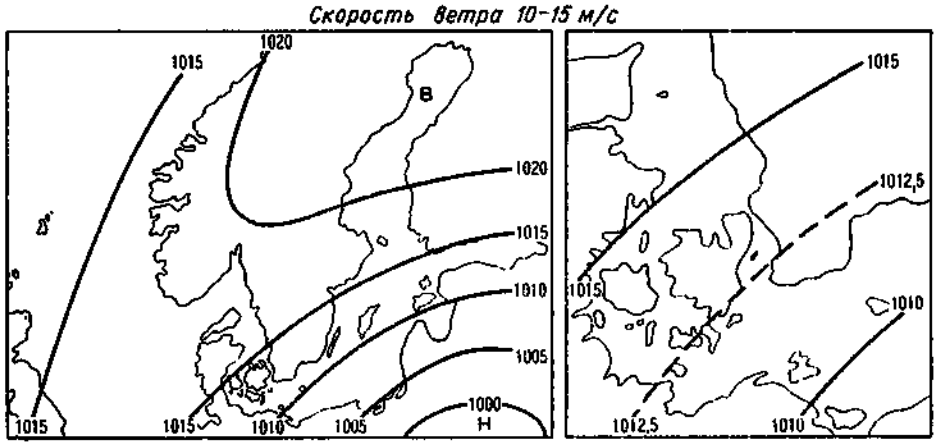
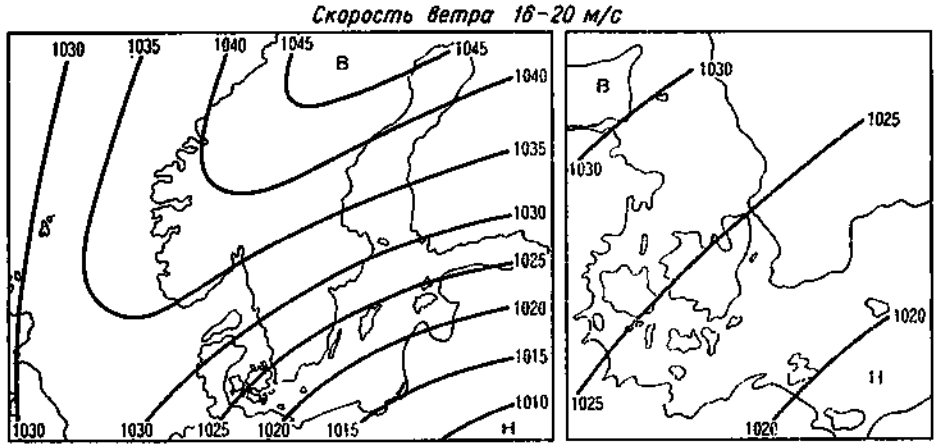


Рис. 3. Схема макросиноптического положения при северо-восточном ветре.







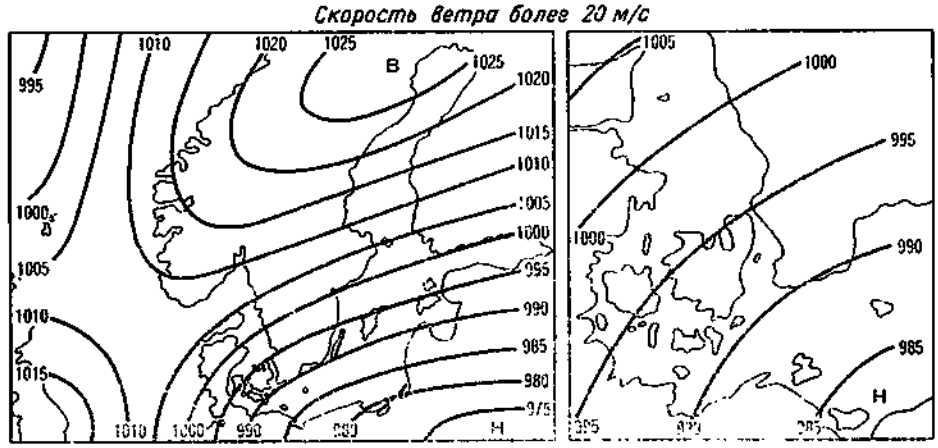


Рис. 4. Типовые поля атмосферного давления при северо-восточном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

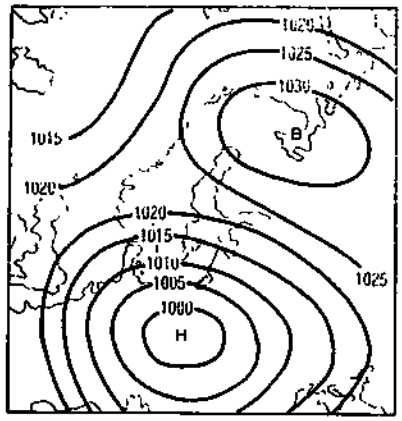
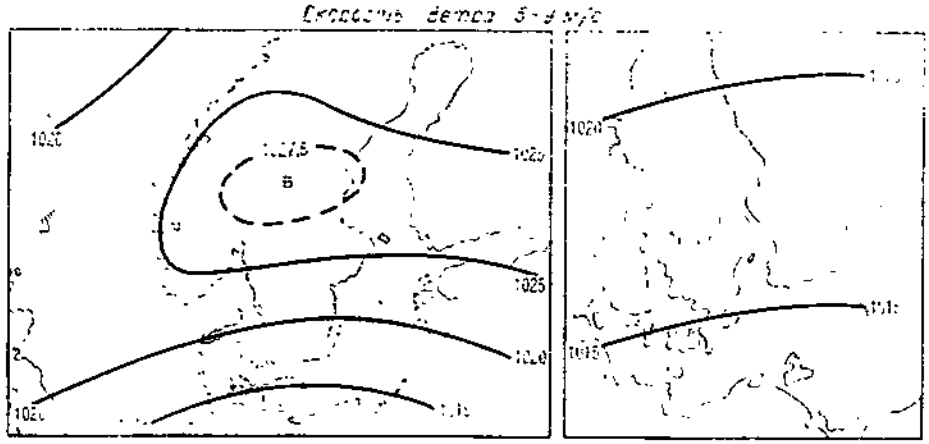
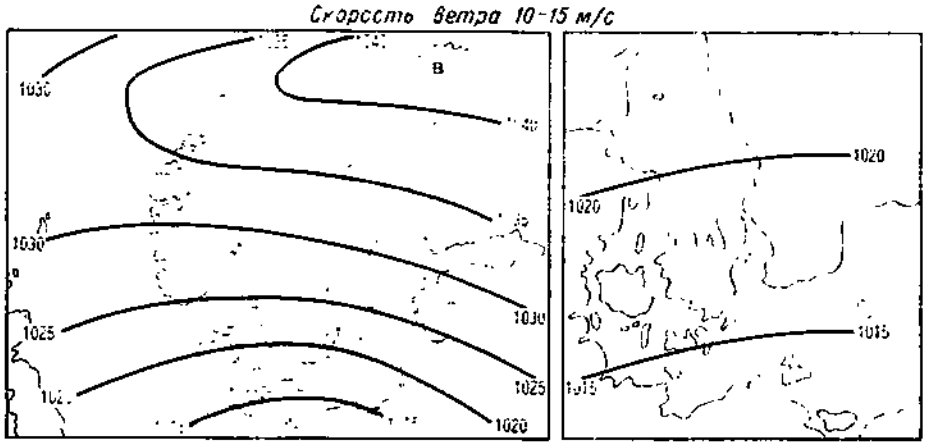
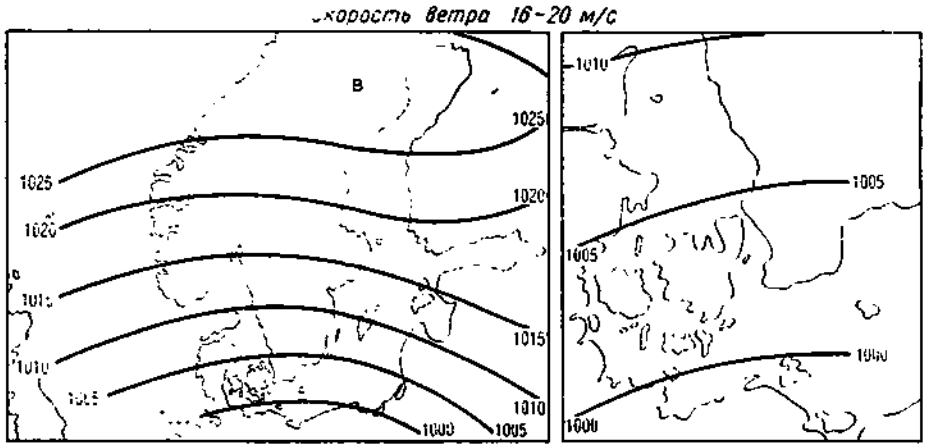


Рис. 5. Схема макросиноптического положения при восточном ветре.







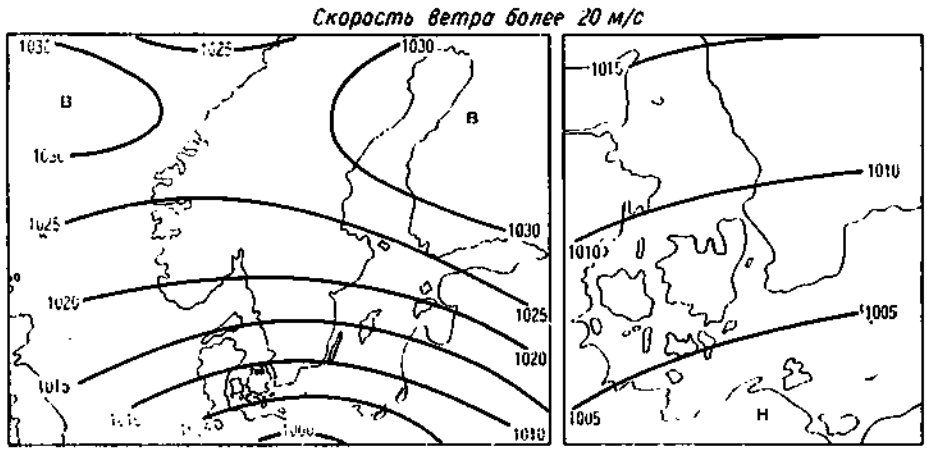


Рис. 6. Типовые поля атмосферного давления при восточном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

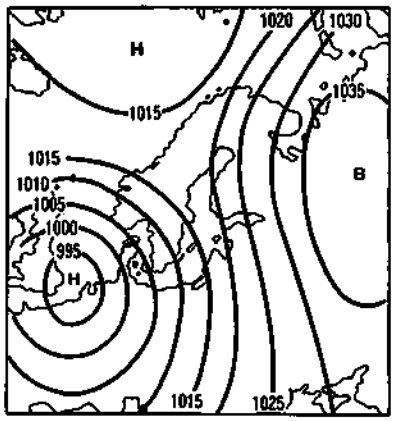


Рис. 7. Схема макросиноптического положения при юго-восточном ветре.

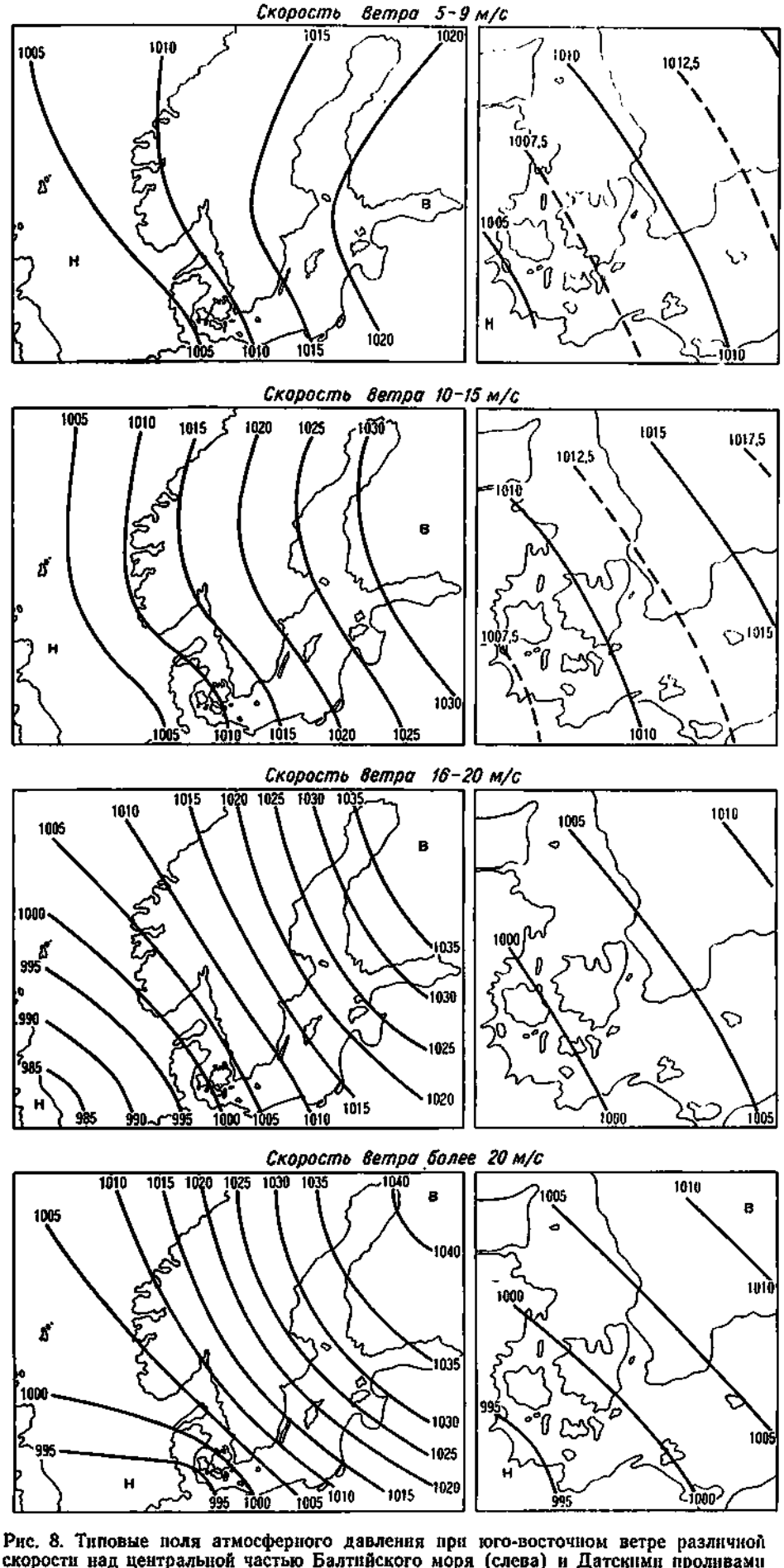


Рис. 8. Типовые поля атмосферного давления при юго-восточном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

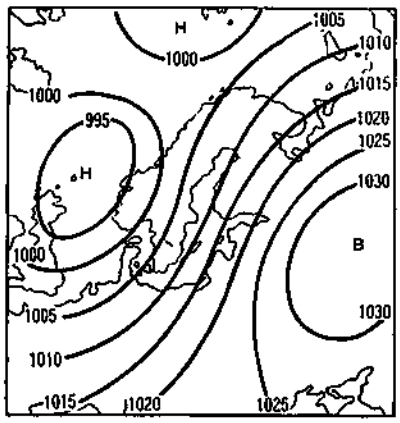


Рис. 9. Схема макросиноптического положения при южном ветре.

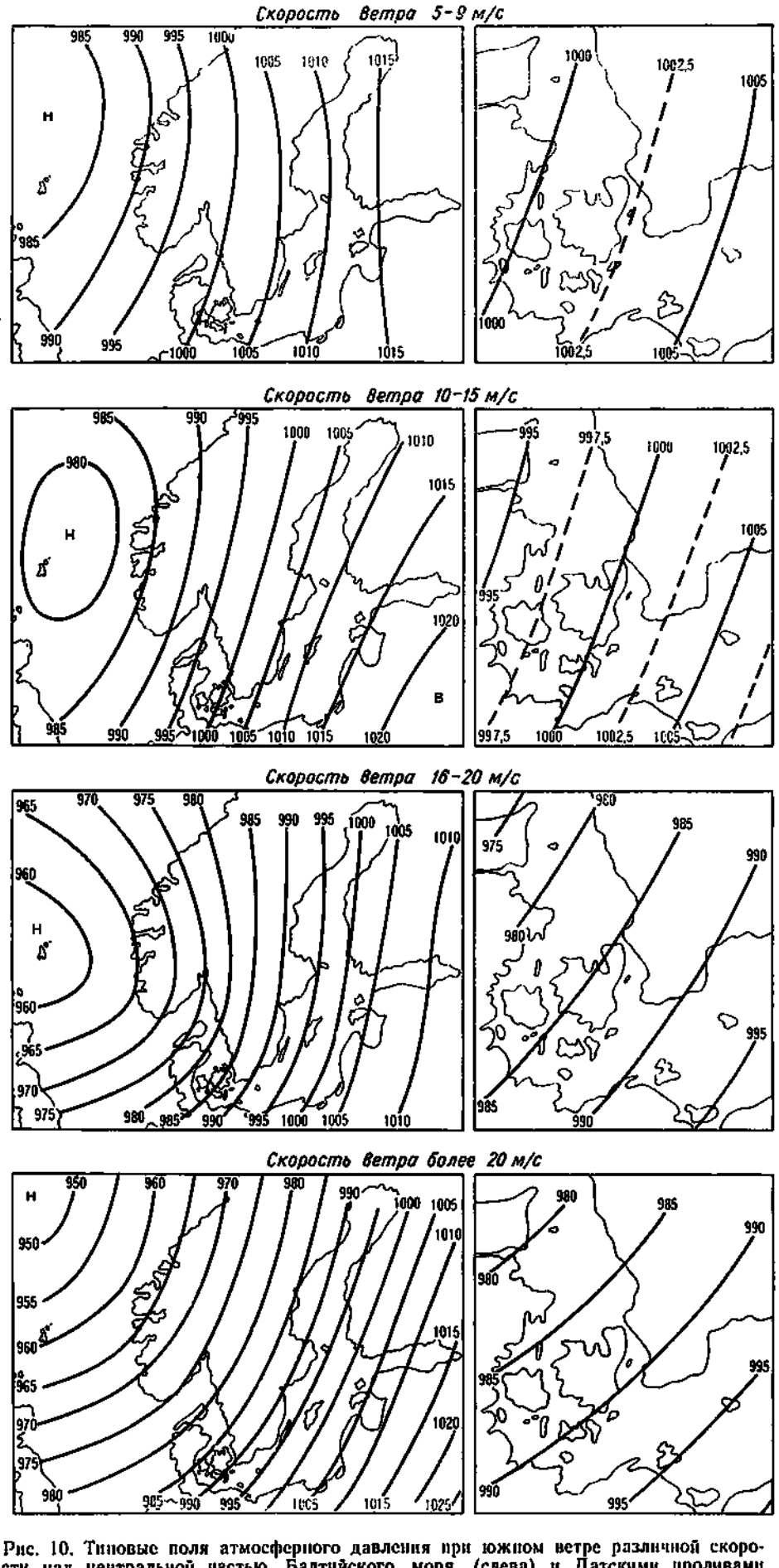


Рис. 10. Типовые поля атмосферного давления при южном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

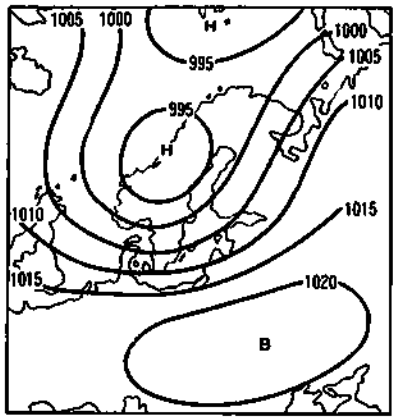


Рис. 11. Схема макросиноптического положения при юго-западном ветре.

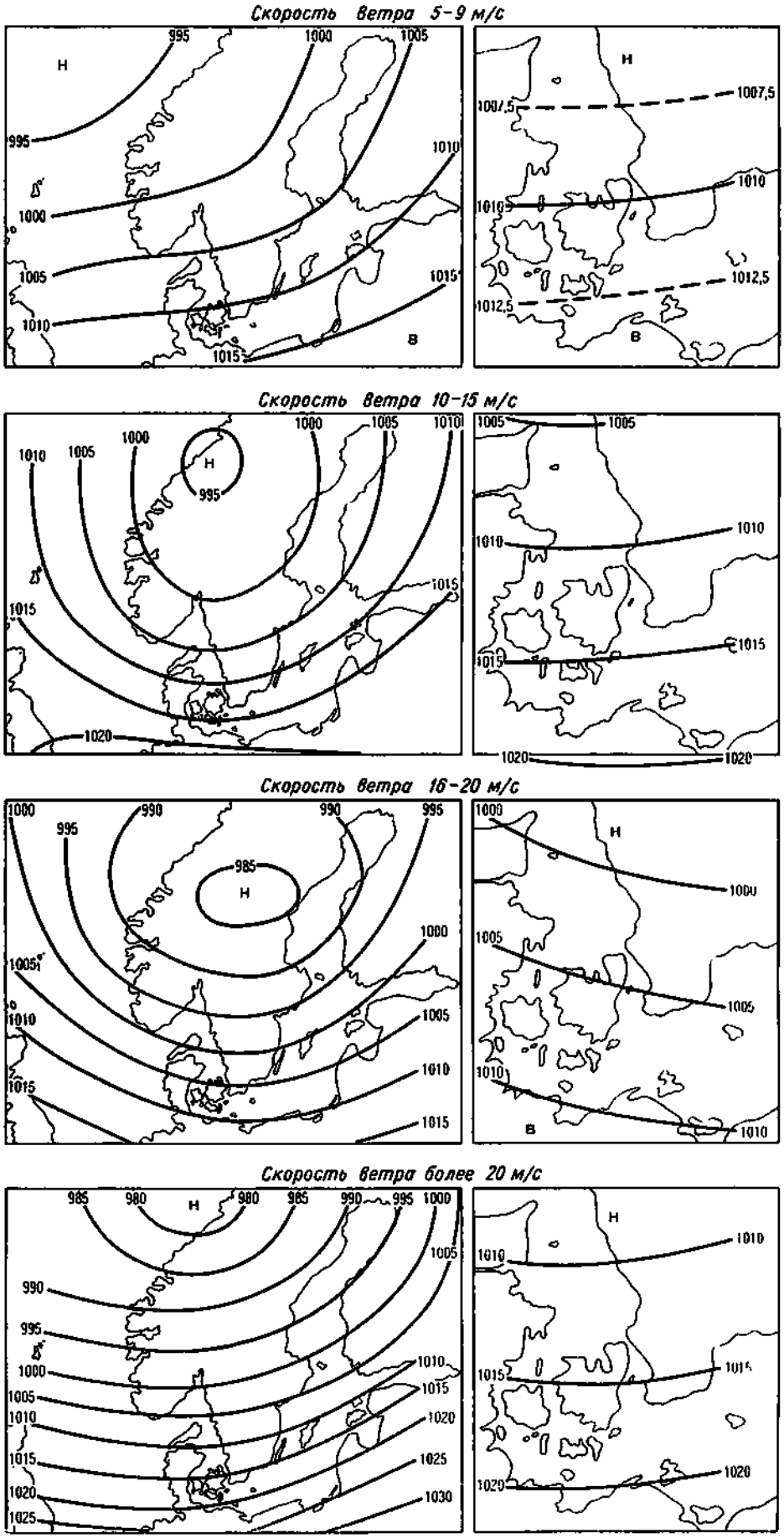


Рис. 12. Типовые поля атмосферного давления при юго-западном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

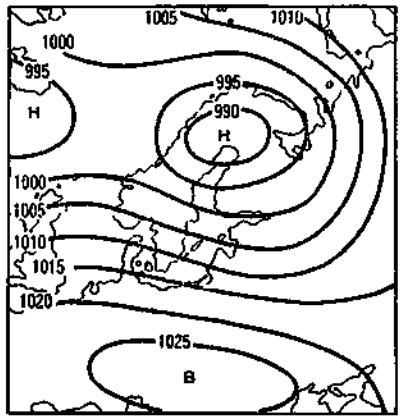
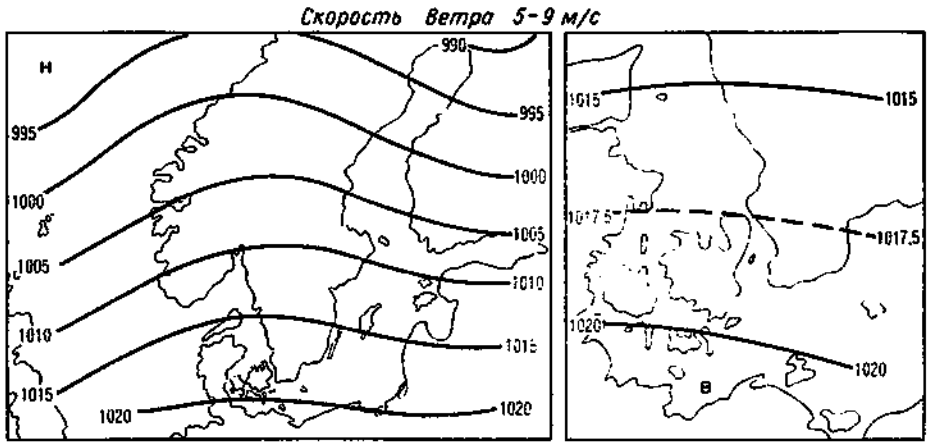
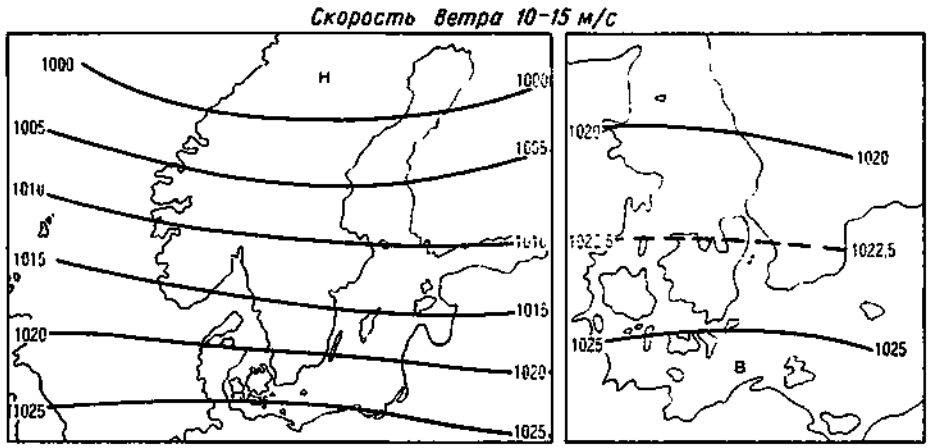
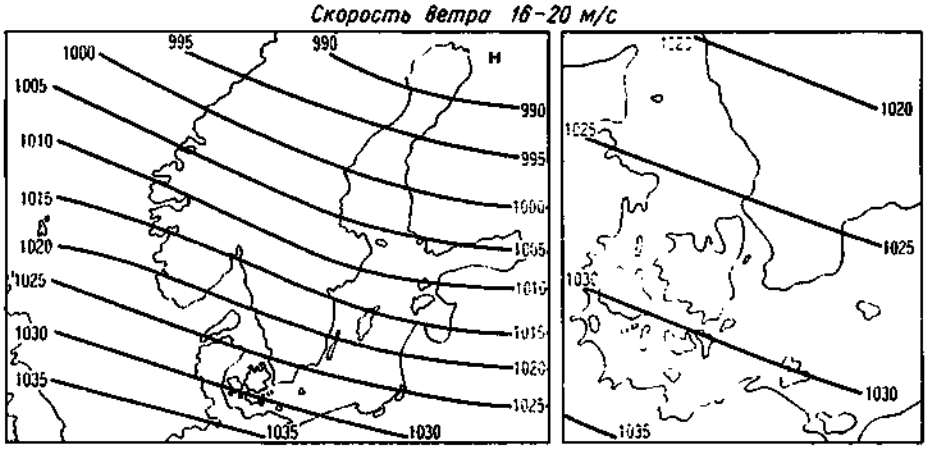


Рис. 13. Схема макросиноптического положения при западном ветре.







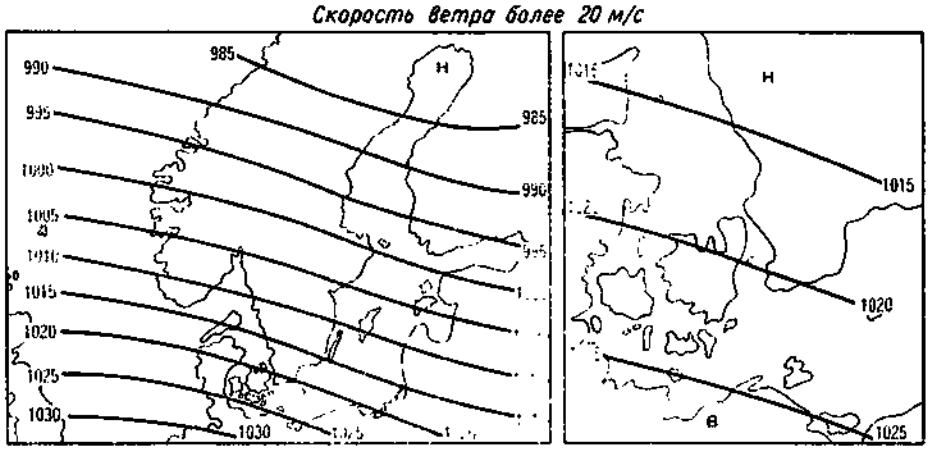


Рис. 14. Типовые поля атмосферного давления при западном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

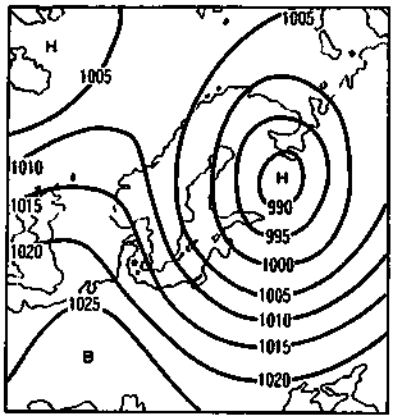
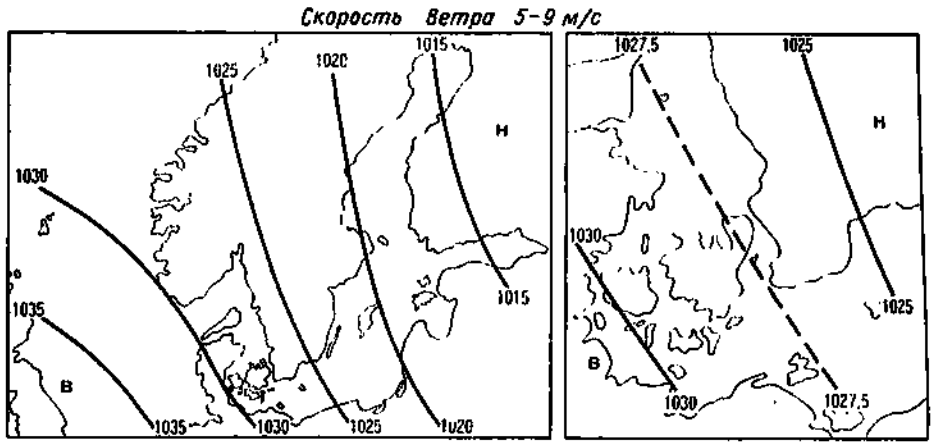
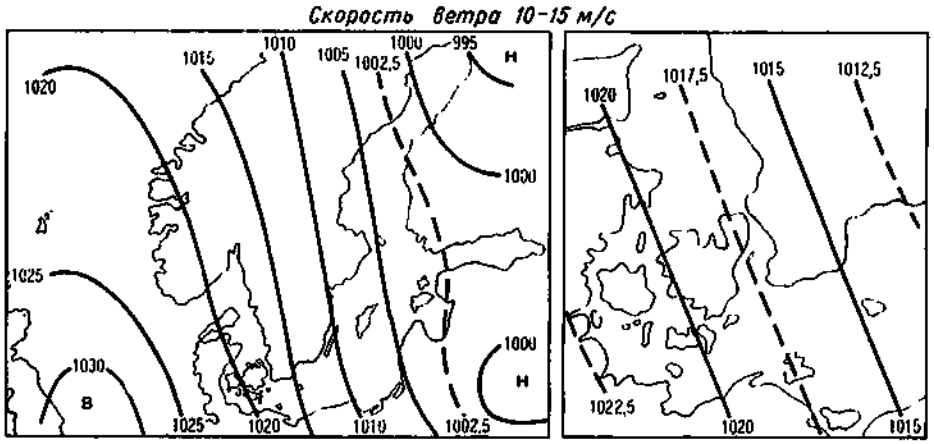
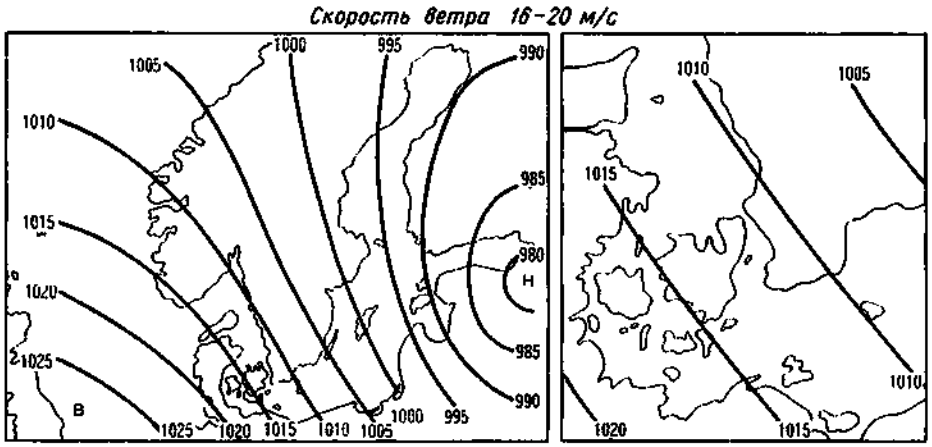


Рис. 15. Схема макросиноптического положения при северо-западном ветре.







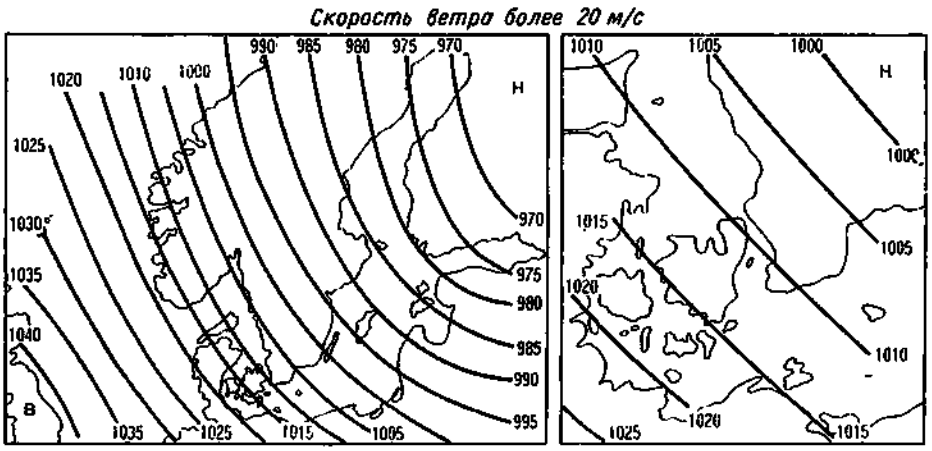


Рис. 16. Типовые поля атмосферного давления при северо-западном ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

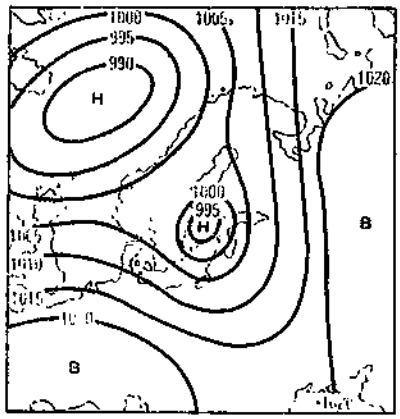
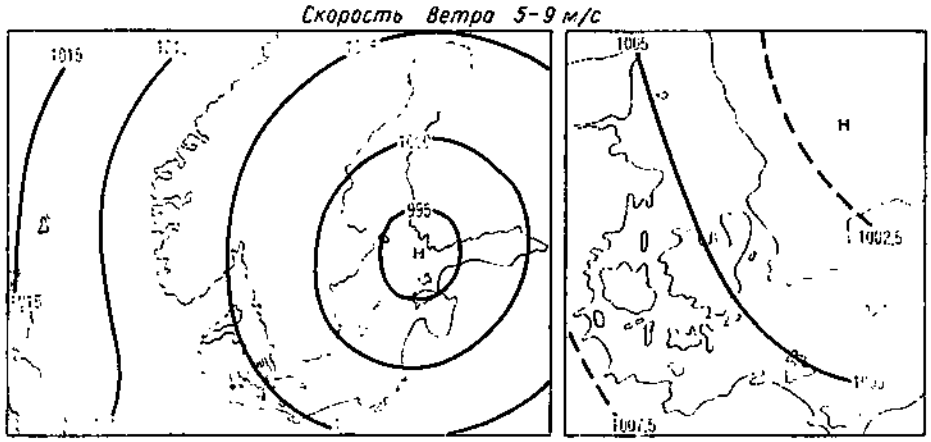
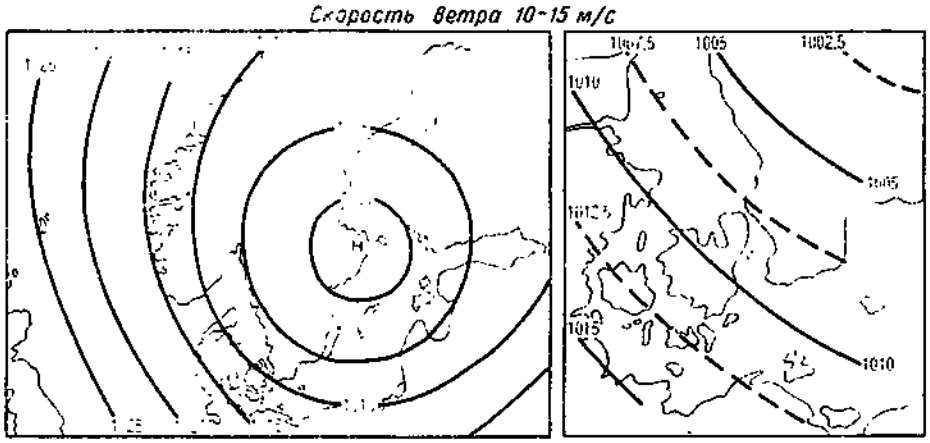
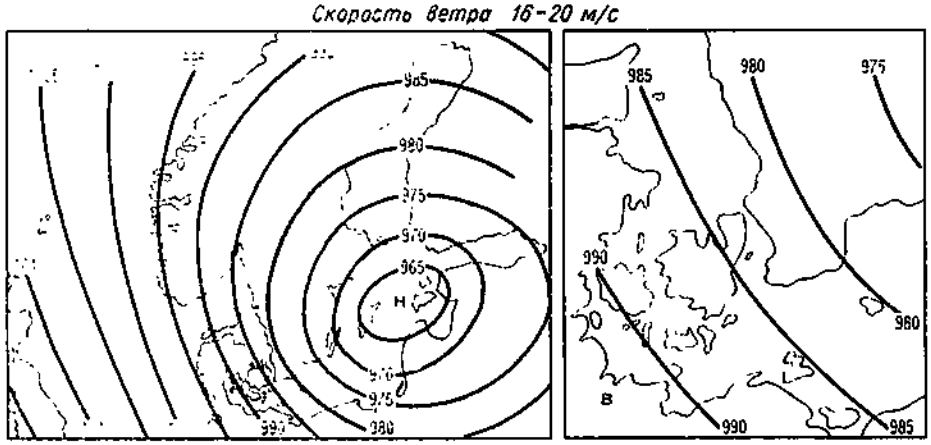


Рис. 17. Схема макросиноптического положения при ситуации «циклон над морем».







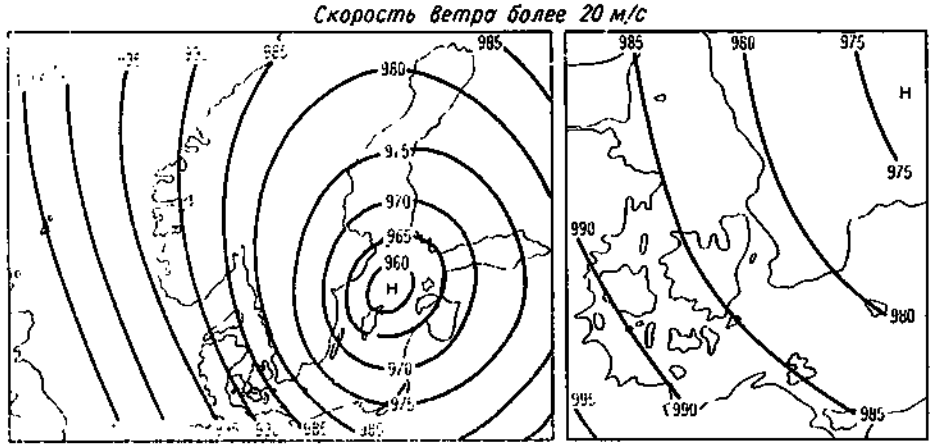


Рис. 18. Типовые поля атмосферного давления при ситуации «циклон над морем» и ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

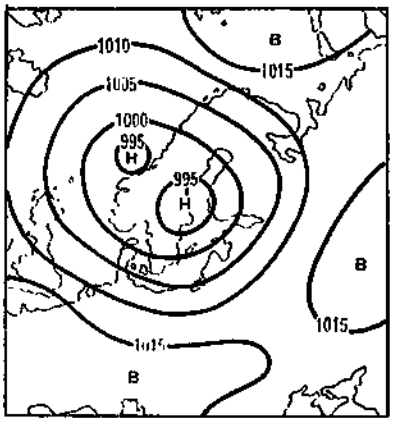
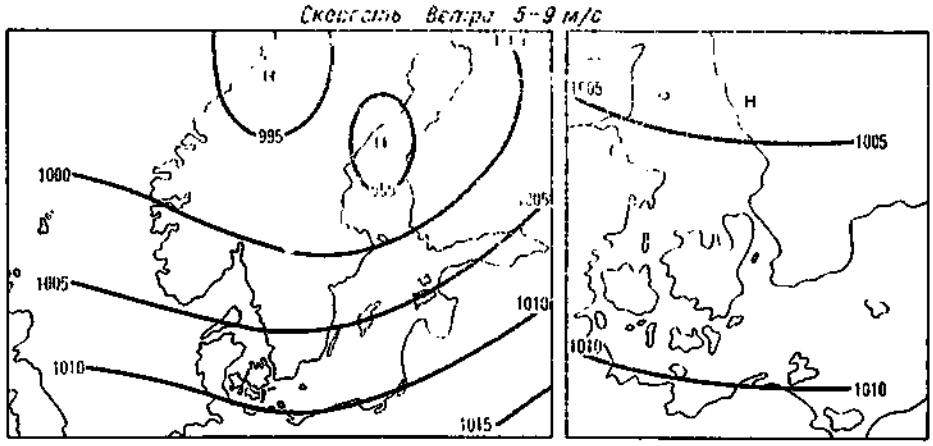
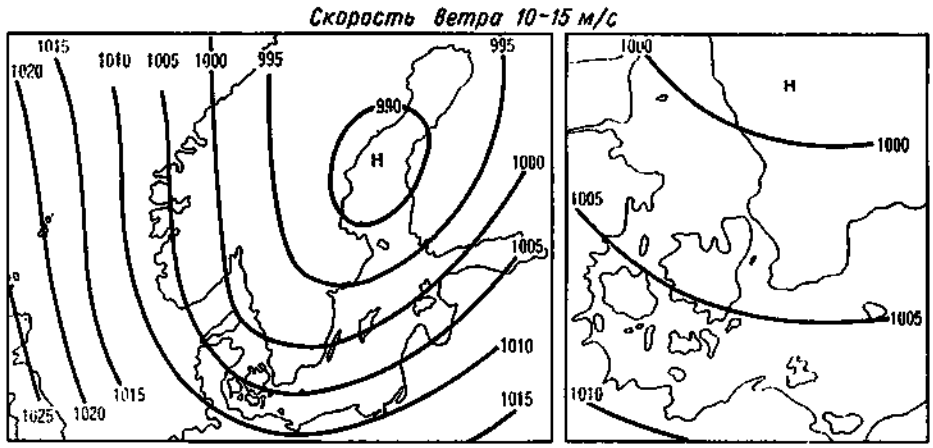
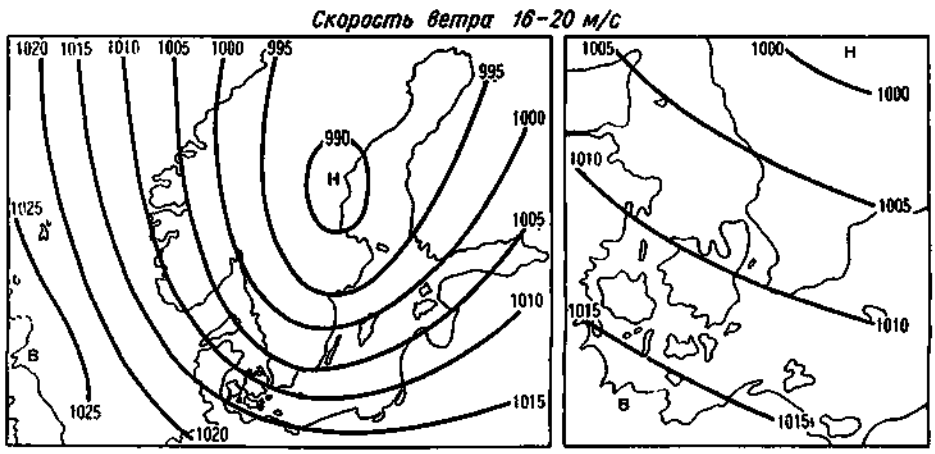


Рис. 19. Схема макросиноптического положения при ситуации «ложбина над морем».







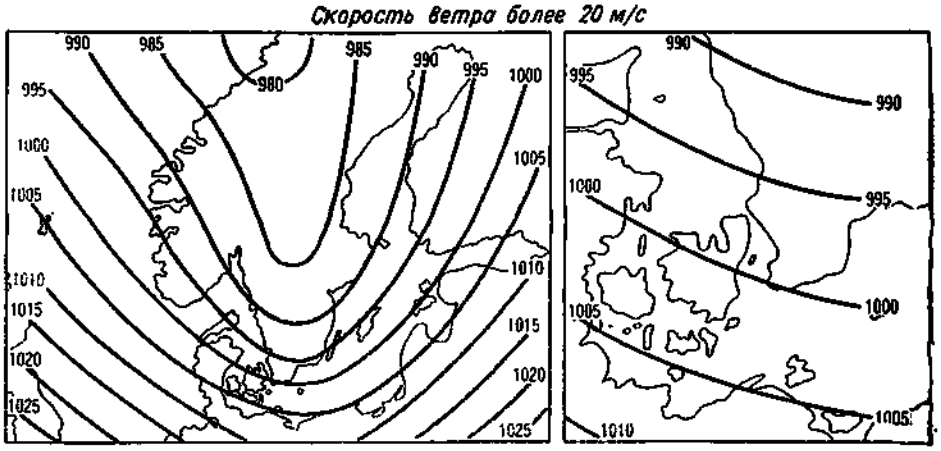


Рис. 20. Типовые поля атмосферного давления при ситуации «ложбина над морем» и ветре различной скорости над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

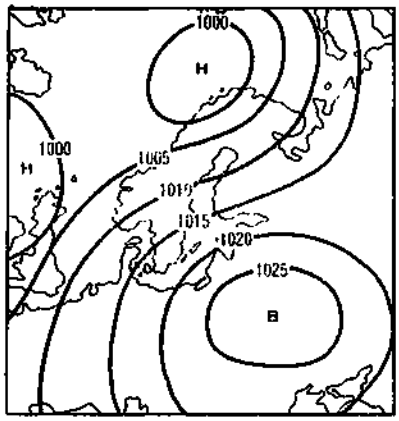


Рис. 21. Схема макросиноптического положения при ситуации «гребень над морем».

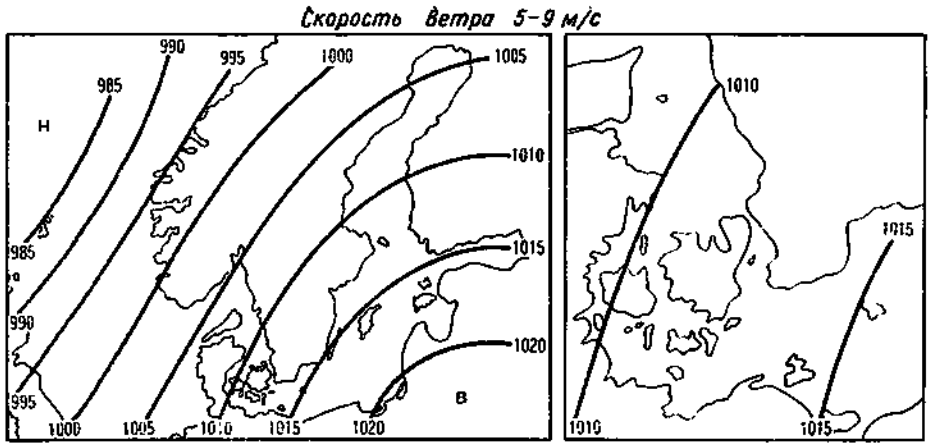


Рис. 22. Типовые поля атмосферного давления при ситуации «гребень над морем» и ветре скоростью 5—9 м/с над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

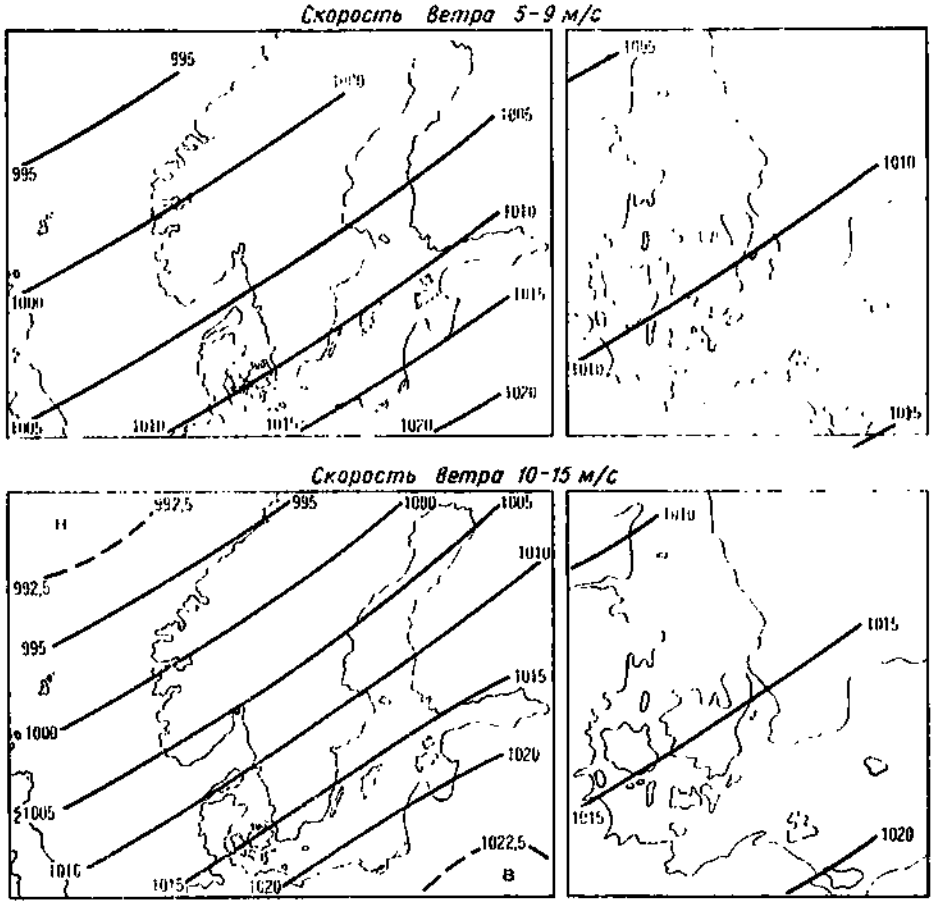


Рис. 23. Типовое поле атмосферного давления при юго-западном ветре различной скорости (без изменения направления ветра над Датскими проливами) над центральной частью Балтийского моря (слева) и Датскими проливами (справа).

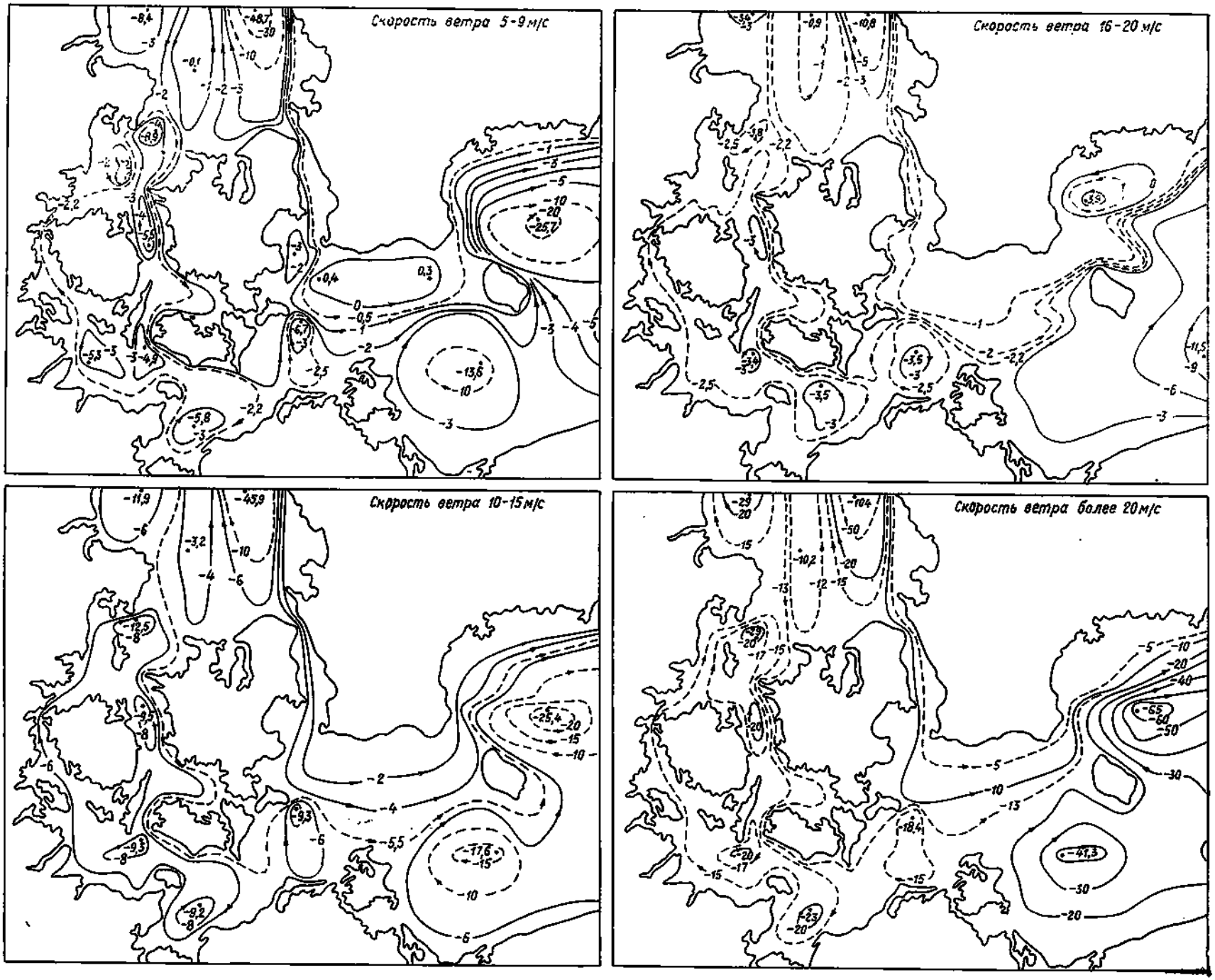


Рис. 24. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при северном ветре различной скорости над морем.

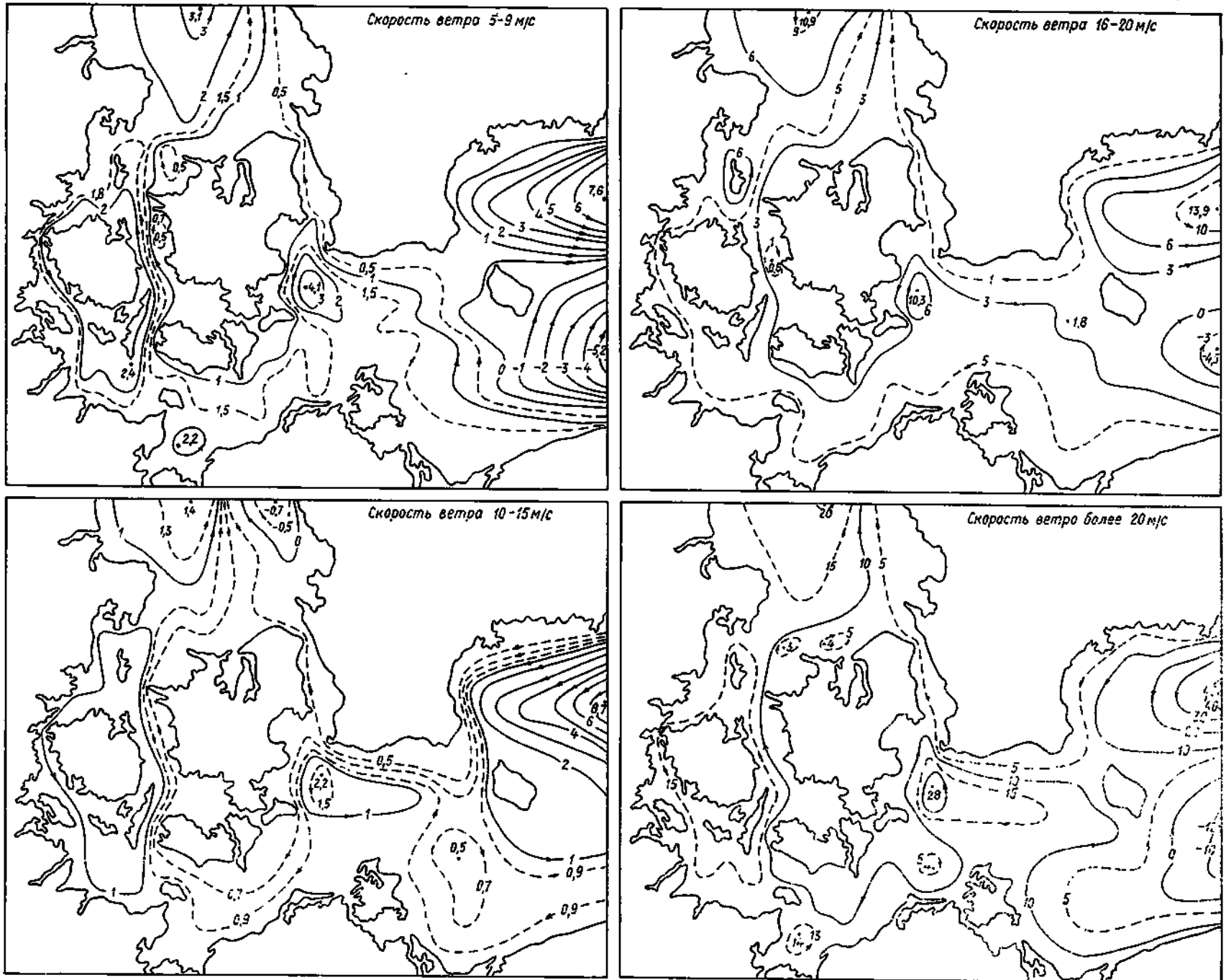


Рис. 25. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при северо-восточном ветре различной скорости над морем.

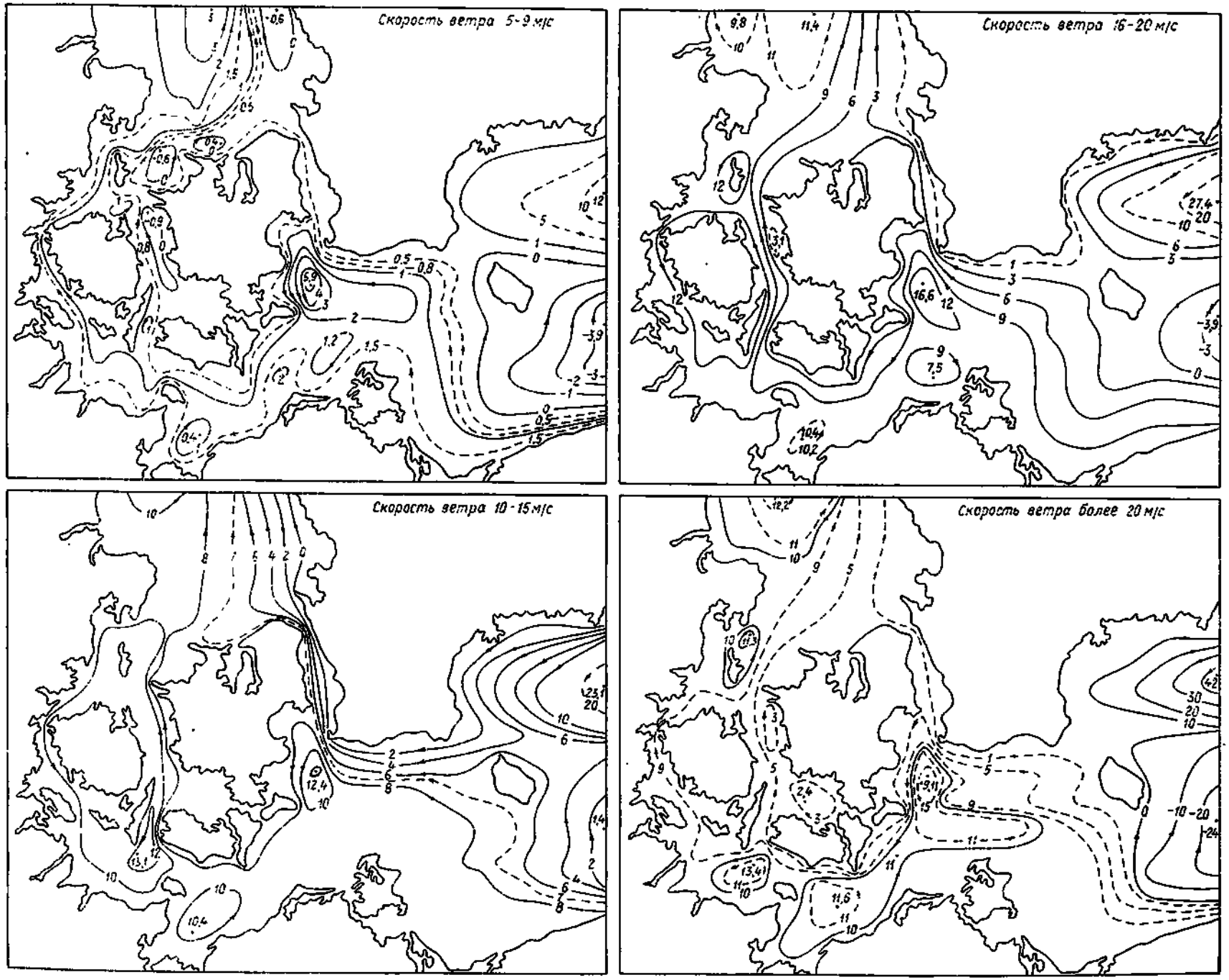


Рис. 26. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\phi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при восточном ветре различной скорости над морем.

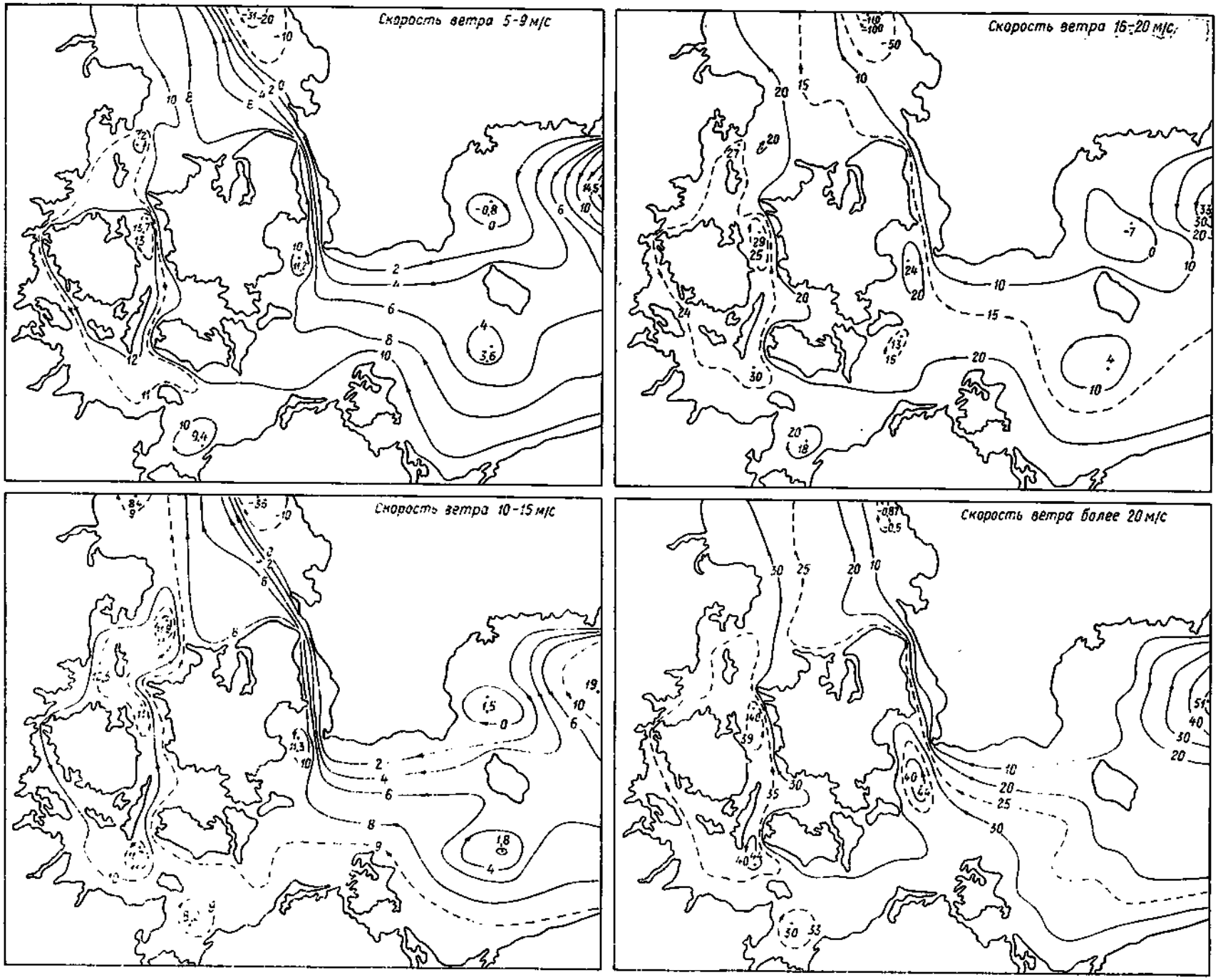


Рис. 27. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при юго-восточном ветре различной скорости над морем.

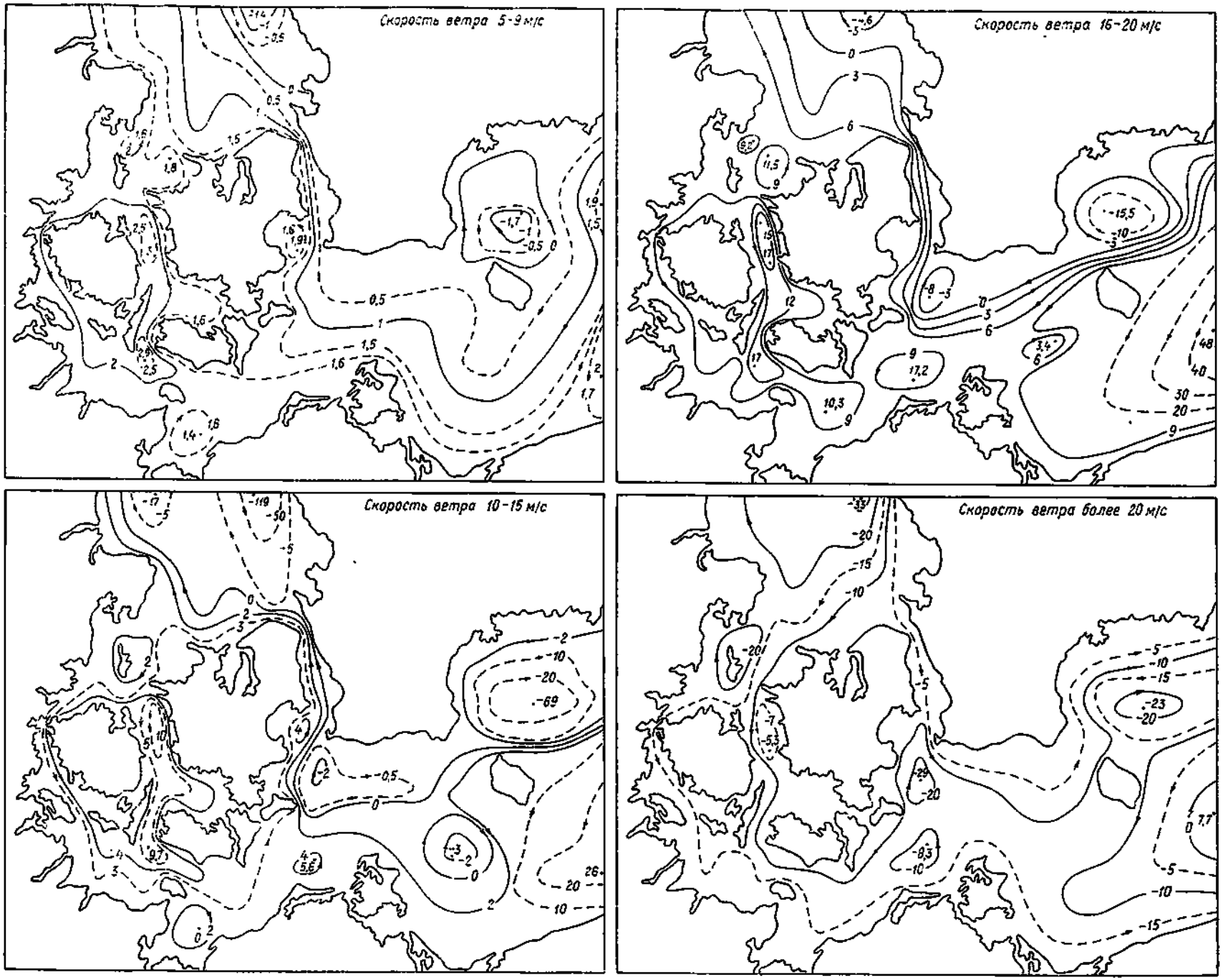


Рис. 28. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\phi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при южном ветре различной скорости над морем.

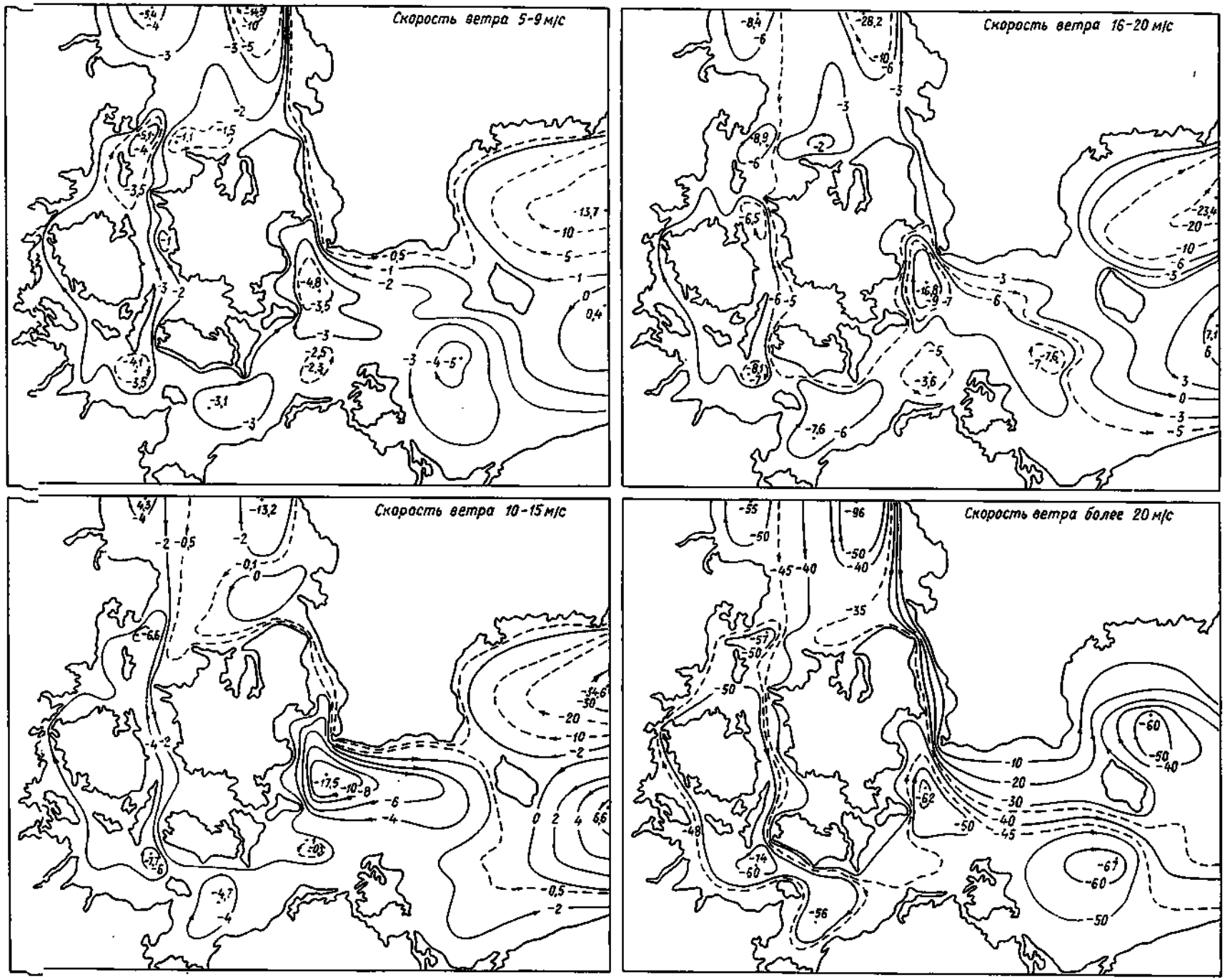


Рис. 29. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при юго-западном ветре различной скорости над морем.

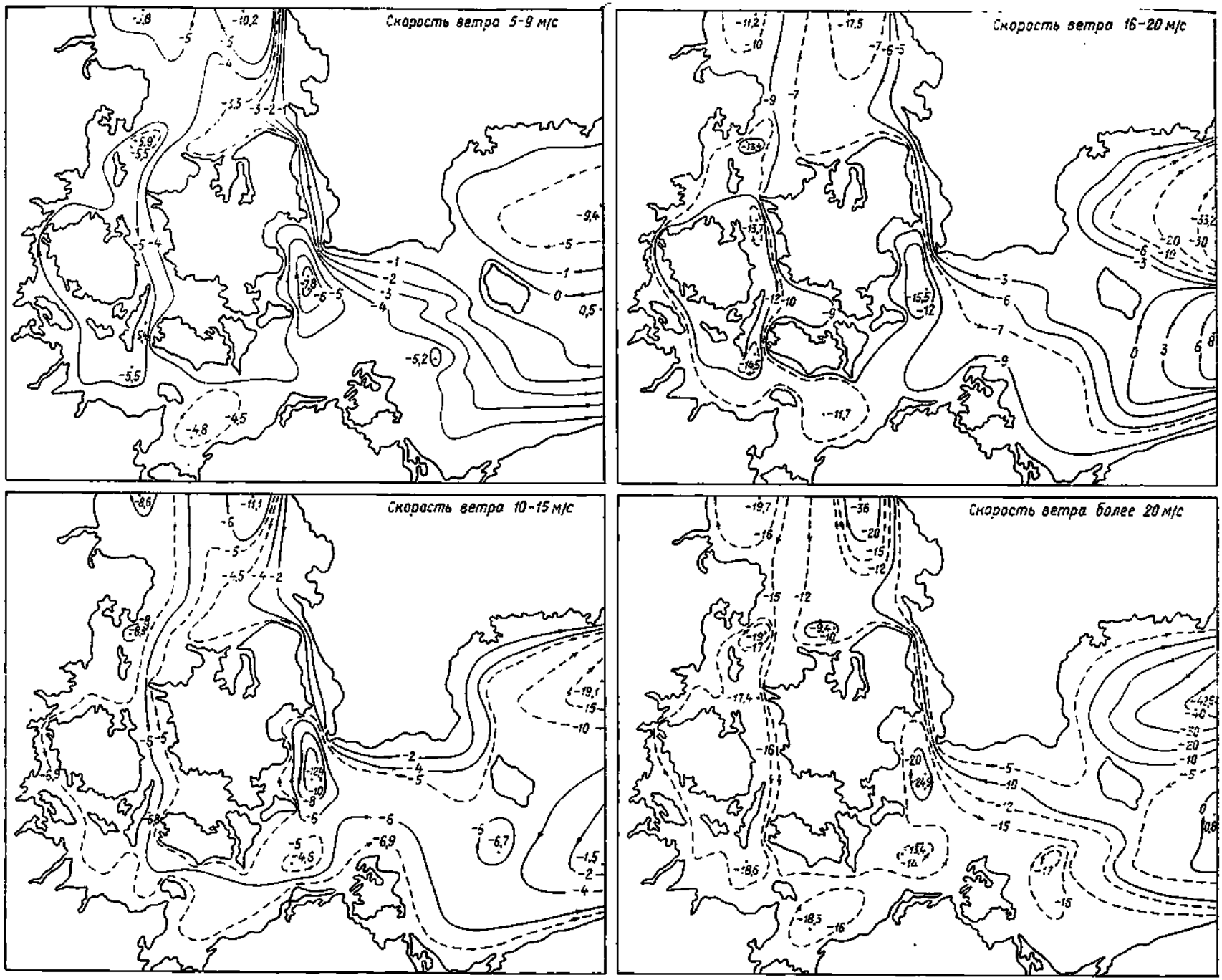


Рис. 30. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при западном ветре различной скорости над морем.

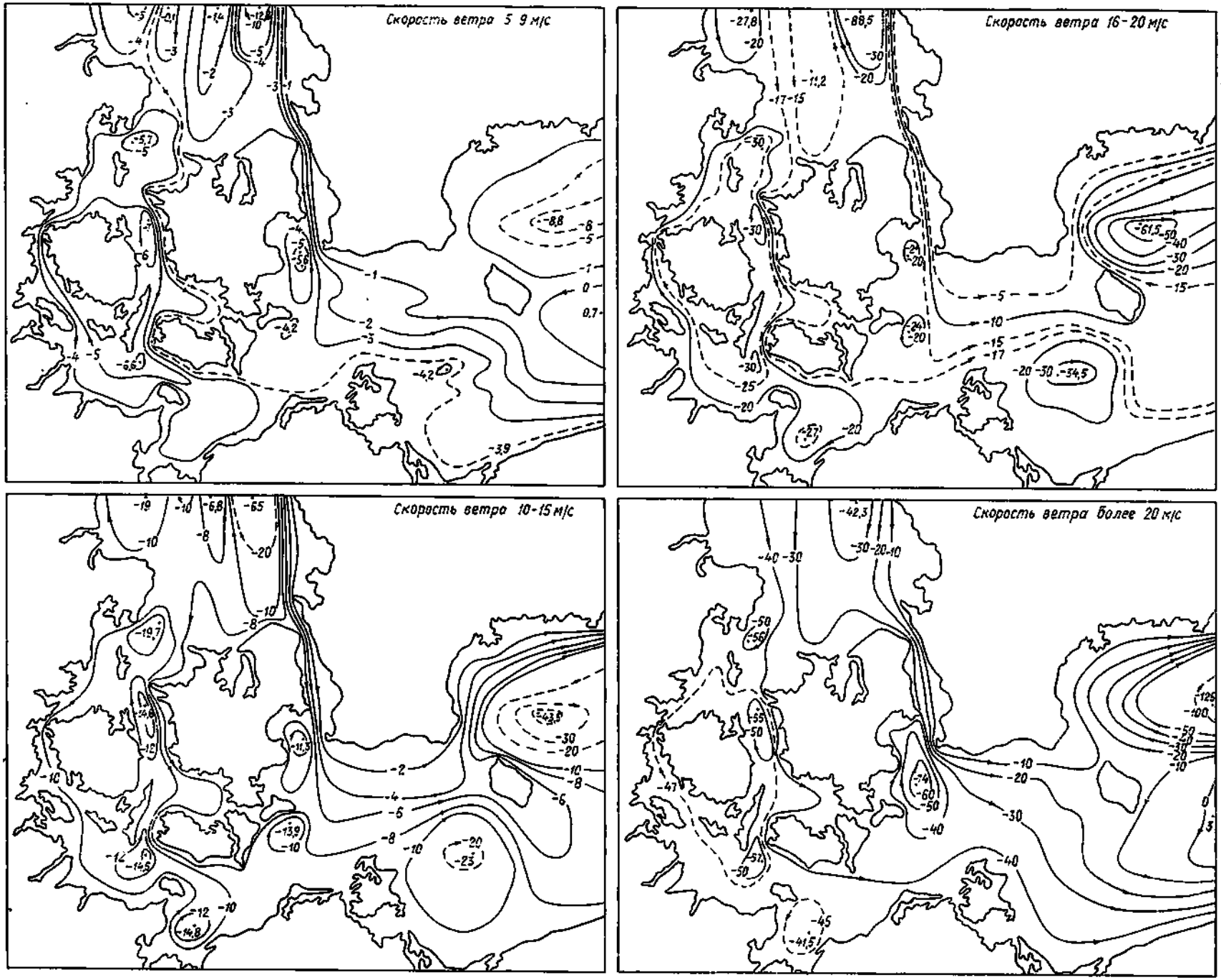


Рис. 31. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при северо-западном ветре различной скорости на морем.

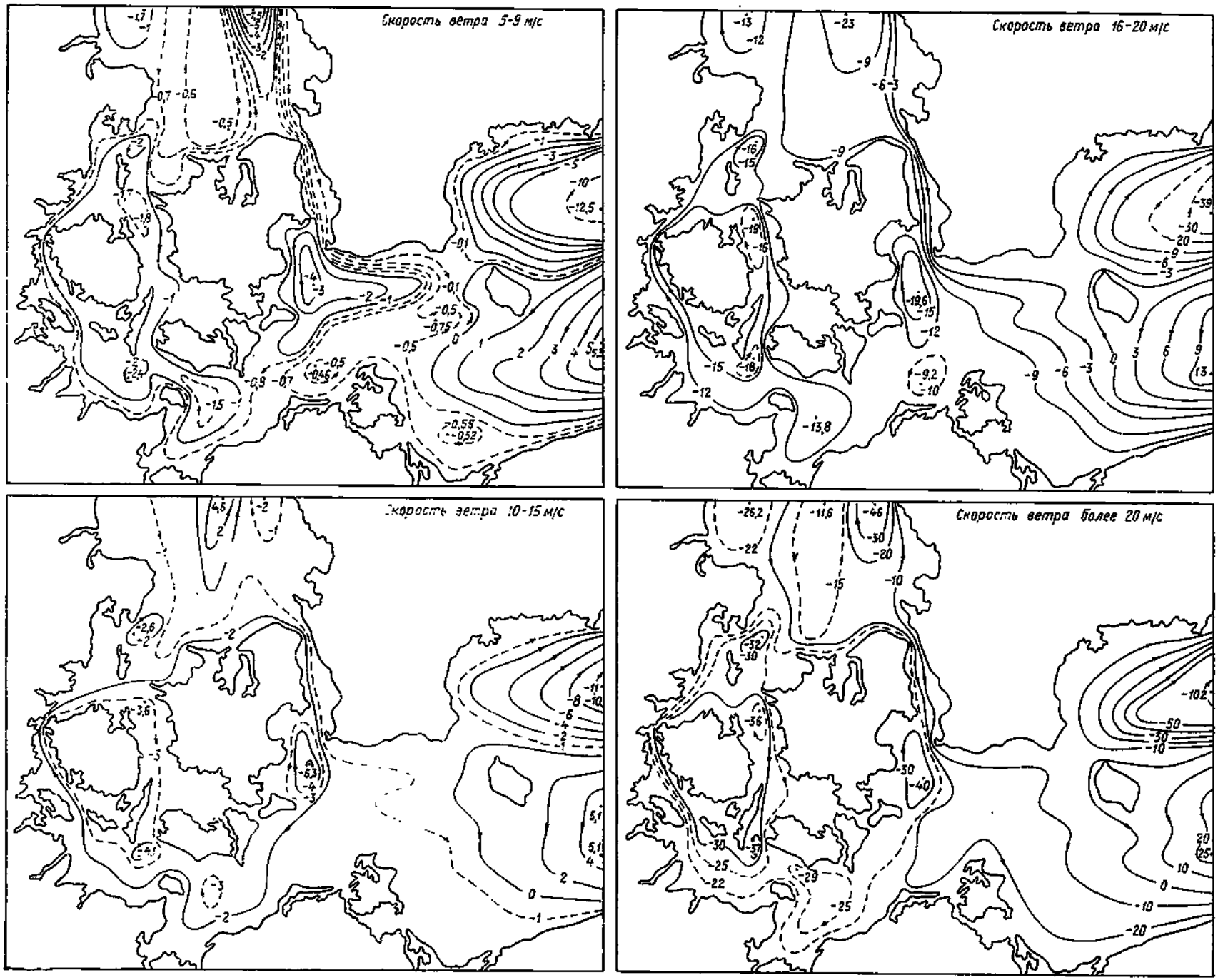


Рис. 33. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при ложбине над морем.

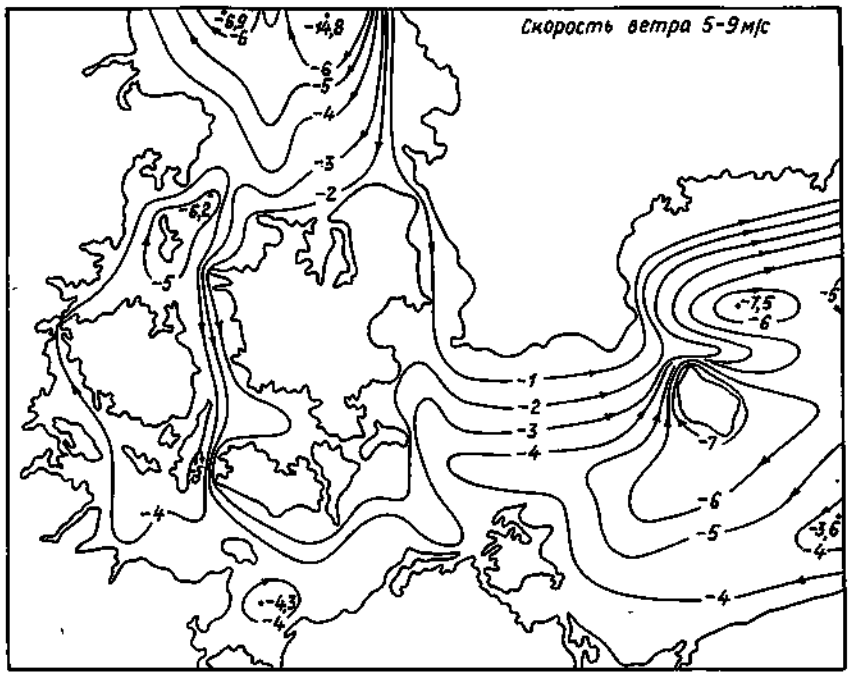


Рис. 34. Схема интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при гребне над морем и скорости ветра 5—9 м/с.

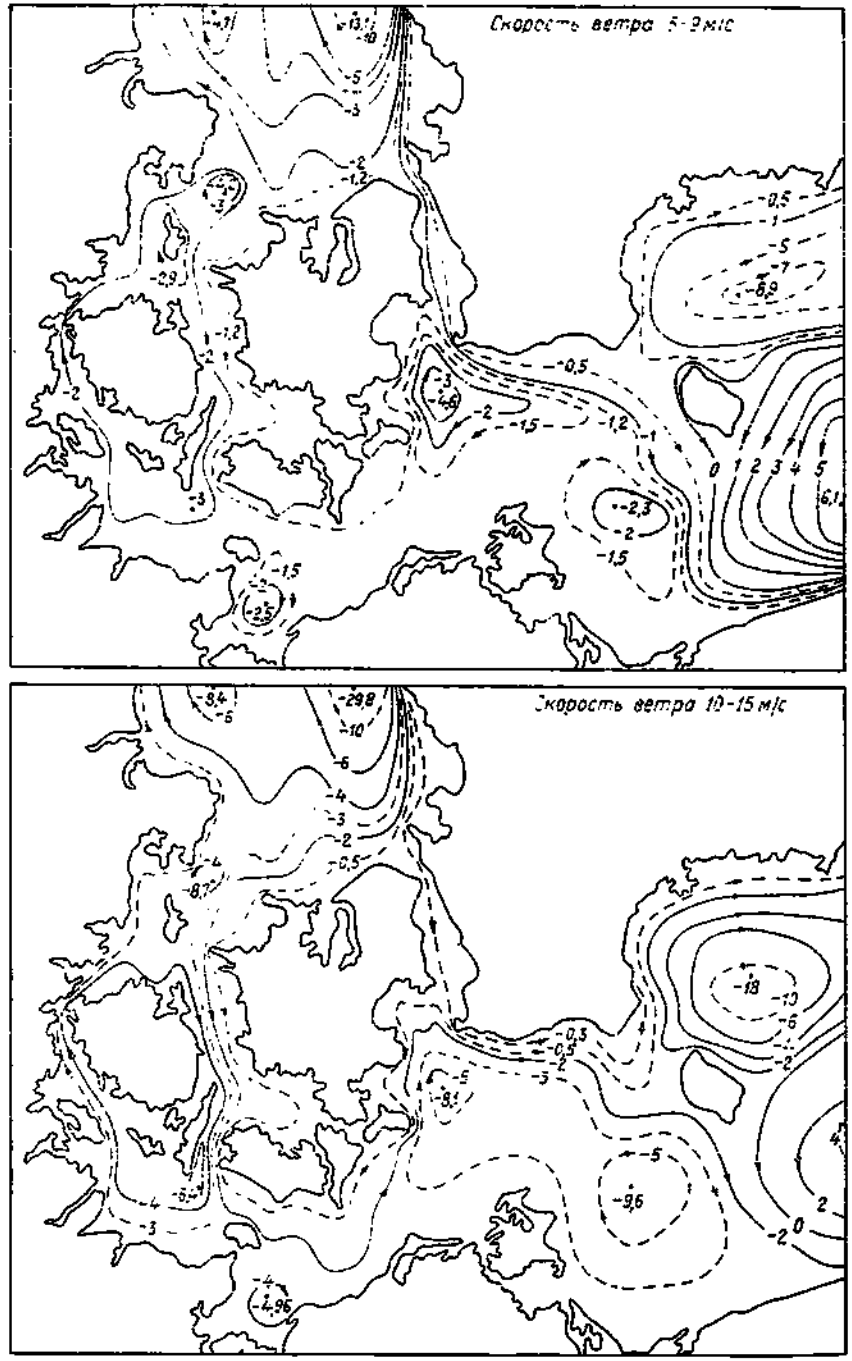


Рис. 35. Схемы интегральной ветровой циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов при юго-западном ветре различной скорости над морем (синоптические ситуации без поворота изобар над проливами).

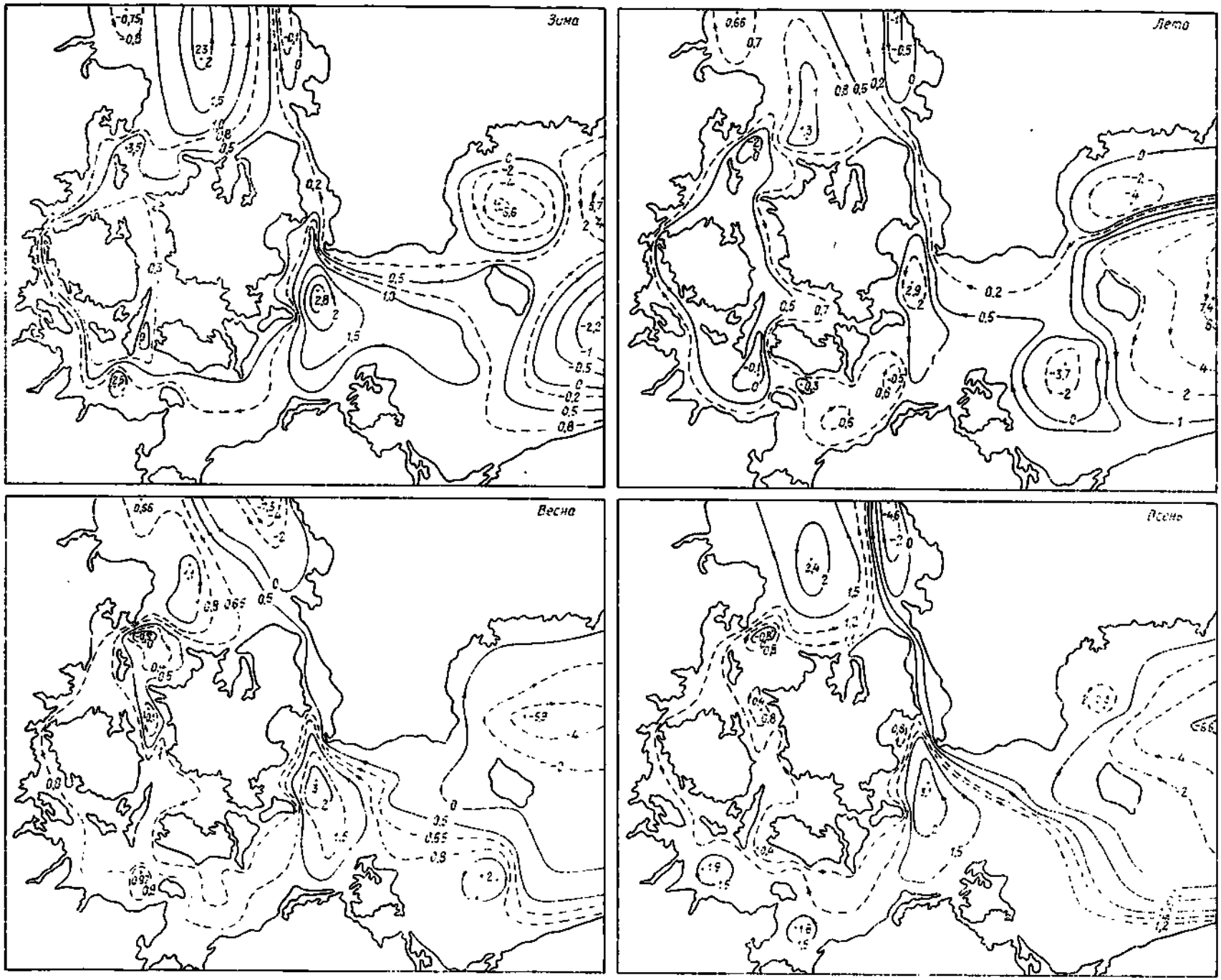


Рис. 36. Схемы интегральной бароклинной циркуляции вод ($\psi \cdot 10^{-10}$ см^3/с) в зоне Датских проливов в различные сезоны года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас волнения и ветра Балтийского моря.— Таллинн, 1965.— 88 с.

2. Атлас поверхностных течений в проливах Каттегат, Зунд, Большой Бельт и Малый Бельт/Под ред. Б. Я. Тамашунаса.— Л., 1959.— 21 с.

3. Атлас типовых полей ветра.— Клайпеда, 1980.— 100 с.

4. Вительс Л. А. Характеристики бароциркуляционного режима.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 285 с.

5. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 280 с.

6. Дзердзеевская Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1946.— 80 с.

7. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 269 с.

8. Макаров В. А., Мензин А. Б. Моделирование океанологических процессов.— Л., 1979.— 171 с.

9. Мензин А. Б., Сыроватко Н. А. Моделирование ветровой циркуляции в бароклинном море//Тр. ГОИН.— 1983.— Вып. 169.— С. 129—133.

10. Методические указания. Расчет режима морского ветрового волнения. Вып. 42.— М., 1979.— 93 с.

11. Мультановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Ч. 1.— М., 1933.— 139 с.

12. Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 3.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 256 с.

13. Путырский В. Е., Михайлов Ю. Д. Циркуляция вод Балтийского моря при продолжительном воздействии юго-западных ветров//Метеорология и гидрология.— 1977.— Вып. 10.— С. 47—54.

14. Суставов Ю. В., Чернышева Е. С., Цуприва И. Е. Исследование ветровых течений Балтийского моря на основе математической модели взаимодействия пограслоев//Тр. ГОИН.— 1981.— Вып. 157.

15. Europäischer Wetterbericht.— Offenbach am Main, 1976—1987.

16. Hess P., Brezowsky H. Katalog der Grosswetterlagen Europas//Ber. des Deutschen Wetterdienstes.— 1977.— Bd. 15.— N 113.— 68 s.

17. Jacobsen T. S. Raw Estimates of Baltic total water balance//5th Meeting of Experts on the Water balance of the Baltic.— Rostock, 1977.

18. Monatskarten der Dichte des Wasser in der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte//Erg. Deutsch. Hydrog. Z.— 1971.— R. B (4°).— N 13.— 127 s.

19. Monatskarten der Temperatur der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte//Erg. Deutsch. Hydrogr. Z.— 1971.— R. B (4°).— N 11.— 150 s.

20. Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte//Erg. Deutsch. Hydrogr. Z.— 1971.— R. B (4°).— N 12.— 148 s.

21. Nautisk-Meteorologisk Årbog. København, 1953—1962.

22. Täglicher Wetterbericht.— Offenbach am Main, 1958—1975.

23. Wyrtki K. Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951//Kieler Meeresforsch.— 1954.— Bd. 10.— H. 1.— S. 19—25.

Справочное издание

ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР

Том III

БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

Выпуск 1. Гидрометеорологические условия

Редакторы: Н. С. Смирнова, О. О. Штанникова. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор Е. Н. Чукаева. Технический редактор Н. В. Морозова. Корректор Е. А. Жарова.

Н/К

Сдано в набор 13.08.91. Подписано в печать 10.02.92. Формат 60×90¹/₈. Бумага типографская № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 57,21 с вкл. Кр.отт. 57,21 с вкл. Уч.-изд. л. 67,34. Тираж 650 экз. Индекс ОЛ-67. Заказ № 157. Гидрометеоиздат. 199226, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени объединения «Техническая книга» имени Евгении Соколовой 190000, г. Санкт-Петербург, Прачечный переулок, 6.

Замеченные опечатки в кн. «Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Сер. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III» (Л.: Гидрометеоиздат, 1992)

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
5 (слева)	22-я снизу	В. А. Строк	В. Л. Стрюк
5 (слева)	6-я снизу	гл. 2.10 — Т. И. Румянцева	Гл. 2.10 — С. Н. Тупикин, п. 2.10.3 — С. Н. Тупикин, Т. И. Румянцева
5 (справа)	1-я сверху	Т. А. Чижева	Т. А. Гожева

Замеченные опечатки в кн. «Балтийское море. Вып. 2. Сер. Проект «Моря». Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. III» (СПб.: Гидрометеоиздат, 1994)

Страницы	Напечатано	Следует читать
246, 248, 250, 251, 253 — рис. 12.28	«Профессор Адольф Пенк»	«Профессор Альбрехт Пенк»
336, 337 — рис. 14.20	То же	То же
339—341 — рис. 14.21	„	„
378, 380, 381 — рис. 14.47	„	„
398—401 — рис. 14.58	„	„