ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ I

БАРЕНЦЕВО МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МУРМАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ I

БАРЕНЦЕВО МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Под редакцией
канд. геогр. наук Ф. С. ТЕРЗИЕВА,
канд. геогр. наук Г. В. ГИРДЮКА,
канд. геогр. наук Г. Г. ЗЫКОВОЙ,
канд. геогр. наук С. Л. ДЖЕНЮКА

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ — 1990

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, физической океанологии и динамике вод Баренцева моря. Содержится подробный научный анализ закономерностей формирования и современного состояния элементов климата (ветер, температура и влажность воздуха, облачность, осадки, грозы, туман, ограниченная видимость и др.) и гидрологического режима (тепловой баланс, температура, соленость и плотность воды, уровень, течения, волнение, ледяной покров и др.), их пространственно-временной изменчивости и взаимосвязей. Информационной основой являются данные океанографических съемок, судовых и береговых гидрометеорологических станций, авиационных и спутниковых наблюдений, а также результаты, полученные расчетными методами.

Рассчитана на метеорологов, океанологов, проектировщиков, изыскателей, работников транспортного и промыслового флотов.

Отзывы и предложения просьба направлять Государственному океанографическому институту по адресу: 119838, ГСП, Москва, Г-34, Кропоткинский пер., 6.

Справочное издание

Проект «Моря СССР»

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР
Том 1. Баренцево море
Вып. 1. Гидрометеорологические условия

Редактор Т. А. Иванова. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор Б. А. Бураков. Технический редактор Г. В. Ивкова. Корректор А. В. Хюркес.
Сдано в набор 16.04.90. Подписано в печать 21.09.90. Формат 60×90/8. Бум. тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 35,0. Кр.-отт. 35,0. Уч.-изд. л. 41,39. Тираж 470 экз. Индекс ОЛ-4. Заказ № 7ДСП. Цена 2 р. 60 к. Заказное. Гидрометеоиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

Г 1805040600-117 / 069(02)-90 Без объявл.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Физико-географическая характеристика 6

Часть I. Метеорологический режим 13

Введение . . . . . —

1. Основные климатические факторы. Климатические сезоны и районы моря 14
1.1. Радиационные факторы климата . . . . . —
1.2. Циркуляционные факторы климата 17
1.3. Роль подстилающей поверхности в формировании климата 19
1.4. Климатические сезоны 20
1.5. Районирование моря по климатическим условиям 22

2. Температура воздуха 23
2.1. Годовой ход температуры воздуха . . . . . —
2.2. Средняя сезонная температура воздуха и междусезонные изменения 27
2.3. Суточный ход температуры воздуха 32
2.4. Междусуточные изменения температуры воздуха 39
2.5. Статистические распределения средней суточной температуры воздуха 45
2.6. Продолжительность низкой температуры . . . 50
2.7. Статистическая структура экстремальной температуры 54

3. Ветер 62
3.1. Повторяемость направлений и средняя скорость ветра . . . . . —
3.2. Повторяемость ветра различной силы 68
3.3. Непрерывная продолжительность ветров различной силы и направления 75
3.4. Наибольшая скорость и порывы ветра 79
3.5. Типовые атмосферные процессы, обусловливающие сильные и штормовые ветры 82

4. Температурно-ветровой комплекс 86
4.1. Закономерности формирования двумерных распределений температуры воздуха и скорости ветра . . . . . —
4.2. Распределение температуры воздуха при сильных и штормовых ветрах разного направления 90
4.3. Аппроксимация двумерных распределений температуры воздуха и скорости ветра 92

5. Условия обледенения судов 95
5.1. Эмпирические исследования обледенения судов —
5.2. Анализ синоптических условий обледенения судов 96

6. Влажность воздуха 100

7. Облачность 111
7.1. Средний балл общего количества облаков и облаков нижнего яруса 112
7.2. Число ясных и пасмурных дней 119

8. Атмосферные осадки 126

9. Туман и ограниченная видимость 134
9.1. Условия образования туманов над морем . . —
9.2. Пространственно-временна́я характеристика туманов 141
9.3. Ограниченная видимость 144

10. Грозы 151
Заключение 154
Приложение 158

Часть II. Гидрологический режим 159

Введение . . . . . —

1. История исследований и состояние океанологической изученности 160

2. Тепловой баланс и теплооборот 165
2.1. Методика расчетов . . . . . —
2.2. Общая характеристика радиационного и теплового балансов 167
2.3. Сезонная изменчивость теплового баланса и энтальпии 171
2.4. Некоторые характеристики энергообмена между морем и атмосферой 176

3. Температура воды 178
3.1. Режимные характеристики температуры воды . —
3.2. Распределение температуры воды по вертикали. Формирование сезонного термоклина 182
3.3. Изменчивость температуры воды 185

4. Соленость и плотность воды 189
4.1. Режимные характеристики солености . . . . . —
4.2. Плотность воды и устойчивость водных слоев 193
4.3. Конвективное перемешивание 195

5. Водные массы и гидрологические фронты 198

6. Уровень моря 204
6.1. Общая характеристика. Средний уровень моря и его изменения . . . . . —
6.2. Величина колебаний уровня моря 206
6.3. Приливные колебания уровня 207
6.4. Непериодические колебания уровня 212
6.5. Синоптические условия и механизм формирования сгонно-нагонных колебаний уровня 215
6.6. Режимно-статистические характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня 221

7. Течения и водообмен 222
7.1. Общая характеристика режима течений . . . . —
7.2. Приливные течения 224
7.3. Непериодические и суммарные течения 227
7.4. Оценки водообмена в проливах и на границах моря 231

8. Ветровое волнение 232
8.1. Состояние изученности . . . . . —
8.2. Синоптические условия образования штормового волнения 234
8.3. Режимные функции распределения элементов волн 239
8.4. Спектральные характеристики ветрового волнения 243

9. Ледяной покров 247
9.1. Общие сведения о ледовом режиме . . . . . —
9.2. Ледовитость и положение кромки льда 250
9.3. Ледообмен и ледовый баланс моря 254
9.4. Геометрические параметры морских льдов . . . 256
9.5. Дрейф льда 260
9.6. Физико-механические свойства морских льдов . . 263
9.7. Синоптическая изменчивость ледяного покрова 265
9.8. Ледовые условия плавания 267
Заключение 270

Список литературы 272

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 относятся 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 т. п. 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 с участием ААНИИ, ДВНИГМИ, республиканских и территориальных управлений Госкомгидромета СССР 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 теоретичских 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 на шельфах 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 Госкомгидромета СССР, Минрыбхоза СССР, АН СССР и союзных республик и других ведомств под общим руководством ГОИНа и специализированным научно-методическим руководством ВНИРО (океанологические основы формирования биопродуктивности), 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» (вып. 1) и «Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности» (вып. 2). Для акватории некоторых морей подготовлен вып. 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 вопро-

сов 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; водородный показатель (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», 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 солевом составе и электрической проводимости 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 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 ЗакНИГМИ (Каспийское море), ДВНИГМИ (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 физ.-мат. 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 (ГГО).

* * *

Том «Баренцево море» подготовлен в соответствии с общим планом серии монографий и состоит из двух выпусков — «Гидрометеорологические

условия» и «Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности». Первый из них, представленный в этой книге, содержит комплексную характеристику метеорологических, гидрологических и ледовых условий Баренцева моря, предназначенную для многоцелевого использования в научно-исследовательской работе и при гидрометеорологическом обеспечении народного хозяйства. Выпуск разделен на две части: «Метеорологический режим» и «Гидрологический режим», каждая из которых является самостоятельной работой и может рассматриваться независимо от другой.

Сведения о гидрометеорологических условиях Баренцева моря необходимы для рационального планирования рыбного промысла и марикультуры, проектирования и эксплуатации гидротехнических сооружений на шельфе, обеспечения безопасности мореплавания, а также для решения задач охраны водной и воздушной среды. На их основе осуществляется оптимизация системы наблюдений, определяются направления дальнейших исследований моря. Хорошая изученность отдельных элементов гидрометеорологического режима, наличие продолжительных рядов наблюдений позволяет использовать эти данные для мониторинга климата Арктики, в гидрометеорологическом и промысловом прогнозировании.

На протяжении длительного времени исследования Баренцева моря проводятся организациями Госкомгидромета СССР (Мурманским и Северным территориальными управлениями по гидрометеорологии, Мурманским филиалом ААНИИ), институтами и экспедициями АН СССР, Минрыбхоза, Миннефтепрома, а также учреждениями других министерств и ведомств. В результате этих исследований создан большой информационный фонд, включающий архивы гидрометеорологических наблюдений и синоптических карт, научно-справочную литературу, статьи, отчеты и многочисленные неопубликованные работы. Определенное представление об этом фонде дает библиография настоящего выпуска; достаточно полная характеристика информационной базы содержится в разделах работы, посвященных рассмотрению тех или иных элементов гидрометеорологического режима.

Монография существенно дополняет справочные данные о гидрометеорологических условиях Баренцева моря, представленные в более ранних работах. Многие режимные характеристики получены впервые или со значительно большей пространственно-временной детализацией, чем прежде. Преимущественное внимание уделено оценкам экстремальных значений гидрометеорологических элементов и опасным гидрометеорологическим явлениям. Наряду с этим в монографии широко представлены новые научные и научно-методические результаты, полученные в ходе выполнения проекта «Моря СССР», дан критический анализ современной изученности гидрометеорологического режима, показаны перспективы дальнейших исследований. При подготовке монографии не ставилась задача описания методов метеорологических и морских прогнозов, применяемых на бассейне (это потребовало бы значительного увеличения ее объема), однако во многих случаях выявленные закономерности гидрометеорологического режима имеют прогностическое значение. Поэтому данная работа может быть рекомендована широкому кругу читателей: специалистам научно-исследовательских учреждений и прогностических органов, проектировщикам, изыскателям, работникам транспортного и рыбопромыслового флотов, а также студентам и аспирантам гидрометеорологических и географических специальностей.

Часть I настоящего выпуска монографии подготовлена в Мурманском филиале ААНИИ под научно-методическим руководством канд. геогр. наук Г. Г. Зыковой. Авторами отдельных разделов являются: введение, гл. 2, п. 3.1—3.4, гл. 4,10 — Г. Г. Зыкова (п. 2.3 — при участии Т. Н. Скворцовой, п. 2.4, 2.7, гл. 10 — совместно с Е. Б. Терещенко); Физико-географическая характеристика — С. Л. Дженюк; п. 1.1 — Г. В. Гирдюк; п. 1.2, 1.3 — Т. Н. Скворцова; п. 1.4, 1.5 — Е. Б. Терещенко; п. 3.5 — А. П. Полхов; гл. 5 — Н. Ф. Орлов; гл. 6—9 — Е. С. Мартемьянова (гл. 8 — при участии В. К. Дяченко, п. 9.2, 9.3 — совместно с Г. Г. Зыковой), заключение — Г. Г. Зыкова, Е. С. Мартемьянова.

Часть II подготовлена коллективом сотрудников Мурманского филиала ААНИИ при участии специалистов ГОИНа, Мурманскгидромета и некоторых других организаций. Авторами отдельных разделов являются: введение, п. 3.1, 4.1, 7.4, гл. 8, заключение — С. Л. Дженюк; гл. 1 — Л. В. Антропова, С. Л. Дженюк; п. 2.1, 2.2, 2.4 — Г. В. Гирдюк; п. 2.3 — Г. В. Гирдюк, Л. Ф. Яковлев; п. 3.2 — В. А. Голубев, С. Л. Дженюк; п. 3.3 — С. Л. Дженюк, А. Н. Зуев, И. А. Лебедев; п. 4.2, 4.3 — С. Л. Дженюк, Л. Ф. Яковлев; гл. 5 — С. Л. Дженюк, А. А. Косолапов, И. А. Лебедев; п. 6.1, 6.2 — В. А. Потанин; п. 6.3 — О. И. Зильберштейн, В. А. Потанин; п. 6.4, 6.5 — В. В. Денисов, В. А. Потанин; п. 6.6 — В. В. Денисов, С. В. Коротков, В. А. Потанин, п. 7.1, 7.3 — С. Л. Дженюк, В. А. Потанин; п. 7.2 — В. А. Потанин, С. П. Савельева, В. И. Турчанинов; п. 9.1—9.3, 9.7 — Г. К. Зубакин; п. 9.4 — Г. К. Зубакин, С. В. Хведынич; п. 9.5 — Г. К. Зубакин, А. Н. Зуев, О. Н. Майоров; п. 9.6 — П. Т. Морозов; п. 9.8 — В. В. Денисов.

В выполнении расчетов и различных видов технических работ принимали участие: В. В. Барабанова, Н. О. Бут, Т. И. Бутенко, Л. Ф. Волохова, В. И. Дремалкина, В. К. Дяченко, В. А. Исакова, Т. Н. Калугина, Т. Д. Короткова, В. С. Захарченко, С. В. Казанок, З. А. Кравченкова, М. В. Майорова, Т. А. Малова, Н. В. Миланова, В. А. Намятова, И. Д. Павлюк, И. А. Панкратова, Н. Д. Стоян, В. Е. Танасоглу, Л. И. Хорикова, О. Б. Шошгина.

Баренцево море расположено на шельфе Северного Ледовитого океана между северным побережьем Европы и тремя группами больших островов — арх. Новая Земля, арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и арх. Шпицберген. Морские границы его акватории проходят по линиям о. Серкапейа (арх. Шпицберген) — о. Медвежий — м. Нордкап, м. Святой Нос (Кольский п-ов) — м. Канин Нос, м. Желания (арх. Новая Земля) — м. Кользат (о. Греэм-Белл), м. Мэри Хармсуорт (о. Земля Александры) — о. Виктория — о. Белый — м. Ли-Смит (о. Северо-Восточная Земля). В районе арх. ЗФИ граница проходит по северным побережьям или оконечностям о-вов Земля Александры, Артура, Рудольфа, Ева-Лив, Греэм-Белл. Четыре пролива, соединяющие Баренцево море с соседними бассейнами, — Маточкин Шар, Карские Ворота, Югорский Шар, Хинлопен — рассматриваются как самостоятельные географические объекты, из них только последний относят к акватории Баренцева моря, остальные принадлежат Карскому морю [19]. Условные линии, ограничивающие море на западе и севере, близки к внешней границе шельфа, но нигде с ней не совпадают, оставляя узкую полосу шельфа за пределами моря.

Морфометрические характеристики Баренцева моря (площадь, объем воды, средняя и максимальная глубины) приводятся во многих работах, но не всегда с указанием первоисточника и нередко по устаревшим данным. В современной литературе можно встретить по меньшей мере четыре значения площади моря и столько же — его объема или средней глубины, причем расхождения между этими величинами существенно превышают точность их расчета. Краткая сводка данных по морфометрии Баренцева моря приведена в табл. 1, ниже к ней даны необходимые пояснения.

Таблица 1

Морфометрические характеристики Баренцева моря

Источник или автор, год	Площадь, тыс. км	Объем воды, тыс. км³	Средняя глубина, м
«Морской атлас», 1953	1405	322	229
Фролов Ю. С., 1971	1438,4	267,9	186
БСЭ, 1972	1405	282	200 и 229
Союзморниипроект, 1972	1413,6	—	—
«Атлас океанов», 1980	1424	316	222
МФ ААНИИ, 1987	1417	282	199

До недавнего времени наиболее фундаментальным пособием по географии Мирового океана был «Морской атлас» [256]. Несмотря на то, что его информация полностью обновлена в «Атласе океанов» [19], она еще не исключена из научного обращения, так как многократно повторялась в энциклопедических и других справочных изданиях.

Следующим этапом морфометрических исследований Мирового океана и его морей стала работа, выполненная на географическом факультете ЛГУ Ю. С. Фроловым [383]. Ее результаты получили широкое распространение в научной литературе [129, 265, 349]. Как видно из более поздних оценок, точность измерений в этой работе была сильно завышена, и в настоящее время ее нельзя рекомендовать к использованию.

Наиболее современные данные о морфометрии Северного Ледовитого океана и его морей помещены в соответствующем томе «Атласа океанов» [19] и в «Атласе Арктики» [17]. В справочных и картографических изданиях последних лет они стали общепринятыми. Вместе с тем в некоторых источниках площадь моря указывается по неопубликованному отчету Союзморниипроекта (ссылка на него дана в работе [155]). Следует также упомянуть статью «Баренцево море» в третьем издании БСЭ, где по ходу изложения указаны разные значения средней глубины, а значение объема, равное 282 тыс. км³, в других изданиях не встречается.

Необходимо отметить, что во всех рассмотренных источниках определение морфометрических характеристик Баренцева моря было частью более общей работы, не требовавшей детального анализа для каждого морского бассейна. Чтобы по возможности снять расхождения между справочными данными и получить базовый материал, поддающийся проверке и сопоставлениям, мы выполнили собственные измерения, результаты которых включены в табл. 1. При этом использовались крупномасштабная карта рельефа дна, составленная в ПИНРО [25], и набор навигационных карт масштаба от 1 : 750 000 до 1 : 2 000 000, перекрывающих всю береговую линию и острова Баренцева моря. Площадь моря определялась путем подсчета доли морской поверхности в трапециях со сторонами 20′ параллели и 1° меридиана, объем моря получен путем осреднения глубин в пределах тех же трапеций. По результатам таких измерений можно определить площадь и объем любой части моря, ограниченной меридианами и параллелями, они легко поддаются уточнению по мере обновления картографической основы.

На точности определения площади моря сказываются погрешности обмера сложных контуров, неоднозначность задания границ моря (если они отнесены не к точкам, а к участкам побережий) неустойчивость аккумулятивных форм берега и ледяных берегов арктических островов. Абсолютная погрешность измерения общей площади моря, по нашей оценке, лежит в пределах от 1,0 до 3,0 тыс. км², что соответствует относительной погрешности от 0,07 до 0,2 %.

Точность вычисления объема моря в основном зависит от достоверности батиметрических данных. Случайные ошибки при снятии глубин с карты дают суммарную погрешность, не превышающую 1,0 тыс. км³ или 0,3 % объема моря. Рельеф дна представлен на крупномасштабных картах довольно подробно, однако нет уверенности, что все участки дна картированы правильно. Достаточно указать, что общепринятое в справочных изданиях значение максимальной глубины Баренцева моря (600 м в точке 73° 32′ с. ш., 22° 38′ в. д. [20]) не подтверждается ни батиметрической картой ПИНРО, ни материалами глубоководных океанографических наблюдений, согласно которым глубины в этом районе моря не достигают даже 500 м. На навигационной карте, изданной в 1985 г., отметка 600 м уже снята, максимальная глубина, показанная в Медвежинском желобе, составляет 513 м. Тем не менее можно полагать, что значение объема моря 282 тыс. км³ получено с относительной погрешностью, не превышающей 1 %. Точное совпадение этого результата с цифрой, приведенной в БСЭ, следует признать случайным, так как в нашей работе использованы более поздние материалы.

Распределение площади и объема моря по ступеням глубин представлено в работах [20] и [383], причем шкалы глубин в этих источниках не совпадают, а объемы, как и в табл. 1, сильно расходятся по абсолютному значению. В результате объединения и корректировки этих данных, а также с использованием наших собственных измерений получено более детальное распределение, согласованное по абсолютным и относительным величинам (табл. 2, рис. 1). Чтобы избежать погрешностей округления, объемы даны с тремя значащими цифрами.

Условия водообмена и формирования водных масс в значительной степени зависят от площади сечения проливов и разрезов, образующих границу моря. В табл. 3 приведены сведения о площадях и линейных размерах сечений по контуру моря, его широтной и меридиональной осям, а также по двум разрезам на северо-востоке моря. Площади сечений измерялись по батиметрической и навигационным картам. Для проливов Хинлопен, Маточкин Шар, Карские Ворота, Югорский Шар приведены справочные данные из работы [20]. Из контура моря исключена граница, проходящая по внешнему краю арх. Земля Франца-Иосифа, так как она не показательна для условий водообмена, которые в районе этого архипелага определяются проливами между его южными островами.

Границы Баренцева моря в основном совпадают со створами наименьшего сечения, однако на востоке моря минимальными по площади являются разрез XXVI (или вековой разрез V на схеме Карского моря) и разрез XXV. Последний можно рекомендовать для использования при оценках водообмена, так как он замыкает контур моря, исключая из него примерно 70 % площади поперечного сечения проливов арх. ЗФИ. В целом, как свидетельствуют данные табл. 3, водообмен на границах Баренцева моря затруднен лишь незначительно, и влияние морфометрии дна и берегов на циркуляцию вод не является определяющим.

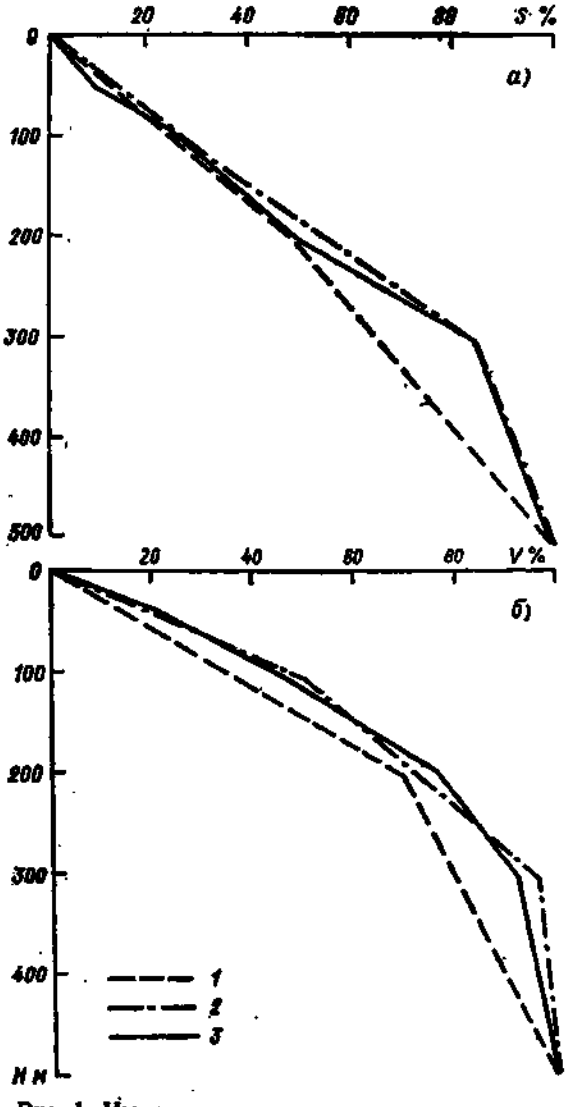


Рис. 1. Интегральные кривые распределения площади (*а*) и объема (*б*) Баренцева моря по данным «Атласа океанов» (*1*), Ю. С. Фролова (*2*) и МФ ААНИИ (*3*).

По сравнению с другими арктическими морями баренцевоморский шельф значительно более глубоководен, и при этом здесь нет монотонного возрастания глубины в сторону океана (рис. 2). Прибрежные мелководья с глубинами до 50 м занимают большую площадь только на юго-востоке моря и в его северо-западной части (Медвежин-

Таблица 2

Распределение площади и объема Баренцева моря по ступеням глубин

Глубина, м	0—50	50—100	100—200	200—300	300—500	500	Итого
Площадь:							
тыс. км²	136	228	323	510	218	1,3	1417
%	9,6	16,1	22,8	36,0	15,4	0,1	100
Объем:							
тыс. км³	68,3	57,5	87,8	46,8	21,7	<0,1	282,1
%	24,2	20,4	31,1	16,6	7,7	—	100

Таблица 3

Морфометрические характеристики некоторых проливов и разрезов Баренцева моря

Пролив, разрез	Протяженность створа, км	Средняя глубина створа, м	Площадь сечения, км²
м. Нордкап — о. Медвежий	418	320	133,6
о. Медвежий — о. Сёркапе	220	119	26,1
пр. Хинлопен	48	36	1,7
арх. Шпицберген — арх. ЗФИ	300	177	53,1
В том числе:			
м. Ли-Смит — о. Стуре	14	86	1,2
о. Стуре — о. Белый	66	161	10,6
о. Белый — о. Виктория	56	73	4,1
о. Виктория — м. Мэри Хармсуорт	164	227	37,2
Проливы ЗФИ			15,3
В том числе:			
к западу от о. Нортбрук			4,7
к востоку от о. Нортбрук			10,6
м. Отьней — м. Желания	457	363	165,9
пр. Маточкин Шар	4	10	0,04
пр. Карские Ворота	61	25	1,5
пр. Югорский Шар	8	17	0,13
м. Святой Нос — Канин Нос	144	60	8,7
Разрез по 40° в. д.	1393	236	329,2
Разрез по 74°30′ с. ш.	1080	291	239,5
Разрез XXVI (м. Желания — о. Сальм)	387	267	103,5
Разрез XXV (от о-вов Баренца на северо-запад) и его продолжение до о. Нортбрук	486	216	104,8

ско-Надеждинская возвышенность). У других побережий Баренцева моря глубины возрастают до 100—200 м уже в нескольких десятках километров от берега. Большой сложностью подводного рельефа отличаются проливы ЗФИ, глубины которых достигают 500 м.

На мелкомасштабных картах рельеф дна Баренцева моря выглядит сглаженным, в действительности ему свойственна сильная расчлененность. На расстояниях порядка десятков километров перепады глубин составляют 50—100 м или 10—30 % глубины моря [19]. Многие особенности рельефа объясняются молодостью морского бассейна, который приобрел свой современный облик не более 10 тыс. лет назад в результате трансгрессии океана, последовавшей за распадом материковых и шельфовых ледников. Согласно реконструкции Г. Г. Матишова [244], в период максимального развития вюрмского оледенения (18—20 тыс. лет назад) почти весь баренцевоморский шельф был покрыт материковым льдом толщиной до 300—700 м и шельфовыми ледниками. Центры ледниковых покровов располагались в горах Скандинавии, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена. Самостоятельные ледяные купола могли существовать на Медвежинско-Надеждинской и Центральной возвышенностях. Уровень океана в этот период был примерно на 120 м ниже современного.

Крупные структурные элементы рельефа дна имеют тектоническое происхождение. На них наложены реликтовые субаэральные формы рельефа и древняя речная сеть. Многочисленны формы рельефа дна, выработанные материковыми льдами — фьорды, желоба, подводные моренные гряды и другие краевые ледниковые образования.

Детальная геоморфологическая характеристика дна Баренцева моря содержится в работе [128]. Рельефу дна присуще равнинно-платформенное строение, осложненное тектоникой и вулканизмом. Наиболее распространенными формами рельефа являются структурно-денудационные возвышенности (Демидовская, Центральная, Персея, Медвежинско-Надеждинская), аккумулятивные и пластовые равнины (Медвежинский, Зюйдкапский, Финмаркенский желоба, Центральная впадина, Печороморская равнина). К гористым побережьям примыкают узкие цокольные равнины с глубинами 100—250 м, прорезанные подводными фьордами, и краевые желоба. Система подводных долин Баренцева моря соответствует дочетвертичной гидрографической сети.

Мелкомасштабные формы рельефа создаются экзогенными процессами, среди которых преобладает эрозионно-аккумулятивное выравнивание [244]. Для мелководных районов на юго-востоке моря характерны песчаные валы и гряды, образованные придонными течениями и волновым перемешиванием. Процессы осадкообразования протекают медленно. По имеющимся оценкам, максимальная скорость отложения осадков в среднем по акватории моря составляет до 0,4 мм/год [129], вместе с тем в прибрежных районах она может быть выше. Наиболее широко распространены терригенные осадки, биогенные и хемогенные отложения отмечаются только в отдельных районах моря.

Гранулометрический состав донных отложений зависит от источников их поступления (речной сток, абразия, перенос льдом и др.) и от интенсивности гидродинамических процессов. Крупнообломочный материал (валунно-галечно-гравийный) преобладает в районе Медвежинско-Надеждинского мелководья и у побережий Кольского полуострова, Шпицбергена, Новой Земли. Песчаный материал распространен в юго-восточной части моря и в других его относительно мелководных районах. Алевритовая (0,1—0,01 мм) и пелитовая (0,01—0,001 мм) фракции встречаются как в прибрежной зоне, так и в центральных глубоководных областях моря [129].

Для Баренцева моря характерно разнообразие береговых процессов и типов берегов, обусловленное различными сочетаниями геоморфологических и гидрометеорологических факторов. Наибольшую протяженность имеют абразионные берега, мало измененные или совсем не измененные морем. На севере Скандинавского полуострова и арх. Новая Земля побережье изрезано фьордами, побережье Кольского полуострова мало расчленено. Берега о. Северный арх. Новая Земля, арх. ЗФИ, о-вов Западный Шпицберген и Северо-Восточная Земля на большом протяжении образованы ледниками и являются источником айсбергов. Берега юго-восточной части моря и о. Колгуев низменные, пологие, среди них преобладают абразионно-бухтовые и выровненные аккумулятивные.

На береговых процессах, особенно в юго-восточной части моря, существенно сказываются приливные колебания уровня. В зависимости от фазы прилива перемещается зона волнового воздействия на берег, причем наиболее четко выраженные элементы рельефа создаются работой волн и прибоя при высокой воде. Наиболее характерным геомор-

фологическим элементом берегов приливных морей являются осушки — широкие накопления тонкозернистого (песочного или илистого) материала, окаймляющие отмелые берега и характеризующиеся земноводным режимом [216]. На абразионных берегах, окаймленных широкими бенчами, образуются каменистые осушки, профиль берега вырабатывается главным образом морским волнением. Песчаные и илистые осушки формируются преимущественно приливом, и только на относительно

бенно при образовании припая. Определенный вклад в формирование берегов при отрицательной температуре воздуха вносит морозное выветривание — разрушение трещиноватых горных пород под воздействием замерзания воды. Совместное влияние абразии приливных колебаний и морозного выветривания приводит к образованию так называемого стрэндфлета — выровненных слабонаклонных поверхностей, образующих несколько уровенных ступеней. Эта форма рельефа отмечается на

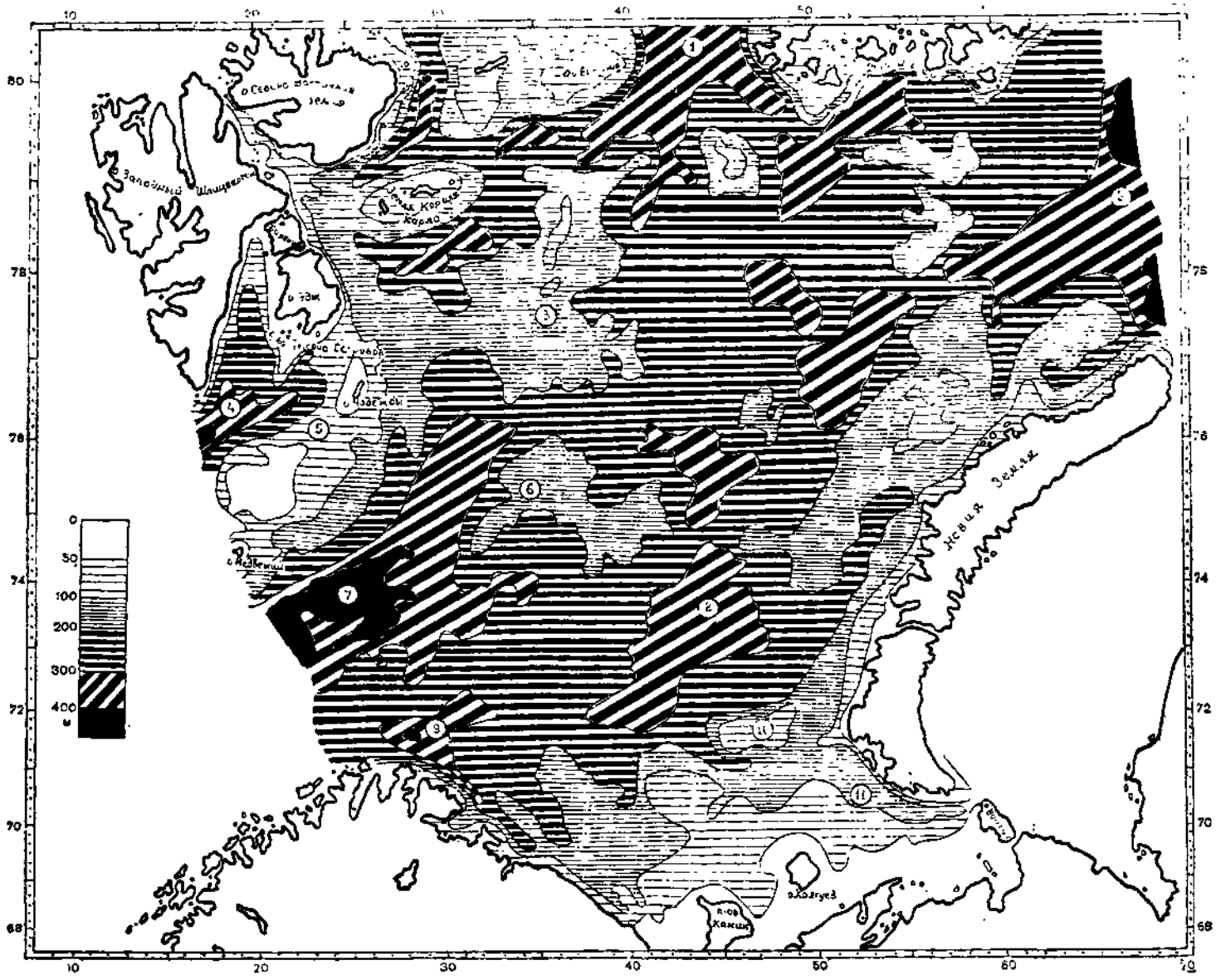


Рис. 2. Рельеф дна Баренцева моря

1 — желоб Франца-Виктории; *2* — желоб Св. Анны; *3* — возвышенность Персея; *4* — Зюйдкапский желоб; *5* — Шпицбергенская банка; *6* — Центральная возвышенность; *7* — Медвежинский желоб; *8* — Центральная впадина; *9* — Норвежский желоб; *10* — Гусиная банка; *11* — Новоземельский желоб.

приглубых аккумулятивных берегах при грубом составе наносов ведущим фактором становятся волны.

На Баренцевом море суммарная площадь осушек составляет, по нашим подсчетам, 1,6 тыс. км². Они особенно развиты у побережий о. Колгуев и п-ова Канин, в Чёшской, Печорской и Хайпудырской губах.

Интенсивность береговых процессов резко ослабевает на протяжении ледового периода (который на юго-востоке моря длится более полугода), особенно на побережьях Скандинавии и Новой Земли [216].

Важной физико-географической особенностью Баренцева моря, оказывающей влияние на его гидрометеорологический режим, является современное оледенение арктических островов. На о. Северный (арх. Новая Земля), большинстве островов ЗФИ, Северо-Восточной Земли господствуют покровные ледники — щиты или купола, от которых спускаются питаемые ими многочисленные выводные ледники. На о. Западный Шпицберген и на Новой Земле к югу от 74° с. ш. преобладает

альпийский тип оледенения — разобщенные долинные ледники, имеющие самостоятельные области питания.

Небольшие о-ва Виктория и Белый представляют собой сплошные ледяные купола. Площадь оледенения составляет на Шпицбергене 35,1 тыс. км², на ЗФИ — 13,7 тыс. км², на Новой Земле — 24,4 тыс. км². При толщине ледников от 200 до 400 м объем льда на Шпицбергене оценивается в 10,3 тыс. км³, на ЗФИ — 2,9 тыс. км³, на Новой Земле — 10,4 тыс. км³ (данные приведены по работе [154], несколько другие и более сомнительные значения площади ледников указаны в работе [324]). Оледенение всех перечисленных островов имеет тенденцию к сокращению, однако скорость отступания ледников в современную эпоху невелика [81].

Площадь водосборного бассейна Баренцева моря составляет 668 тыс. км². При расчетах пресноводного баланса Баренцева моря необходимо учитывать его водообмен с Белым морем, у которого при собственной площади 87 тыс. км² водосборный бассейн занимает 718 тыс. км². Суммарный речной сток в Баренцево и Белое моря оценивается в 478 км³ в год [155]. Это сильно расходится со сведениями о годовом стоке, приведенными в работе [111]: 163 км³ в Баренцево море и 215 км³ — в Белое. Учитывая, что реки бассейна Белого моря изучены значительно лучше, последнюю цифру следует признать более достоверной, и в этом случае годовой сток в Баренцево море должен составить, согласно работе [155], 263 км³. Его истинное значение, по-видимому, близко к этой цифре. Крупнейшей рекой баренцевоморского бассейна является Печора, на которую приходится около половины водосборной площади (322 тыс. км²) и 130 км³ годового стока. Другая половина бассейна приходится на реки Скандинавии и Кольского полуострова, где средний годовой сток довольно значителен (около 500 мм слоя), тундровые реки юго-восточного побережья (250—300 мм) и арктические острова, режим стока которых слабо изучен и отличается значительной пространственной неравномерностью. Имеются данные о суммарном речном стоке с поверхности островов (без разделения по бассейнам морей и без учета айсбергов): Шпицберген — 35,5 км³, ЗФИ — 3,65 км³, Новая Земля — 32,5 км³ [154].

Питание рек преимущественно снеговое или смешанное с преобладанием снегового. Этим определяется внутригодовое распределение стока, в котором хорошо выражены зимний минимум и весеннее половодье (табл. 4). Летняя межень проявляется слабо. На арктических островах практически весь речной сток приходится на три летних месяца.

Таблица 4

Средний месячный сток рек, % годового (по данным [323])

Река	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Печора (Усть-Цильма)	2	1	1	3	23	31	11	6	8	8	4	2
Кола	2	2	2	3	26	26	8	7	8	8	5	3

Твердый сток рек бассейна Баренцева моря невелик. Наименьшая мутность свойственна рекам Кольского полуострова, русла которых лежат в кристаллических породах, и рекам тундровой зоны с многолетнемерзлыми почвогрунтами. Крупнейшим источником твердого стока и растворенных веществ является Печора (средний годовой сток взвешенных наносов — 6,5 млн. т, растворенных веществ — 5,5 млн. т [323]).

В этом обзоре мы ограничились физико-географическими характеристиками, не относящимися к элементам гидрометеорологического режима моря, детальный анализ которых составляет основное содержание других разделов данной монографии. Вместе с тем здесь необходимо остановиться на вопросах физико-географического районирования, которое проводится с учетом всего комплекса элементов и процессов, включая и гидрометеорологические.

По схеме районирования Северного Ледовитого океана, разработанной Е. С. Короткевичем [324], Баренцево море почти полностью отнесено к арктическому физико-географическому поясу, который в свою очередь делится на полярно-арктическую и южно-арктическую зоны (рис. 3*а*). В полярно-арктическую зону включены арх. ЗФИ, о. Северо-Восточная Земля и морская акватория к северу от 78—79° с. ш. Для этой зоны характерны близкие к нулю или отрицательные значения годового радиационного баланса и средней месячной температуры воздуха в течение всего года. Подстилающая поверхность представлена на морской акватории акваландшафтом сплоченных дрейфующих льдов, на суше — тляциальными и пустынно-арктическими ландшафтами. Зона отличается качественной и количественной обедненностью органического мира. Растительный покров фрагментарен, в нем преобладают водоросли, лишайники, мхи.

К южно-арктической зоне относятся арх. Новая Земля, арх. Шпицберген (за исключением о. Северо-Восточная Земля), почти вся акватория и материковое побережье моря (за исключением северной оконечности Скандинавского полуострова). Эта зона отличается от полярно-арктической положительными значениями годового радиационного баланса и наличием безморозного периода продолжительностью до 2 мес. Зональные типы ландшафтов — акваландшафт припайных и дрейфующих льдов и тундровый ландшафт на суше. Для южно-арктической зоны характерно изменение природных условий не только в широтном, но и в долготном направлении. Баренцево море входит в приатлантический сектор этой зоны, который находится под сильным воздействием циклонической циркуляции атмосферы (особенно в холодное время года) и поступления атлантических вод, вследствие чего является аномально теплым для своего широтного положения. Это способствует высокой биопродуктивности Баренцева моря, которое относится к числу важнейших рыбопромысловых районов Мирового океана.

К умеренному поясу принадлежат только побережье Скандинавского полуострова к западу от Кольского залива и прилегающая к нему акватория, ограниченная кромкой плавучих льдов при их наибольшем распространении в зимне-весенний период. Этому району присущ типичный океанический климат, зимняя температура воздуха близка

к 0 °С, температура воды положительна в течение всего года.

Более детальное физико-географическое районирование Баренцева моря, не вполне согласующееся с этой общей схемой, предложено Г. В. Горбацким [81]. Выделены следующие пять районов: 1) юго-западный или медвежинский; 2) северо-западный или восточно-шпицбергенский; 3) северный или район ЗФИ; 4) северо-восточный или западно-новоземельский; 5) юго-восточный или шельфовый, колгуево-вайгачский. Районирование включает морскую акваторию и окружающие острова. Карта районов не приводится, и не все их границы точно указаны в тексте (на рис. 3 *б* они даны ориентировочно).

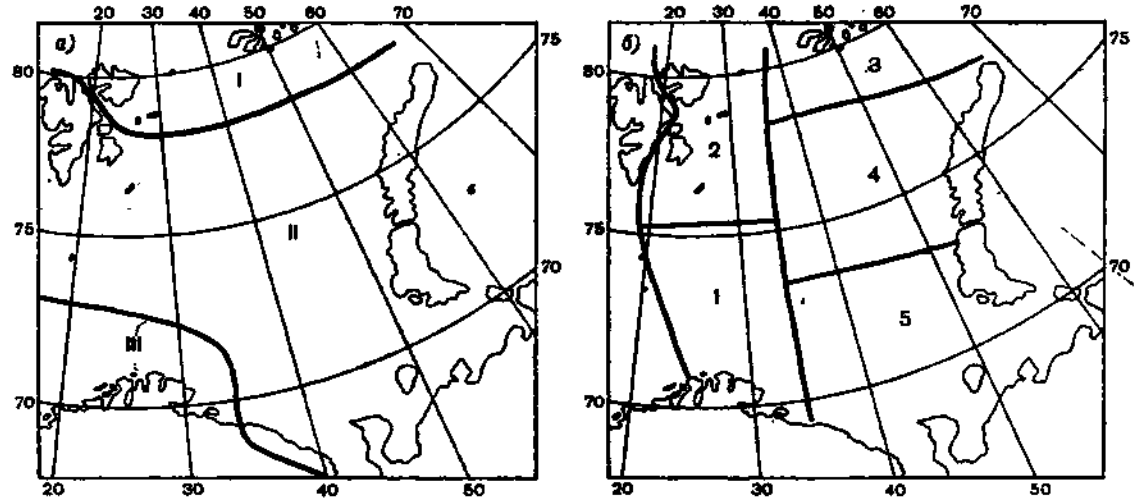


Рис. 3. Границы физико-географических зон по Е. С. Короткевичу (*а*) и физико-географических районов по Г. В. Горбацкому (*б*).

I — полярно-арктическая зона; II — южно-арктическая зона; III — северная зона умеренного пояса; *1—5* — районы, названия даны в тексте.

Юго-западный район простирается от побережья Скандинавии до Шпицбергенской банки (75—76° с. ш.), с востока он ограничен 33° в. д. Основанием для его выделения является влияние Нордкапского течения, которое особенно заметно сказывается на климате и природных условиях о. Медвежий. Однако с учетом положения полярного гидрофронта и наибольшей повторяемости кромки дрейфующих льдов представляется более правильным ограничить юго-западный район примерно по 74° 30′ с. ш., исключая из него Шпицбергенскую банку.

Восточно-шпицбергенский район включает о-ва Белый, Надежды, Земля Короля Карла и все острова арх. Шпицберген, кроме о. Западный Шпицберген, который по районированию Г. В. Горбацкого не относится к провинции Баренцева моря. По природным условиям он мало отличается от северного района (арх. ЗФИ и о. Виктория). Морские границы обоих районов не указаны, и в целом их можно рассматривать как подразделения полярно-арктической зоны, охарактеризованной выше.

Остальные два района обладают рядом индивидуальных особенностей, и их разграничение в пределах южно-арктической зоны выглядит вполне обоснованным. Северо-восточный район подвержен влиянию атлантических вод, ему свойствен морской климат с аномально мягкой для высоких широт зимой. Колгуево-вайгачский район отличается наибольшей в пределах Баренцева моря континентальностью климата, обусловленной близостью материка и относительной мелководностью этой части моря. Здесь находится единственная в пределах Баренцева моря обширная зона вод с пониженной соленостью, сформированная под влиянием стока р. Печоры и Беломорского течения. Мелководность, распресненность и низкая зимняя температура способствуют ускоренному ледообразованию, продолжительность ледового периода достигает 8 мес.

Граница между «океаническим» юго-западным и «континентальным» юго-восточным районами Баренцева моря выражена не отчетливо и скорее представляет собой переходную зону, расположенную между 30 и 40° в. д. Акваторию к востоку от о. Колгуев нередко называют Печорским морем и рассматривают как самостоятельный водный объект [67]. Однако в современной картографии это подразделение не принято [20].

Таким образом, существующие схемы физико-географического районирования достаточно строго разграничивают природные области островов и побережий, но не позволяют однозначно определить границы районов на морской акватории. Это не противоречит представлениям о географической зональности Мирового океана, которые развивались академиком К. К. Марковым и нашли отражение в фундаментальной работе «География Мирового океана» [324]. Очевидно, что Баренцево море поддается районированию по характеристикам водных масс и другим элементам гидрометеорологического режима, что показано в соответствующих разделах данной работы. Однако, если на суше подстилающая поверхность в целом сохраняется неизменной и воспроизводит сравнительно устойчивые климатические характеристики, то в море постоянно обновляется сама водная среда, границы водных масс могут смещаться в зависимости от многих факторов, процессы тепло- и массообмена протекают значительно интенсивнее, чем на суше. Необходимо также учитывать трехмерность морской среды. При районировании моря

по физическим и биологическим признакам большое значение имеет выявление фронтальных разделов.

В практике гидрометеорологического обеспечения морских отраслей народного хозяйства нередко приходится сталкиваться со специализированным районированием — по промысловым районам, нефтегазоносным структурам и др. Это приводит к появлению многочисленных локальных гидрометеорологических описаний, составленных по запросам организаций-потребителей и не содержащих принципиально новой информации. По мере развития комплексных исследований, позволяющих выявить районы с однородными гидрометеорологическими условиями, а также создания современной информационной базы, необходимость в специализированных обобщениях должна уменьшиться. Сведения о гидрологическом режиме любого района моря будут содержаться в едином справочном фонде многоцелевого назначения.

При описании гидрологического режима наряду с проблемами районирования ставится задача определения границ сезонов года по гидрометеорологическим показателям. Для Баренцева моря наиболее важными физическими факторами являются изменения вертикальной структуры вод и ледяного покрова. Основным отличием летнего гидрологического режима является существование верхнего квазиоднородного слоя, который наиболее отчетливо выражен в июле—августе. Осенние процессы (конвективное перемешивание, разрушение квазиоднородного слоя) сопровождаются быстрым продвижением кромки льда к югу и западу с сентября по ноябрь, в последующие месяцы оно замедляется. Зимний режим, для которого характерны медленное выхолаживание вод и вертикальная однородность гидрологических характеристик, сохраняется с декабря по апрель. Весенний прогрев, вследствие большой инерционности гидрологических и ледовых условий, намного запаздывает по отношению к астрономической весне и приходится в основном на май—июнь. С учетом изложенного для оценки текущего теплового состояния моря наиболее репрезентативны гидрологические съемки, выполняемые в апреле и августе, когда энтальпия вод становится соответственно минимальной или максимальной.

В зависимости от района моря и специфики тех или иных элементов режима границы сезонов могут отличаться от указанных выше. Так, по оценкам В. В. Бойцова [129], продолжительность гидрологического лета в разных районах южной и центральной части моря составляет от 1,5 до 3,5 мес, осени — от 0,5 до 3 мес. Начало зимы во многих районах приходится на ноябрь и даже на октябрь, окончание — на май. С другой стороны, при описании ветро-волнового режима целесообразно рассматривать сезоны в календарных границах, так как в большинстве районов моря наиболее штормовым месяцем является январь, наименее штормовым — июль, а в марте—апреле повторяемость сильного ветра и волнения намного ниже, чем в предшествующие месяцы.

Использование календарных сезонов предпочтительно и в других отношениях. При неодинаковой продолжительности сезонов они входят в годовое осреднение с разным весом. Кроме того, при четном числе месяцев нельзя однозначно определить центральный месяц сезона (в некоторых справочных пособиях [19, 66], центральные месяцы не совпадают, что затрудняет сопоставление режимных характеристик).

Вопросы климатического районирования моря и выделения климатических сезонов более подробно рассмотрены в гл. 1 части I данной монографии.

Часть I. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

ВВЕДЕНИЕ

За многолетний период изучения Баренцева моря вопросы исследования гидрометеорологического режима всегда были тесно связаны с требованиями и задачами человеческой деятельности в конкретный исторический отрезок времени. Написано много ценных работ, посвященных вопросам климата отдельных прибрежных районов, режиму отдельных метеорологических элементов и явлений, их многолетним изменениям, географии распределения и т. д. Меньше фундаментальных работ монографического характера о климате моря, выполненных на основе обобщения обширного материала наблюдений, но и они написаны около 20 лет тому назад.

На первом этапе выполнения настоящей работы систематизированы, обработаны и обобщены результаты многолетних наблюдений около 40 отечественных и зарубежных метеорологических станций, экспедиционных судов и попутная судовая информация. Часть этих данных использована при подготовке специализированного справочного пособия по гидрометеорологическому режиму шельфовой зоны моря, содержащего необходимые для проектных и изыскательских организаций сведения о режимных характеристиках метеорологических элементов и комплексов [66].

На следующем этапе подготовки этой части монографии выполнены систематизация и обобщение результатов наблюдений, разработка методов расчета характеристик метеорологического режима по разделам, которые не вошли в упомянутое специализированное справочное пособие (влажность воздуха, облачность, грозы) или были представлены недостаточно полно (температура воздуха, туманы, видимость, температурно-ветровой комплекс). На основе всех этих данных, а также с учетом исследований других авторов за последние годы выполнен подробный научный анализ закономерностей формирования и современного состояния режима многих элементов климата моря, их пространственной и временной изменчивости, взаимосвязей между ними.

Часть I предлагаемого выпуска состоит из 10 глав и приложения. В первой главе рассмотрены основные факторы, формирующие климат моря и режим отдельных метеорологических элементов, даны условные границы сезонов и климатические районы моря. В остальных главах рассматривается режим основных элементов климата: температуры и влажности воздуха, ветра, облачности, осадков, туманов, ограниченной видимости, гроз. В них мы не ограничились только рассмотрением во многом уже известных сведений о средних значениях (температуры воздуха, скорости ветра и др.), а попытались исследовать и другие базовые климатические показатели, связанные со статистическими моментами, и наиболее полно выражающие (вместе со средними) свойства метеорологических рядов.

Большое внимание уделено расчетам и анализу временных и вероятностных характеристик метеорологических элементов. С помощью базовых климатических показателей и с применением косвенных вероятностных методов получен ряд характеристик в удаленных от побережья районах моря, необходимых для прикладных целей. Включены новые данные о рассчитанных скоростях ветра и порывах, о температурах малой вероятности, о температурно-ветровом комплексе. Рассмотрены типовые синоптические процессы, вызывающие возникновение сильных и штормовых ветров, обледенение судов. Выявлены закономерности годового хода и пространственного распределения тепло- и влагопереноса в атмосфере, интегрального влагосодержания и энтальпии, стратификации температуры, влажности и ветра, имеющих большое значение в формировании поля влажности у поверхности моря, облачности и туманов.

Каждая глава содержит текст, таблицы, рисунки, иллюстрирующие пространственно-временное изменение различных элементов климата в целом за год, в сезоне или в характерные месяцы сезонов. Характеристики облачности и влажности даны за все месяцы года.

Для освещения метеорологического режима моря использованы материалы наблюдений береговых и островных станций за периоды различной длительности в пределах 1936—1980 гг. и судовые наблюдения. Для исследования многолетних изменений элементов климата привлекаются данные наиболее длиннорядных станций и за предшествующий период, преимущественно с момента начала их работы. По зарубежным станциям, методика проведения наблюдений которых несколько отличается от отечественной, выполнена предварительная обработка данных для приведения их к единой системе наблюдений: облачность по 8-балльной системе переведена в 10-балльную; скорость ветра, измеренная в баллах шкалы Бофорта, переведена по унифицированной шкале в метры в секунду. Характеристики скорости ветра по береговым станциям, полученные с помощью флюгера, при построении соответствующих карт предварительно приведены к анемометрическим (кроме непрерывной продолжительности сильных и штормовых ветров).

Условия определения метеорологической дальности видимости при наблюдениях на побережье и судах различаются. С целью исключения различий, обусловленных этой причиной, по береговым станциям использованы данные о видимости только в сторону моря. Для характеристики облачно-

сти данные о числе ясных и пасмурных дней на побережье переведены в повторяемость состояний неба, аналогично определяемой по наблюдениям на судах. Местоположение метеорологических станций и список станций приведены в Приложении.

Судовые наблюдения систематизированы и обработаны за весь период по 1971 г. В южной части моря их число достигает 20—50 тысяч в условном квадрате размером 2,5 × 2,5°. Сюда же вошли наблюдения экспедиционных судов по стандартной программе. Меньше судовых наблюдений в северной части моря. Недостаточно доброкачественные судовые наблюдения после их систематизации подвергались, в необходимых и возможных случаях, специальной обработке для их корректирования. Так, повторяемость направлений ветра, содержащая явные погрешности (розы ветров имеют вид «пилы» и «звезды»), выравнивалась. В соответствии со сглаженными значениями повторяемости направлений пересчитана и абсолютная повторяемость скорости ветра по градациям, но таким образом, чтобы закономерности в распределении скорости внутри румбов сохранялись.

Результаты наблюдений, выполненных экспедиционными судами (иногда по специальным программам), использованы для разработки расчетных методов определения характеристик метеорологического режима, а также для изучения физических условий возникновения тех или иных явлений погоды на море, о чем подробно сказано в соответствующих главах.

В настоящей работе достаточно широко применялись расчетные методы получения характеристик метеорологического режима. В одних случаях это вызвано принципиальной невозможностью определения последних по судовым наблюдениям, в других — полным отсутствием метеорологической информации на море. При этом использованы уже известные методы расчета, а также выполнены новые исследования по установлению косвенных связей между характеристиками метеорологического режима на основе наблюдений береговых метеорологических станций. Новые зависимости и приемы оценок вероятностных характеристик подробно описаны в соответствующих разделах этой работы. Схема расположения точек моря для расчетов приведена в Приложении. В тех случаях, когда использовались заимствованные у других авторов данные в отличающихся от схемы точках, их координаты приведены в тексте (таблице).

При построении карт изолиний характеристик метеорологических элементов проводились по данным открытого моря и береговых станций. Принимались во внимание количество наблюдений в квадрате, особенности местоположения береговых станций, их репрезентативность, морские течения и т. д. Основные изолинии проведены сплошной, дополнительные — штриховой линиями. В районах, где наблюдений недостаточно, а расчетными методами получить данные не удалось, изолинии проведены предположительно (пунктирной линией).

1. ОСНОВНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ. КЛИМАТИЧЕСКИЕ СЕЗОНЫ И РАЙОНЫ МОРЯ

1.1. Радиационные факторы климата

Солнечная радиация является главным источником всех термодинамических процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере, и оказывает определяющее влияние на формирование климата. Распространение и преобразование солнечной радиации обычно выражается уравнением теплового баланса, которое представляет собой частную форму закона сохранения энергии. Уравнение теплового баланса поверхности моря (результирующего потока тепла) можно представить в виде алгебраической суммы радиационного баланса R, турбулентного потока тепла H и затраты тепла на испарение LE:

$$B = R + H + LE. \qquad (1.1)$$

В свою очередь, радиационный баланс определяется как разность между поглощенной солнечной радиацией $B_к$ и эффективным излучением поверхности моря $E_{эф}$:

$$R = B_к - E_{эф}; \qquad (1.2)$$

$$R = Q_0 f(n)(1 - \alpha) - \delta(\sigma T_в^4 - E_a), \qquad (1.3)$$

где Q_0 — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе (возможная радиация); $f(n)$ — функция, учитывающая влияние облаков на суммарную радиацию; α — альбедо водной поверхности; δ — интегральная излучательная способность водной поверхности; $\sigma T_в^4$ — излучение абсолютно черного тела при температуре поверхности моря.

Акватория Баренцева моря расположена за полярным кругом, поэтому здесь наблюдаются относительно низкие высоты Солнца и явления полярного дня и полярной ночи, что обусловливает большие внутригодовые изменения суммарной солнечной радиации при безоблачном небе. Полуденная высота Солнца в декабре менее 0° (ниже горизонта) на всей акватории моря и увеличивается в июне до 33° на 80° с. ш. и до 45° на 68° с. ш. Продолжительность полярной ночи возрастает от 30 сут на южной границе моря до 120 сут на северной, продолжительность полярного дня увеличивается соответственно от 50 до 140 сут. Средняя суточная суммарная солнечная радиация при безоблачном небе и средней прозрачности атмосферы (коэффициент прозрачности $P_2 = 0{,}80$) изменяется от 0 в ноябре—январе до 30 МДж/м² в июне (табл. 1.1) [72]. Большая облачность (преимущественно 8—9 баллов), характерная для акватории моря в течение всего года, уменьшает поступление прямой солнечной радиации на 60—80 % и в то же время увеличивает рассеянную радиацию почти в 1,5 раза по сравнению с безоблачным небом. Доля рассеянной части суммарной радиации в целом за год достигает 60—70 %. Это обусловлено большой рассеивающей способностью облаков, частыми туманами, дымкой и моросью. Степень рассеивания зависит от яруса облаков и достигает наибольших значений при облаках нижнего яруса.

Таблица 1.1

Средние суточные значения суммарной солнечной радиации Q_0 при безоблачном небе, МДж/м²

φ° с. ш.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
80	0,0	0,0	3,0	13,9	26,8	33,4	30,8	19,9	6,8	0,3	0,0	0,0	11,2
78	0,0	0,0	3,8	14,4	26,8	33,0	30,7	20,0	7,6	0,9	0,0	0,0	11,4
76	0,0	0,2	4,9	15,1	26,7	32,8	30,3	20,1	8,7	1,5	0,0	0,0	11,7
74	0,0	0,7	5,8	15,6	26,6	32,7	30,1	20,3	9,5	2,3	0,0	0,0	12,0
72	0,0	1,3	6,7	16,5	26,4	32,4	30,0	20,9	10,5	3,1	0,0	0,0	12,3
70	0,0	1,9	7,7	17,3	26,5	32,2	29,9	21,4	11,5	4,0	0,2	0,0	12,7
68	0,1	2,6	8,7	18,0	26,7	31,6	29,8	21,8	12,3	4,8	0,7	0,0	13,1

В условиях полуясного состояния неба рассеянной солнечной радиации может быть в 2—3 раза больше по сравнению с условиями безоблачного неба. В общем случае облачный покров ослабляет поток солнечной радиации над открытой водной поверхностью и несколько усиливает над льдом за счет многократного отражения ее в слое лед—облака, преимущественно летом.

В целом для свободной ото льда акватории Баренцева моря годовой приход суммарной радиации Q при реальных условиях облачности составляет 60 % от возможного при безоблачном небе Q_0. Относительное увеличение суммарной солнечной радиации отмечается весной и летом с максимальным значением Q/Q_0 в апреле (табл. 1.2).

В северных и северо-восточных районах моря, покрытых льдом, значения Q/Q_0 несколько выше приведенных в табл. 1.2 за счет большей отражательной способности подстилающей поверхности. Так, среднее альбедо водной поверхности при высотах Солнца, характерных для Баренцева моря, изменяется от 8 до 20 %, в то время как альбедо ледяного и снежного покрова составляет 40—50 %, достигая в отдельных случаях 95 %.

В соответствии с данными табл. 1.2 следует, что над Баренцевым морем в апреле наблюдается также и годовой максимум продолжительности солнечного сияния [17]. Вторичный максимум ее, иногда превышающий основной весенний, отмечается в июне или в июле, что связано в первую очередь с явлением полярного дня. С августа продолжительность солнечного сияния резко снижается. В целом за год она составляет над морем 700—800 ч [17].

Исследованиям характеристик радиационного и теплового балансов поверхности Баренцева моря посвящены работы О. Б. Мерцаловой [246], М. К. Гавриловой [62], Е. И. Серякова [327—330], М. С. Маршуновой и Н. Т. Черниговского [140], а также работы [69, 173, 362, 391 и др.]. Однако в большинстве указанных работ для расчета составляющих радиационного баланса поверхности моря используется методика, разработанная по материалам актинометрических измерений материковых станций, в том числе и арктических. Как показано в ряде работ, использование этой методики для морских условий может приводить к искаженным результатам в определении составляющих радиационного баланса, что обусловлено спецификой строения пограничного слоя атмосферы и иными свойствами облачного покрова над морем по сравнению с наблюдаемыми над континентом.

В табл. 1.3 представлены средние суточные (за месяц и год) значения составляющих радиацион-

Таблица 1.2

Отношение суммарной радиации при наличии облачности к суммарной радиации при безоблачном небе Q/Q_0, %

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Q/Q_0	—	64	65	67	62	60	58	55	53	50	—	—	60

Таблица 1.3

Средние суточные значения составляющих радиационного баланса поверхности южной части Баренцева моря, МДж/м²

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Q	0,0	0,7	4,0	9,7	14,8	17,8	15,9	10,2	4,6	1,2	0,0	0,0	6,6
σ'_Q	0,0	0,4	0,8	0,7	0,5	0,7	1,1	1,0	0,9	0,6	0,0	0,0	0,5
$B_к$	0,0	0,6	3,4	8,4	13,3	16,0	14,2	9,0	3,9	1,0	0,0	0,0	5,8
σ'_B	0,0	0,3	0,7	0,7	0,5	0,7	1,0	0,9	0,8	0,5	0,0	0,0	0,4
$E_{эф}$	5,7	6,1	6,2	5,0	3,5	2,8	2,4	2,5	2,9	3,7	4,6	5,7	4,3
σ'_E	1,2	1,3	1,3	1,1	0,6	0,4	0,6	0,6	0,5	0,6	1,1	1,3	0,6
R	—5,7	—5,5	—2,8	3,4	9,8	13,2	11,8	6,5	1,0	—2,7	—4,6	—5,7	1,5
σ'_R	1,2	1,4	1,4	1,3	0,9	0,8	0,9	0,7	0,6	0,6	1,1	1,3	0,7

ного баланса для свободной ото льда поверхности моря. Для определения указанных характеристик, также как и данных табл. 1.2, использована методика ГГО—МФ ААНИИ по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана (моря) [72]. В качестве исходной гидрометеорологической информации для расчета использованы климатические данные, помещенные в Атласе океанов [19]. Кроме того, привлекались и другие материалы, хранящиеся в фондах Мурманского филиала ААНИИ и Мурманского управления по гидрометеорологии. Расчеты были выполнены для свободной ото льда поверхности моря в точках сетки, построенной с учетом площади междуширотных зон. В этой же таблице представлены средние квадратические отклонения σ', характеризующие пространственную изменчивость радиационных потоков.

В годовом ходе средняя суточная суммарная солнечная радиация при облачном небе изменяется от 0 в декабре и январе до 17,8 МДж/м² в июне. Наоборот, пространственная изменчивость суммарной радиации, так же как и других составляющих радиационного баланса, относительно невелика. Так, при среднем суточном значении Q=17,8 МДж/м² в июне для южной части Баренцева моря в целом значения суммарной радиации по акватории моря изменяются от 16,3 до 19,2 МДж/м², среднее квадратическое отклонение составляет 0,7 МДж/м². В другие месяцы пространственная изменчивость несколько возрастает (до 0,9—1,1 МДж/м²) при уменьшении значений суммарной радиации. Баренцево море является одним из наиболее облачных районов Арктики, поэтому здесь наблюдается и наименьшее поступление суммарной солнечной радиации [17, 19, 62, 240].

Поглощенная солнечная радиация, по-существу, повторяет годовой ход суммарной радиации, вследствие небольшой изменчивости среднего месячного значения альбедо водной поверхности в течение года. В целом за год водные массы Баренцева моря поглощают 88 % поступающей солнечной радиации. Для ледяного покрова с его большой отражательной способностью коротковолновой радиации значения $B_к$ будут значительно меньше представленных в табл. 1.3, и как следствие, это приводит к уменьшению радиационного баланса поверхности ледяного покрова.

Основными факторами, определяющими эффективное излучение, являются облачность и разность температур воды и воздуха. При значительной облачности разность температур воды и воздуха колеблется в течение года от 8 °С в декабре—марте до 0 °С в июле—августе. В соответствии с этим среднее суточное эффективное излучение изменяется в 2—2,5 раза, составляя 5—6 МДж/м² в холодную часть года и 2—3 МДж/м² в теплую. Среднее квадратическое отклонение $\sigma_{эф}'$ составляет 0,4—1,3 МДж/м² и также уменьшается от зимы к лету.

Радиационный баланс поверхности моря R с октября по март отрицательный, а с апреля по сентябрь — положительный с максимальным значением в июне, что обусловлено соответствующими изменениями потока солнечной радиации в течение года. При этом в теплую часть года значения радиационного баланса на 30—40 % меньше суммарной радиации. В период полярной ночи, в отсутствии тепла от солнца, радиационный баланс определяется только эффективным излучением поверхности моря, т. е. разностью между собственным излучением поверхности моря и поглощенной ею частью теплового излучения атмосферы. Следует отметить важную роль теплового излучения атмосферы в радиационном теплообмене между атмосферой и поверхностью моря. Оно изменяется в течение года от 21 МДж/м² в феврале—марте до 27 МДж/м² в июле—августе за сутки. Во время полярной ночи тепловое излучение атмосферы является единственным источником тепла, поступающего на поверхность моря, и даже в период полярного дня, при максимальном поступлении солнечной энергии, тепловое излучение атмосферы в 1,5 раза превышает суммарную радиацию.

В среднем для южной части моря средний суточный годовой радиационный баланс положителен и равен 1,5 МДж/м². Большой положительный баланс в летнее время практически компенсирует большие отрицательные значения его в зимнее время (табл. 1.3). Значения σ_R', характеризующие пространственную изменчивость среднего суточного радиационного баланса, составляют 1,2—1,4 МДж/м² зимой и 0,6—0,9 МДж/м² летом.

Выполненный по методике С. П. Малевского-Малевича [222] расчет межгодовой изменчивости средних месячных значений составляющих радиационного баланса показал, что в целом на свободной ото льда акватории Баренцева моря для большей части года она на 30—50 % меньше пространственной изменчивости и лишь в весенне-летние месяцы (май—август) межгодовая изменчивость превышает пространственную.

Отсутствие ледяной поверхности на юге моря в течение года обеспечивает значительное поступление тепла в атмосферу не только за счет эффективного излучения, но и за счет турбулентного потока тепла H и затрат тепла на испарение LE [17, 19, 69, 173, 327—330, 362, 391]. При этом наибольшие значения H и LE наблюдаются в декабре—феврале (соответственно 10—12 и около 7—8 МДж/м² в среднем за сутки) и уменьшаются в июне—августе до ±0,2 и 1—2 МДж/м². Температурные различия между теплыми и холодными течениями непосредственно на изменении турбулентных и радиационных потоков в явном виде не проявляются. В большей степени сказываются они через облачность, разность температур воды и воздуха и скорость ветра.

Результирующий поток тепла B с мая по август положителен (направлен от поверхности в нижележащие слои моря), вследствие относительно большого поступления солнечной радиации и уменьшения в этот период эффективного излучения, турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение. В целом за год тепловой баланс поверхности южной части моря отрицателен (B=—8 МДж/м²), но в холодную часть года (с октября по март) поверхность моря ежесуточно отдает в атмосферу 18—24 МДж/м² тепла.

Таким образом, свободная ото льда акватория моря по степени теплоотдачи и по ряду климатических характеристик энергообмена и турбулентности может быть отнесена к энергоактивной зоне океана [100, 390], оказывающей большое влияние на общую циркуляцию атмосферы и климат.

Более детальный анализ климатических характеристик составляющих радиационного и теплового балансов поверхности Баренцева моря приводится в части II настоящей монографии.

1.2. Циркуляционные факторы климата

Изучению атмосферных процессов над Арктикой, в том числе и над Баренцевым морем, посвящен ряд работ [76, 120, 121, 173, 247, 290, 299, 300]. Достаточно детальная характеристика синоптических процессов приводится в «Атласе океанов» [19]. В настоящей работе для характеристики циркуляционных условий формирования климата в основном использованы указанные литературные источники.

Положение Баренцева моря в высоких широтах, непосредственная связь его с Атлантическим океаном и Центральным Арктическим бассейном определяют основные черты климата моря. Большая меридиональная протяженность моря, поступление теплых атлантических вод на юго-западе и приток холодных вод из Арктики через северо-западные и северо-восточные границы моря создают значительные климатические различия на его пространстве.

Вследствие особенностей в распределении облачности над Арктическим бассейном, наименьшая за год суммарная радиация поступает на Баренцево море, а между тем здесь более теплый климат в сравнении с другими арктическими морями. Это свидетельствует о меньшей роли солнечной радиации как климатообразующего фактора по сравнению с другими факторами, формирующими климат Арктики, — циркуляцией атмосферы и подстилающей поверхностью. В целом циркуляционные процессы над Баренцевым морем зависят от макросиноптических процессов над всем северным полушарием. В значительной степени также определяются они особенностями подстилающей поверхности — системой холодных и теплых течений, степенью покрытости льдом поверхности моря.

Баренцево море в течение всего года находится под влиянием воздушных масс арктического и атлантического происхождения. Кроме того, северная часть Баренцева моря сама является очагом формирования арктического, а южная — морского полярного воздуха [269]. Зимой над юго-восточной частью моря в отрогах сибирского антициклона может формироваться континентальный полярный воздух. Но эти условные границы областей формирования воздушных масс с различными физическими свойствами могут претерпевать значительные изменения в связи с изменениями атмосферной циркуляции.

Арктический воздух, который формируется в основном над льдами полярного бассейна, поступает в район Баренцева моря с ветрами северных направлений. Над частью моря, покрытой льдами, эти массы воздуха могут застаиваться в областях высокого давления и дополнительно выхолаживаться. При перемещении к югу над свободной ото льда теплой поверхностью моря они прогреваются в нижних слоях и приобретают неустойчивую стратификацию, в результате чего над морем выпадают осадки «зарядами».

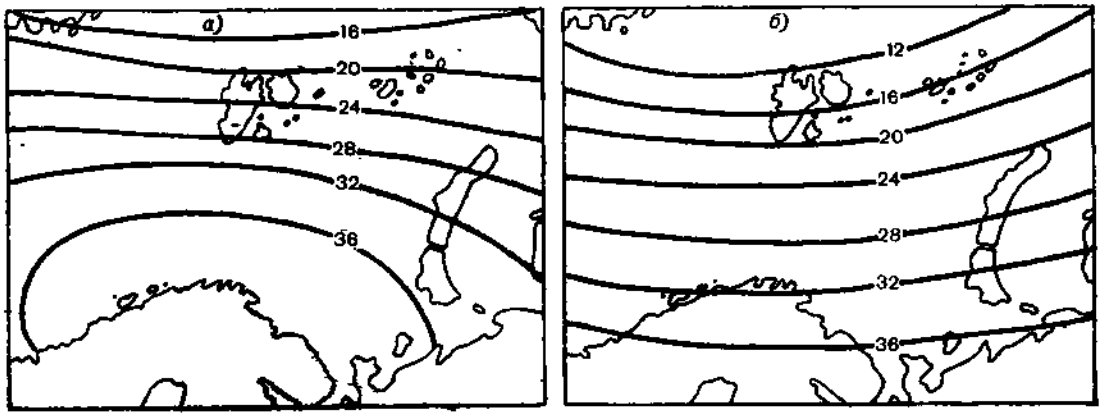


Рис. 1.1. Среднее число атмосферных фронтов [19].
а — февраль; *б* — август.

Арктический воздух, притекающий с северо-западными ветрами со стороны Гренландского и Норвежского морей, имеет более высокую температуру и характеризуется большей неустойчивостью, чем воздушные массы, поступающие через северные районы Баренцева моря, так как проходят значительно бо́льшие расстояния над теплой водной поверхностью.

Континентальный полярный воздух, который формируется в основном в антициклоне над Сибирью, а также над севером европейской территории Союза и частично над юго-востоком Баренцева моря, выносится на акваторию с ветрами восточной четверти горизонта. По своим термическим свойствам он мало отличается от арктического, а иногда его температура может быть ниже, чем температура арктического воздуха.

Морской полярный воздух, формирующийся над Атлантическим океаном, переносится на акваторию Баренцева моря исключительно в теплых секторах циклонов, которые перемещаются преимущественно вдоль теплых морских течений. В холодный период года приток морского полярного воздуха приводит к потеплению, к пасмурной погоде с низкой слоистой облачностью и моросящими осадками.

Массы полярного воздуха отделяются от холодного, сухого арктического воздуха зоной арктического фронта, возникающего главным образом вследствие различия температуры и влажности этих масс. На рис. 1.1 приведены линии равной по-

вторяемости атмосферных фронтов (среднее число фронтов за месяц на площади 1 млн км²) [19]. Кинематической основой атмосферных фронтов является поле деформации, которое характеризуется обширной барической ложбиной, простирающейся от исландской депрессии в направлении на Новую Землю. Развитие циклонов над Баренцевым морем почти всегда связано с наличием арктического фронта. Фронтогенез в зоне ложбины наиболее активен, когда исландский минимум расположен севернее своего среднего зимнего положения. В этом случае активный вынос теплого воздуха с юго-запада происходит в более северные районы моря, где вызывает резкие изменения в температуре воздуха, в режиме облачности и осадков.

Направления движения барических образований довольно определенны для разного времени года. В холодный период от исландского минимума циклоны смещаются по траекториям II, III (рис. 1.2). Когда центр депрессии над Исландией смещается несколько к востоку от среднего положения, перемещение циклонов происходит по траектории IV. Сравнительно реже циклоны, движущиеся по траектории II, приобретают юго-восточную составляющую и продолжают путь по траектории V. В среднем за месяц в холодный сезон отмечается прохождение трех-четырех циклонических центров [19, 299, 406]. Средняя скорость перемещения циклонов 30—45 км/ч [297].

Повторяемость циклонических полей над Баренцевым морем зимой составляет 30—35 % [19]. Средняя продолжительность около 4 сут. Суммарное число дней с циклонической циркуляцией (с учетом ложбин и размытых циклонических полей) достигает 21—23 (табл. 1.4). Число дней за месяц с глубокими циклонами (с давлением в центре 990 гПа и менее) зимой равно 5—7. Интенсивные и глубокие циклоны, проходящие с резко выраженным изобарическим полем, сопровождаются усилением ветра до штормового, а иногда до ураганной силы.

Антициклонические поля зимой наблюдаются реже, чем в теплое время года. В среднем насчитывается от 7 до 9 сут в месяц с антициклонами, гребнями и размытыми антициклоническими полями разного вида. Перемещение антициклонов в январе осуществляется по траектории VI (см. рис. 1.2) со скоростью 30—40 км/ч. В среднем отмечаются вторжения двух-трех антициклонов в месяц. Мощные антициклоны с давлением 1035 гПа и более наблюдаются не ежегодно: от 3 до 9 сут за 10 лет в каждом из зимних месяцев. При вторжениях холодных масс воздуха со стороны Карского моря по траектории VII наблюдается особенно значительное понижение температуры воздуха.

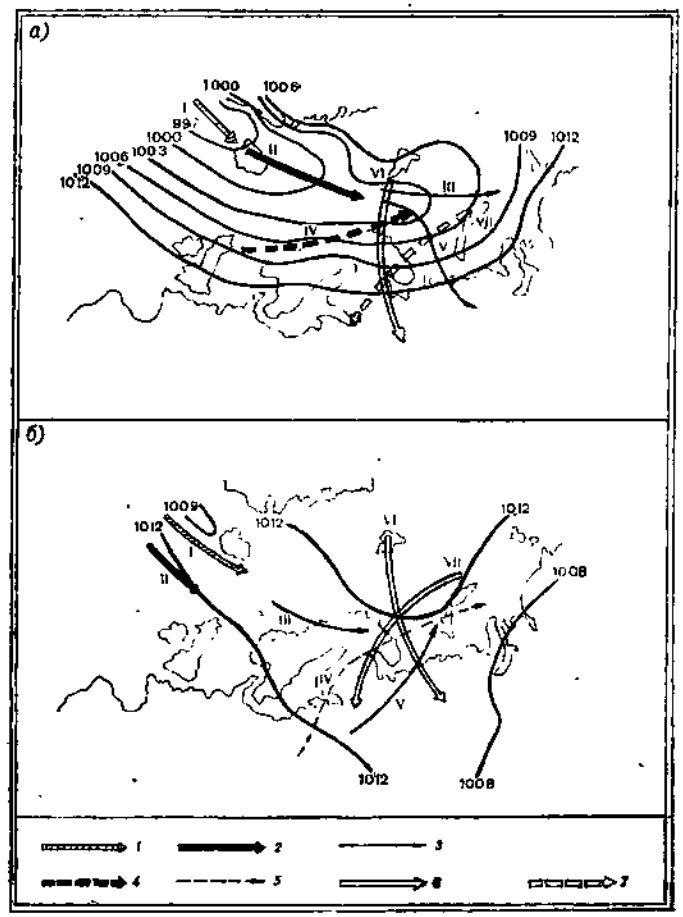


Рис. 1.2. Преобладающие траектории циклонов (I—V) и антициклонов (VI—VII), их повторяемость (среднее число) и среднее атмосферное давление, гПа [406].

а — январь; *б* — июль; повторяемость циклонов: *1* — ⩾4; *2* — от 3 до 4; *3* — от 2 до 3; *4* — от 1 до 2; *5* — ⩽1; антициклонов: *6* — от 2 до 3; *7* — ⩽1.

В теплый период года наиболее холодными являются также массы арктического воздуха, пере-

Таблица 1.4

Среднее число дней с различной циркуляцией атмосферы и барическими образованиями над Баренцевым морем (по Л. Н. Вительсу). 1900—1975 гг.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Циклоническая циркуляция												
23,0	21,0	22,2	18,6	16,3	15,0	14,3	15,0	19,0	21,5	21,3	22,2	229,3
Глубокий циклон (⩽990 гПа)												
7,2	6,1	5,4	3,0	1,1	1,2	1,1	1,3	4,5	5,8	5,9	6,5	49,1
Антициклоническая циркуляция												
8,0	7,0	8,8	11,4	14,7	15,0	16,7	16,0	11,0	9,5	8,7	8,8	135,9
Мощный антициклон (⩾1035 гПа)												
0,3	0,3	0,6	0,9	0,9	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,3	0,4	4,7

мещающиеся из Арктики и северных районов моря, еще покрытых льдами. С ними связаны понижения температуры воздуха, особенно резкие на юге моря. Полярный континентальный воздух формируется в это время года на материке южнее акватории Баренцева моря. Прогретые над континентом в условиях длинного светового дня при большом притоке солнечного тепла воздушные массы выносятся на акваторию моря с более высокой температурой, чем в других воздушных массах. Это происходит при смещении циклонов по траекториям IV, V (см. рис. 1.2, июль) по направлению северных струй Нордкапского течения, хотя и наблюдается такое сравнительно не часто. Поступая на относительно холодную водную поверхность, массы континентального воздуха охлаждаются в нижних слоях, при этом образуются низкая слоистая облачность и туманы, ухудшается видимость.

Морской полярный воздух, перемещающийся на акваторию моря в теплое время года, обычно не приводит к особенно заметному потеплению. При продвижении к северу и северо-востоку он подвергается интенсивному выхолаживанию в нижних слоях, особенно над холодными морскими течениями и над льдами в северной части моря. Это сопровождается также усиленной конденсацией водяного пара, образованием туманов и слоистой облачности. Траектории циклонов, с которыми поступает морской полярный воздух, в теплое время года проходят над прогретым континентом Европы, но южнее их зимних положений (траектории I, II).

Характер летнего среднего барического поля существенно отличается от зименего. Депрессия в районе Исландии хотя и сохраняется, но значительно уменьшается по площади и глубине. Над Баренцевым морем наблюдается повышенный фон атмосферного давления. Среднее число дней с циклонической циркуляцией уменьшается до 14—15 в месяц, а с глубокими циклонами — до 1,1—1,3. Повторяемость антициклонической циркуляции, наоборот, увеличивается вдвое по сравнению с зимой (15—16 сут в месяц), хотя мощные антициклоны проходят реже, чем в другие сезоны (см. табл. 1.4). Наиболее характерными являются холодные и низкие антициклоны, которые образуются и поддерживаются благодаря влиянию холодной поверхности моря. Траектории перемещения антициклонов летом близки к их зимним положениям, но скорости заметно снижаются (20—40 км/ч).

1.3. Роль подстилающей поверхности в формировании климата

Баренцево море относится к числу арктических ледовитых морей. Зимой льдами покрываются его северная и восточная части, а юго-западная акватория моря на удалении 80—100 миль от норвежского и Мурманского берегов не замерзает даже в самые суровые зимы. Среднее положение границы ледяного покрова проходит от о. Медвежий на восток-юго-восток, достигая на 45° в. д. широты 74°, затем круто поворачивает на юго-запад и подходит к Святому Носу. В аномально ледовитные годы кромка льдов опускается на западе южнее 73° с. ш., а на востоке подходит к берегу Кольского полуострова у о. Кильдин. Северная часть моря очищается от льда в августе—сентябре аномально теплых лет [139].

Сезонный ход ледовитости моря имеет следующие особенности: максимальные значения отмечаются в апреле (68%), а минимальные — в сентябре (9 %), амплитуда межгодовых колебаний ледовитости моря в эти месяцы составляет 42 и 35 % соответственно. Наиболее сильно меняется ледовитость в июне—июле (амплитуда ее колебаний больше 60 %). Средняя годовая ледовитость Баренцева моря 38 % (табл. 1.5).

Вследствие различной теплопроводности, излучательной и отражательной способности, водная поверхность, ледовые поля различного возраста и степени сплоченности по-разному влияют на формирование потоков тепла, влаги и солнечной радиации. Как уже было отмечено, альбедо снега колеблется от 30 до 95 %, ледяного покрова — от 40 до 50 %, а открытой водной поверхности — от 8 до 20 %. Эти различия в отражательной способности поверхности моря приводят к тому, что последние получают разное количество тепла от Солнца при равных условиях поступления его. Это сказывается и на значениях радиационного баланса — на его приходной части. Кроме того, эффективное излучение поверхности моря с неодинаковой температурой (лед, вода), которое происходит также при различных условиях облачности и влагосодержания атмосферы (над водой оно больше), отражается на расходной части радиационного баланса. Сказанное относится не только к физически неоднородным поверхностям, а также и к областям холодных и теплых морских течений, хотя влияние их на составляющие радиационного баланса опосредованное — через метеорологические величины.

Таблица 1.5

Ледовитость Баренцева моря (по Г. К. Зубакину), %

Ледовитость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Средняя	51	57	62	68	61	49	29	16	9	16	28	39	38
Наибольшая	73 / 1979	83 / 1979	83 / 1963	92 / 1917	89 / 1917	83 / 1902	65 / 1917	42 / 1917	35 / 1969	38 / 1968	53 / 1968	64 / 1978	52 / 1969
Наименьшая	30 / 1956	34 / 1955	41 / 1956	50 / 1970	40 / 1954	19 / 1954	5 / 1937	0 / 1972	0 / 1955, 1972, 1979	0 / 1972, 1984	10 / 1955	20 / 1955	22 / 1955

Примечание. В знаменателе — год.

Водным массам с их большой теплоемкостью принадлежит огромная роль в формировании климата, как второму источнику тепла. В виде теплого Нордкапского течения они поступают из Атлантики и, трансформируясь, распространяются до берегов Новой Земли. Под их влиянием на море и омываемых ими берегах создается особый климат с относительно теплой зимой и малой годовой амплитудой температуры воздуха. В районе Мурманска наблюдается такая же средняя месячная температура января, как в Волгограде, расположенном значительно южнее, в то время как на ст. Белый Нос, расположенной на восточном побережье Баренцева моря почти на широте Мурманска, средняя январская температура на 8 °С ниже, так как мелководная юго-восточная часть моря находится вне влияния главных струй теплого течения и в холодное время покрывается льдом [19, 377]. Основной теплообмен между атмосферой и морем происходит в районе теплых течений в виде турбулентного потока и затрат тепла на испарение. Северная половина моря находится в зоне преобладания холодных арктических вод.

Значение водной поверхности как дополнительного источника тепла достаточно четко отражается на картах распределения температуры воздуха над морем [19]. Изолинии температуры воздуха повторяют изолинии температуры воды. Происходит сгущение изотерм вдоль кромки льдов, вследствие уменьшения притока тепла в атмосферу из моря с изменением физического состояния его поверхности, аналогичное тому, как это происходит у побережья континентов под влиянием охлаждающего действия их.

Как следствие влияния подстилающей поверхности в районе действия холодного Надеждинско-Медвежинского течения, можно отметить также увеличенную повторяемость зоны облачности, туманов, плохой видимости при прохождении относительно теплых воздушных масс в летнее время.

Состояние подстилающей поверхности в той или иной степени влияет на циркуляцию атмосферы. Над относительно теплыми атлантическими водами в холодный период года воздушные массы интенсивно прогреваются в нижних слоях, создавая дополнительные условия для поддержания повышенной циклонической деятельности над морем, что подтверждается положением траекторий циклонов, направленных вдоль теплых течений [19, 406]. Береговая зона, острова и архипелаги также оказывают влияние на атмосферные процессы. Под воздействием арх. Новая Земля нарушается обычное движение циклонов в восточном направлении [19]. Особенно существенно искажающее влияние их на ветровой поток. Оно выражается в завышении повторяемости определенных направлений ветра. В долинах рек, фьордах, заливах и губах южного побережья, ориентированных меридионально, возрастает повторяемость преобладающих в сезоне направлений ветра или смежных с ними (южной четверти зимой, северной — летом). Результатом видоизменения общего движения атмосферы под влиянием рельефа Новой Земли является известное всем явление новоземельской боры. Деформация существующего общего потока воздуха под воздействием Новоземельской возвышенности сказывается как на направлении, так и на его силе, создавая своеобразный ветровой режим [53]. По исследованиям З. М. Прик [289], преобладающее горизонтальное расстояние, на которое распространяются такие местные ветры в сторону моря, составляет 20—30 км. Обычно влияние местных условий горноберегового рельефа в западном секторе Арктики составляет 2—8 км. При равнинном береговом рельефе (или пересеченном) направление ветра, наблюдаемое на береговой станции, может характеризовать район моря на расстоянии 150—250 км от берега. При переходе воздушного потока с моря на сушу направление ветра летом изменяется на 19—20°. В связи с тем, что при этом изменяется также параметр шероховатости (на 1—2 порядка), скорость ветра обычно уменьшается на 30—50 %, например, в районе арх. Шпицберген [247]. В узких долинах и проливах, ориентированных по направлению преобладающих ветров, средняя скорость воздушного потока возрастает (Кольский залив, прол. Маточкин Шар). Происходит усиление ветра на выступающих мысах в районе Канина Носа, у северного побережья о. Колгуев и в других районах.

О влиянии побережья на температуру воздуха над морем можно говорить лишь по отношению к прибрежным районам. Зимой охлаждающее, а летом — прогревающее влияние континентов проявляется в относительном увеличении горизонтальных градиентов температуры воздуха вдоль побережья. Небольшой суточный ход температуры (2—3 °С) в тихие ясные дни летом в зоне побережья может привести к возникновению слабой бризовой циркуляции. Хотя такие дни здесь крайне редки [403].

О влиянии подстилающей поверхности как климатообразующего фактора на режим отдельных метеорологических величин и явлений в различные сезоны будет более подробно сказано в соответствующих главах.

1.4. Климатические сезоны

Для определения границ естественных климатических сезонов применяются разные критерии. Одни авторы используют повторяемость и продолжительность различных типов атмосферной циркуляции [108], другие — характеристики метеорологических величин: температуры, облачности, давления [54, 215]. Лебедевым и Писаревой [215] для определения начала зимы и весны взяты даты перехода средней температуры воздуха в 13 ч через 0 °С. Королькова [185] для арктических районов использовала графики годового хода средней месячной температуры воздуха, среднего месячного давления и повторяемости пасмурного неба (8—10 баллов) по многолетним данным, при этом годовой ход давления воздуха взят в качестве вспомогательного критерия.

Климатический сезон года характеризуется определенным соотношением климатообразующих факторов: радиационных и циркуляционных процессов, состояния подстилающей поверхности. Распределение очагов тепла и холода способствует возникновению определенной формы циркуляции, соответствующей сезону. Состояние подстилающей поверхности усиливает или ослабляет механизм

общей циркуляции атмосферы [76]. Возникновение аномалий в энтальпии вод, в направлении и интенсивности океанических течений, изменение ледовитости морей, сход и залегание снежного покрова так или иначе влияют на атмосферные процессы. А изменение в циркуляции атмосферы влияет через поле облачности на ход солнечной радиации.

В конечном итоге структура и границы сезонов тесно связаны с циркуляцией атмосферы — развитием циклонической и антициклонической деятельности в конкретных районах, с определенной направленностью воздушных течений, с проявлением преобладающей сезонной формы циркуляции в режиме различных метеорологических величин, т. е. в режиме погоды. Наступление сезона сопровождается определенными явлениями, местными признаками, увеличением или уменьшением изменчивости элементов метеорологического режима.

Давление воздуха определяет физическое состояние всей толщи атмосферы, обусловливает возникновение определенных ветровых потоков. Поэтому наиболее обоснованным для деления года на сезоны является изменение циркуляции атмосферы.

Зимой ложбина исландского минимума, направленная вдоль теплого Северо-Атлантического течения, простирается на Баренцево море. Над Арктикой находится область повышенного давления [19]. Такая картина распределения давления сохраняется до апреля включительно, хотя в апреле ложбина выриовывается на фоне более высокого давления, чем в середине зимы. Ей соответствует преобладание определенных направлений и скоростей ветра, максимальная облачность, частые осадки и сравнительно небольшой годовой ход температуры воздуха.

Признаком смены зимнего сезона весенним может служить довольно резкое изменение барического рельефа, исчезновение зимней ложбины, с чем связано уменьшение повторяемости ветров юго-западной четверти горизонта на юге моря. Как видно из табл. 1.6, повторяемость направлений ветра в апреле на ст. Дальние Зеленцы еще характерна для зимнего сезона, на долю южных и юго-западных ветров приходится 57 %, т. е. столько же, сколько в марте. В мае, после перестройки барического поля, повторяемость этих ветров уменьшается вдвое (29 %). В северо-восточной части моря на ст. Мыс Желания повторяемость ветров преобладающего юго-восточного направления в апреле такая же, как и в середине зимнего сезона, и лишь в мае эти ветры наблюдаются заметно реже.

Средняя месячная температура воздуха на большей части моря в апреле сохраняется на уровне температуры декабря—января, а в некоторых районах даже несколько ниже. Минимальная температура воздуха в северной половине моря приходится на март. Рост температуры от марта к апрелю меньше, чем в последующие месяцы. Судя по средним квадратическим отклонениям температуры воздуха, вычисленным на каждую дату года, резкое уменьшение изменчивости средней суточной температуры происходит в третьей декаде апреля. Нарушение стационарности процесса изменений температуры свидетельствует о перестройке в циркуляции атмосферы в конце этого месяца.

Таблица 1.6

Повторяемость направлений ветра и штилей, %

Месяц	Направление ветра								Штиль
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Дальние Зеленцы									
Январь	5	6	4	5	12	50	12	6	2
Февраль	6	6	6	5	13	51	10	3	2
Март	8	4	4	4	11	46	16	7	2
Апрель	6	5	9	6	13	44	10	7	3
Май	12	10	13	7	7	22	10	19	5
Июнь	8	12	26	7	7	12	7	21	8
Июль	10	16	24	7	6	12	6	19	10
Август	9	10	20	8	8	19	6	20	13
Сентябрь	7	8	13	6	10	28	12	16	8
Октябрь	10	5	3	3	11	41	16	11	4
Ноябрь	7	6	3	5	10	51	12	6	3
Декабрь	5	5	3	6	16	51	10	4	3
Мыс Желания									
Январь	8	3	6	32	15	9	15	12	7
Февраль	5	3	6	34	13	9	17	13	12
Март	6	5	8	33	10	6	15	17	11
Апрель	7	3	8	33	8	4	17	20	9
Май	9	7	10	24	5	3	19	23	6
Июнь	6	5	10	19	3	2	24	31	7
Июль	5	3	11	18	2	2	25	34	7
Август	7	5	9	19	4	3	23	30	8
Сентябрь	11	8	9	21	8	7	17	19	5
Октябрь	11	10	10	19	14	8	14	14	5
Ноябрь	8	7	8	24	15	9	15	14	6
Декабрь	6	5	6	28	17	8	17	13	7

Весной создаются наиболее благоприятные условия для зональной циркуляции. В мае на Баренцевом море преобладает малоградиентное поле давления [76], возрастает повторяемость ветров северо-восточной четверти горизонта. Из-за большой протяженности моря с севера на юг наступление весны на акватории моря происходит неодновременно. Наиболее интенсивный рост температуры воздуха в юго-западной части моря наблюдается от апреля к маю, а таяние льдов на юге моря начинается в среднем во второй половине мая. На севере температура воздуха быстрее всего растет от мая к июню, а таяние льдов начинается лишь в середине июня.

Во второй половине июня наблюдается переход на летний режим. Вода всюду холоднее воздуха. Вследствие этого над холодной подстилающей поверхностью в июле оформляется местный максимум давления с центром севернее о. Медвежий [76]. Лето характеризуется почти ровным ходом температуры воздуха, малой междусуточной и межгодовой изменчивостью ее. Ровный ход изменчивости температуры воздуха (стационарность процесса) наблюдается при этом с середины июня до середины августа. Во второй половине августа заметен явный перелом.

В сентябре становится заметным влияние исландского минимума на поле давления над Баренцевым морем. В октябре вновь оформляется барическая ложбина в южной части моря, с углублением которой в ноябре начинается зимний режим циркуляции атмосферы с характерными метеорологическими условиями. Хотя естественные границы климатических сезонов не могут совпадать с началом календарных месяцев, условно принято такое деление: зима (ноябрь—апрель), весна

(май—июнь), лето (июль—август), осень (сентябрь—октябрь).

1.5. Районирование моря по климатическим условиям

Климат Баренцева моря нельзя считать однородным. Он изменяется в зависимости от широты, характера циркуляции атмосферы и водных масс с их различными теплофизическими характеристиками, от состояния поверхности моря, удаленности от побережий континента. Летом ослабленная атмосферная циркуляция при большом притоке солнечной радиации на все море и относительно однородная по состоянию водная поверхность существенно сглаживают различия в климатических условиях между районами. В холодный период года, наоборот, атмосферные процессы протекают гораздо интенсивнее и длительнее, с частой сменой воздушных масс, поверхность моря становится неоднородной вследствие образования ледяного покрова на большей части моря, поэтому и климатические различия проявляются резче. Между районами, куда еще проникают теплые течения и где их влияние существенно мало, зимой возникают большие контрасты температуры воздуха. Выявляются районы повышенной повторяемости штормовых ветров и слабых скоростей, большой изменчивости температуры, значительного количества осадков.

Климатическое районирование Баренцева моря было выполнено рядом авторов. Однородные климатические районы Н. П. Коноплевым [183] и Г. Н. Головиным [76] выделены на основе учета атмосферных потоков и морских течений.

Г. В. Горбацкий [81] выполнил физико-географическое районирование на основе учета целого комплекса природно-климатических показателей, выделив пять районов: юго-западный (Медвежинский); северо-западный (Восточно-Шпицбергенский); северный (район Земли Франца-Иосифа); северо-восточный (Западно-Новоземельский); юго-восточный (Колгуево-Вайгачский).

З. М. Прик при климатическом районировании Арктики [19, 292] относит юго-западную часть Баренцева моря к Атлантико-Европейской области Субарктической зоны, а всю остальную акваторию моря — к Атлантической области Арктической зоны, в которой выделяет два района: северный и южный. К северному району относится Восточно-Шпицбергенское течение и Земля Франца-Иосифа, к южному — вся остальная часть Атлантической области Баренцева моря (рис. 1.3). Это районирование следует, вероятно, признать достаточно удачным, однако при этом целесообразно все же выделить юго-восточный район, который по климатическим условиям существенно отличается от центральной и северо-восточной частей моря, особенно в теплое время года, как это будет видно из материалов, представленных в последующих главах.

Таким образом, акваторию Баренцева моря можно разделить по климатическим условиям на четыре района.

Юго-западный (Медвежинский) район в холодный период года находится под сильным воздействием циклонической циркуляции и теплого Нордкапского течения. Воздух, находящийся над теплым течением, нагревается, становится легче и поднимается, вследствие чего вдоль оси теплого течения создается ложбина пониженного давления атмосферы, особенно ярко выраженная в середине зимнего сезона. Частые выносы тепла циклонами, отдача тепла от поверхности моря в атмосферу делают этот район аномально теплым. Ветры здесь сильные, преимущественно юго-западной четверти, часты штормы. В целом метеорологический режим района отличается небольшой междусуточной и межгодовой изменчивостью температуры воздуха,

Рис. 1.3. Климатические зоны и области Баренцева моря [19].

I_1 — Атлантическая область Арктической зоны: *а* — южный район; *б* — северный район; II_1 — Атлантико-Европейская область Субарктической зоны.

большими скоростями и устойчивым направлением ветра, частыми осадками в виде снега и дождей, значительной облачностью (повторяемость пасмурного неба достигает 70—80 %).

Юго-восточный (Колгуево-Вайгачский) — охватывает область восточнее 40° в. д. и южнее 72° с. ш. Он отличается от других районов моря участием в морской циркуляции различных по происхождению вод: теплых вод Нордкапского течения и холодных вод Карского моря, поступающих сюда через Карские ворота и Югорский Шар. Западнее о. Колгуев еще велико воздействие теплых вод, а восточнее — находится холодная акватория Печорского моря, которая характеризуется зимой значительной ледовитостью. В этом районе происходит частая смена теплого атлантического воздуха холодным, приносимым с Евразийского континента, поэтому здесь наблюдаются большие градиенты температуры: температура воздуха резко понижается к востоку и юго-востоку. Амплитуды температуры велики из-за значительной континентальности климата. Зимой этот район отличается большой междусуточной изменчивостью метеорологических величин. Ветры преобладают сильные, преимущественно южных направлений, облачность велика, осадки часты, но малоинтенсивны.

Северо-западный (Восточно-Шпицбергенский) район включает в себя акваторию севернее о. Медвежий, Восточный Шпицберген и Землю Франца-Иосифа. В этом районе отсутствует отепляющее влияние атлантических вод через поверхность моря, так как они опускаются в более глубокие слои. Эта часть моря находится под сильным влиянием

Арктического бассейна и выделяется наиболее низкими температурами воздуха и водных масс, плавучими льдами, наличием айсбергов. Влияние циклонической циркуляции над северо-западным районом ослаблено, циклоны приходят сюда довольно часто, но окклюдированными. Они также вызывают колебания температуры воздуха, увеличение облачности, усиление ветра до штормового, но скорость ветра в среднем ниже, чем в юго-западном районе. Повторяемость штормов относительно невелика. Зима суровая, ветры преимущественно северо-восточной четверти. Весьма редки ветры южного и юго-западного направлений.

К четвертому району относятся центральная и северо-восточная части моря, куда атлантические воды в основном поступают с северной и Колгуево-Новоземельской ветвями Нордкапского течения. Достигнув Новой Земли в районе прол. Маточкин Шар, последняя направляется к северу вдоль Новой Земли и в районе ст. Мыс. Желания погружается под распресненные и холодные воды Карского моря. Этот регион испытывает еще значительное воздействие атлантических воздушных масс, особенно при перемещении циклонов с юго-запада моря на северо-восток, что способствует нередкому возникновению положительных аномалий температуры воздуха зимой на северной оконечности Новой Земли.

Четкую границу между указанными районами провести трудно, так как переход от одних климатических условий к другим происходит постепенно.

2. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

2.1. Годовой ход температуры воздуха

Годовой ход температуры воздуха зависит от всех основных факторов формирования климата и в разных районах отражает особенности климатообразующих процессов в них. Характерной особенностью режима температуры воздуха над Баренцевым морем является сглаженный ход многолетней средней месячной температуры в зимний период с декабря по март, типичный для морского полярного климата. Такой ход температуры формируется при частом образовании теплоядерных зим, когда отмечается относительное повышение температуры воздуха в один из указанных зимних месяцев по сравнению со смежными с ним. В отдельные зимы наблюдаются два или три теплых ядра. Обычно многоядерными бывают зимы, которые начинаются повышением температуры воздуха в начале сезона, чаще в декабре. Временное повышение температуры в разные годы происходит не в один и тот же, а в разные месяцы. Это приводит в одних районах к формированию близких по значению средних многолетних температур с декабря по март (безъядерная зима), в других — к относительному повышению температуры воздуха в определенном месяце (теплоядерная зима), которое достаточно четко проявляется в ходе многолетней средней температуры, полученной за достаточно длинный период наблюдений (более 30 лет). К последним относятся северо-западная и северная части моря.

Повторяемость теплых ядер в определенном месяце не остается постоянной, а изменяется с течением времени. На западе моря (о. Медвежий) с 1920 по 1941 г. теплые ядра относительно чаще наблюдались в январе (10 раз), реже в феврале и в марте (по 4 раза). Средняя месячная температура за этот период зимой плавно понижается, достигая минимального значения в марте. За последующие 33 года (1947—1979 гг.) теплые ядра в январе наблюдались лишь 5 раз и чаще отмечались в феврале. В годовом ходе многолетней средней месячной температуры за этот период сформировалось небольшое теплое ядро, а минимум температуры сместился на январь.

Причины образования безъядерных и теплоядерных зим в Арктике рассматривались многими исследователями [53, 180, 200, 217, 271, 310, 368]. Установлено, что основной причиной является увеличение в один из зимних месяцев повторяемости определенных типов циркуляции атмосферы, при которых усиливается поступление теплых морских масс воздуха с Атлантики. Наилучшие условия для адвекции тепла в Баренцевом море, по мнению Л. С. Петрова [271], создаются при восточном типе циркуляции (по Вангенгейму). Действительно, в большинстве случаев повторяемость указанного типа циркуляции в месяцы с теплым ядром больше, чем в смежные с ним (табл. 2.1). Однако не является редким исключением образование теплого ядра при одинаковом или относительно меньшем, чем в предыдущем и в последую-

Таблица 2.1

Среднее число дней с восточной формой циркуляции (Е по Вангенгейму) в месяц с теплым ядром и в смежные с ним

Станция	Месяц с теплым ядром											
	декабрь			январь			февраль			март		
	XI	XII	I	XII	I	II	I	II	III	II	III	IV
Остров Надежды	17,0	18,8	16,6	8,3	19,5	20,1	13,5	16,9	14,3	19,3	22,3	12,0
Гамвик	7,8	15,5	13,3	13,5	16,3	16,5	7,3	9,7	19,0	23,0	17,0	18,0
Ходовариха	12,5	18,0	14,0	12,5	7,5	4,5	10,5	15,9	10,9	16,5	20,0	11,0
Колгуев Северный	10,1	17,0	13,7	14,3	17,0	12,3	13,0	16,6	12,0	11,5	20,0	11,0
Остров Медвежий	13,6	20,0	16,6	12,7	18,5	16,0	12,9	16,6	13,5	16,5	16,2	15,6
Малые Кармакулы	16,6	14,3	15,7	13,7	19,3	17,4	14,2	17,8	12,5	13,8	18,7	13,3
Остров Харлов	12,4	18,2	14,0	15,3	12,3	18,3	9,0	11,0	18,8	23,0	17,0	18,0
Нагурское	12,8	16,3	13,8	11,5	19,5	16,8	15,9	19,5	15,0	19,0	19,0	16,5
Мыс Желания	17,2	11,8	13,8	14,6	17,4	15,4	14,1	17,6	15,2	9,8	17,5	4,8

щем месяцах, числе дней с восточной формой циркуляции. Немаловажное значение в таких случаях имеет интенсивность выноса тепла (температура воздушной массы), а не только продолжительность адвекции. Отмечено [310], что теплые ядра могут возникать как на фоне относительно низкой, так и высокой температуры.

Повторяемость теплоядерных зим на Баренцевом море неодинакова и изменяется от 30—40 % у южного побережья и до 65—80 % в северной его половине (табл. 2.2). В юго-западной части моря (Гамвик) теплые ядра чаще отмечаются в декабре и январе, к востоку повторяемость их увеличивается в феврале. Не исключены также случаи образования теплых ядер в марте, но их повторяемость в южной части моря невелика (не более 3 %). Севернее 75—76° с. ш. количество теплых ядер в феврале значительно увеличивается и превышает суммарное число их за два предыдущих месяца (декабрь и январь). По сравнению с южными районами возрастает также повторяемость теплых ядер в марте. Как уже отмечено в работе [310], асимметрия разностей температур месяца с теплым ядром по отношению к предыдущему и последующему месяцам обусловлена годовым ходом температуры. Она больше в начале и в конце зимнего сезона, а также на востоке и севере, т. е. в наиболее континентальных районах моря с интенсивным годовым ходом температуры воздуха. При образовании теплых ядер в середине зимы (февраль), температура воздуха в месяце с теплым ядром почти симметрична по отношению к температурам смежных месяцев.

Обращает на себя внимание неодинаковая интенсивность теплых ядер в различных районах моря. В юго-западной части на фоне относительно высокой зимней температуры над свободной ото льда водной поверхностью средняя интенсивность теплых ядер невелика. Например, в феврале она равна 1,0—1,5 °С (Гамвик). В юго-восточной части моря температура теплоядерного февраля выше температуры января и марта приблизительно на 3,0—3,5 °С, а у северной границы моря на фоне низкой зимней температуры — более чем на 7 °С.

Рассмотренная характерная черта зимнего режима температуры воздуха на Баренцевом море формируется в основном за счет переноса тепла в атмосфере, а не в гидросфере. Об этом свидетельствует сопоставление годового хода средних температур воды и воздуха [76]. В большинстве районов моря нет зимнего теплого ядра в ходе температуры воды, иногда имеет место лишь некоторое замедление в ее ходе. Однако нельзя умалить значение притока тепла в атмосферу через поверхность моря. Кроме того, и сама циркуляция атмосферы тесно связана с характером подстилающей поверхности.

Особенности климатообразующих процессов, происходящих в разных районах моря, находят отражение в форме кривой годового хода, которая характеризует время наступления наивысшей и наинизшей температуры, быстроту нарастания и падения от месяца к месяцу, симметрию восходящих и нисходящих ветвей.

Юго-западная часть моря отличается слабым годовым ходом температуры воздуха (табл. 2.3). Годовая амплитуда (разность температур самого теплого и самого холодного месяцев) составляет 9—10 °С. Периоды нарастания и убывания температуры почти симметричны относительно экстремумов, наблюдающихся в феврале (минимум) и в августе (максимум). Наиболее интенсивный рост температуры воздуха происходит от мая к июню (на 2,5—3,0 °С), а наиболее сильное падение ее — от сентября к октябрю (на 2,5—4,0 °С). Многолетняя температура воздуха в июле лишь на несколько десятых долей градуса ниже, чем в августе, так как максимум средней месячной температуры в разные годы с равной вероятностью может наблюдаться как в июле, так и в августе (табл. 2.4).

В центральной части моря до 74—75° с. ш. и юго-востоке годовой ход температуры воздуха имеет такой же характер, с минимумом в феврале и максимумом в августе, но годовая амплитуда в этих районах возрастает соответственно до 10—12 и до 20—23 °С. К северу от указанной широты наблюдается сдвиг минимума температуры на март, так как к этому времени над Арктикой возрастает антициклоничность, а теплоотдача моря, покрытого льдом, значительно уменьшается. Самым теплым месяцем на севере центральной части моря остается август. В отдельные годы максимальная средняя месячная температура воздуха может наблюдаться в июле, но в 55—65 % лет приходится на август. Рост температуры происходит в течение 5 месяцев, падение — 7 месяцев. Такая асимметричность обусловливает различную интенсивность изменения температуры воздуха в период ее роста и падения. В начале и в конце периода подъема температура увеличивается на 2—3 °С за

Таблица 2.2

Средняя разность температуры воздуха в смежные месяцы при образовании теплых ядер и повторяемость теплоядерных зим

Станция	Декабрь			Январь			Февраль			Март			Число лет	Повторяемость теплоядерных зим, %
	ΔT °С		Число ядер	ΔT °С		Число ядер	ΔT °С		Число ядер	ΔT °С		Число ядер		
	XII—XI	XII—I		I—XII	I—II		II—I	II—III		III—II	III—IV			
Нагурское	3,1	10,8	6	3,6	6,2	4	7,5	7,9	9	6,3	3,4	2	29	65
Мыс Желания	3,5	8,2	7	4,1	6,8	7	5,0	4,6	16	5,4	0,8	3	40	75
Остров Надежды	1,9	6,9	5	5,9	3,3	4	5,4	5,5	11	5,2	3,8	3	32	69
Остров Медвежий	0,8	3,8	7	2,3	3,6	15	3,5	3,7	15	3,6	2,0	11	54	74
Малые Кармакулы	2,9	4,4	9	2,6	5,8	9	3,5	3,4	13	4,9	2,1	6	41	80
Гамвик	1,4	2,5	4	1,0	2,9	4	1,4	1,2	3	5,5	1,4	1	32	37
Колгуев Северный	1,9	4,1	7	1,4	5,0	3	2,8	3,4	6	9,2	1,8	2	42	43
Остров Харлов	2,5	4,5	5	1,6	4,8	3	0,7	2,0	4	8,6	2,2	1	38	29
Ходовариха	6,8	9,2	2	1,3	9,6	2	3,3	4,2	8	10,2	2,2	2	43	34

Таблица 2.3

Средняя месячная температура воздуха (1-я строка) и среднее квадратическое отклонение от нее (2-я строка), °С

Станция, период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Нагурское	—24,0	—23,5	—23,7	—18,1	—9,4	—1,8	0,9	0,2	—3,8	—11,9	—18,1	—21,5	—12,8
1952—1980	5,6	6,0	5,9	3,5	2,1	0,6	0,4	0,7	1,8	3,3	5,7	4,9	1,7
Мыс Желания	—19,8	—20,2	—20,6	—15,7	—8,0	—1,2	1,8	2,3	0,1	—5,7	—12,6	—15,8	—9,6
1936—1980	5,5	5,4	4,2	3,1	2,0	1,3	1,0	1,3	1,3	2,7	4,4	5,2	1,8
Остров Надежды	—13,2	—12,7	—13,7	—10,9	—4,8	—0,4	1,9	2,2	0,7	—2,9	—7,1	—10,4	—5,9
1947—1979	5,5	4,7	4,9	2,9	1,5	0,8	0,9	1,1	1,2	3,1	4,8	5,3	1,9
Русская Гавань	—16,8	—17,1	—17,5	—13,0	—6,5	0,4	3,8	3,6	0,8	—4,8	—10,6	—13,7	—7,6
1932—1980	5,3	4,9	4,0	2,9	1,5	1,1	1,3	1,2	1,3	2,3	4,3	4,9	1,6
Остров Медвежий	—7,7	—7,3	—7,4	—5,4	—1,5	1,8	4,3	4,4	2,7	—0,2	—2,9	—5,7	—2,1
1947—1979	3,8	3,9	4,1	2,1	1,5	1,2	1,2	1,3	1,0	2,2	2,6	3,5	1,5
Малые Кармакулы	—13,6	—15,2	—14,1	—9,5	—4,2	1,8	7,1	6,4	3,2	—2,3	—7,8	—10,5	—4,9
1936—1940, 1940—1980	4,1	4,5	4,0	3,1	1,4	1,2	2,0	1,3	1,2	2,2	4,5	4,5	1,6
Гамвик	—4,3	—4,7	—3,1	—0,8	2,9	6,3	9,3	9,3	6,7	2,4	—0,7	—2,9	1,7
1948—1979	1,9	1,9	1,9	1,3	1,3	1,3	1,6	1,1	1,1	1,6	1,5	1,9	0,8
Болванский Нос	—17,5	—18,8	—16,9	—11,6	—5,2	0,6	5,1	5,4	3,2	—1,6	—8,1	—12,4	—6,4
1950—1980	3,6	4,4	5,2	4,1	2,0	1,0	2,0	2,0	1,3	2,1	4,2	5,0	1,6
Цып-Наволок	—6,6	—7,2	—5,4	—1,8	2,2	6,2	9,3	9,7	6,6	1,7	—2,0	—4,6	0,7
1936—1980	1,6	2,3	2,1	1,4	1,3	1,3	1,8	1,4	1,2	1,6	2,0	2,2	0,9
Колгуев Северный	—11,0	—13,3	—11,7	—6,8	—2,1	2,7	7,7	8,0	5,0	—0,3	—4,0	—7,4	—2,9
1936—1979	3,5	4,2	4,2	3,3	1,6	1,6	2,1	1,6	1,2	1,8	2,5	3,6	1,7
Ходовариха	—15,7	—17,1	—14,7	—8,2	—2,9	2,5	8,5	8,5	5,1	—1,0	—7,0	—11,7	—4,4
1936—1979	3,6	4,1	4,4	3,8	1,7	1,7	2,7	1,7	1,4	2,1	3,7	4,0	1,4
Остров Харлов	—7,9	—8,7	—6,5	—2,6	1,4	5,7	9,2	9,4	6,4	1,2	—2,8	—5,7	—1,0
1943—1980	1,9	2,8	2,5	1,9	1,5	1,5	2,5	1,5	1,5	1,7	1,8	2,5	1,0
Варандей	—18,0	—19,0	—16,6	—9,5	—3,3	2,7	8,8	8,8	4,9	—2,2	—9,5	—14,0	—5,6
1940—1980	3,4	4,4	5,0	4,2	2,0	2,1	3,0	1,7	1,4	2,5	4,2	4,5	1,4
Канин Нос	—8,3	—10,1	—8,6	—4,6	—0,8	4,3	8,7	8,7	5,8	1,7	—2,0	—5,4	—0,9
1936—1980	2,8	3,4	3,4	2,3	1,3	1,8	2,5	1,4	1,2	1,6	2,1	2,8	1,3

Таблица 2.4

Повторяемость минимальной и максимальной средней месячной температуры воздуха в указанные месяцы, % числа лет наблюдений

Станция	XII	I	II	III	VII	VIII	Число лет
	Минимальная температура				Максимальная температура		
Нагурское	10	27	28	35	86	14	29
Остров Виктория	10	32	37	21	84	16	19
Мыс Желания	4	37	26	33	35	65	43
Остров Надежды	15	24	24	37	39	61	33
Остров Медвежий	14	25	20	41	41	59	56
Малые Кармакулы	7	29	31	33	64	36	42
Гамвик	9	41	41	9	50	50	32
Колгуев Северный	2	19	51	28	37	63	43
Остров Харлов	5	29	53	13	32	68	38
Ходовариха	2	27	53	18	52	48	44

месяц, а в середине его (от апреля к маю) — на 5—7 °С. Падение температуры воздуха от максимальных значений к минимальным происходит более равномерно, на 2—4 °С за месяц.

Еще более асимметричен годовой ход температуры воздуха в северной части моря и у восточного побережья Шпицбергена, где минимальная температура также наблюдается во второй половине зимнего периода (март), а максимальная наступает раньше, чем в других районах — в июле. В августе температура воздуха на этих широтах обычно уже начинает понижаться, и лишь в 10—15 % лет максимальная средняя месячная температура отмечается в этом месяце. Таким образом, рост температуры происходит в течение 4 месяцев, а период падения температуры растягивается на 8 месяцев. Амплитуда годового хода температуры в этом континентальном и ледовитом районе равна 18—22 °С. В течение 10 месяцев средняя месячная температура воздуха на севере Баренцева моря отрицательна и только в июле и августе принимает небольшие положительные значения (0—2 °С).

Устойчивый переход температуры воздуха через 0 °С при ее подъеме весной раньше всего начинается на юго-западе моря в зоне Нордкапского течения — в первой декаде апреля. Вследствие значительной протяженности моря с севера на юг, различной континентальности и ледовитости его, процесс перехода от отрицательных значений температуры к положительным продолжается в общей сложности около 3 мес. Завершается он на северо-западе в зоне холодного Восточно-Шпицбергенского течения и на севере в районе о-вов Земли Франца-Иосифа в конце июня — в начале июля (рис. 2.1). Обратный процесс перехода от положительных к отрицательным значениям температуры воздуха у северной границы моря наблюдается уже во второй половине августа (в среднем в последней его декаде). К югу и юго-западу время перехода через 0 °С при понижении температуры осенью все более запаздывает. На 76—77° с. ш., а также вдоль побережья о. Новая Земля и в Печорском море отрицательная температура устойчиво держится с начала октября. Еще двумя месяцами позднее осуществляется переход темпе-

ратуры через 0 °С на юго-западе моря — в среднем в начале декабря (рис. 2.1). Таким образом, продолжительность периода с устойчивой средней суточной температурой воздуха ниже 0 °С изменяется над акваторией моря от 120—140 сут над сравнительно теплыми водами южной части моря до 220—250 сут на юго-востоке и до 300—320 сут над его северной частью (рис. 2.2).

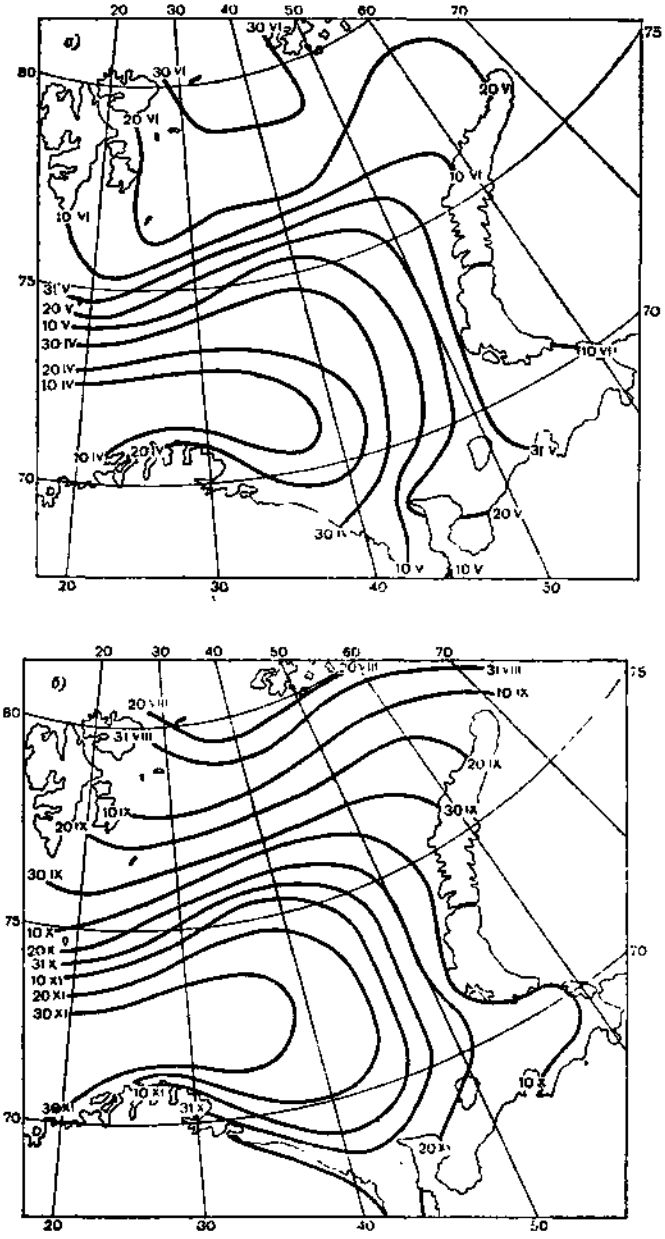


Рис. 2.1. Даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С.

а — весной; *б* — осенью.

Число дней с температурой ниже (или выше) определенного предела по кривой годового хода не совпадает с числом дней, вычисленным непосредственным подсчетом. Причина заключается в том, что при непосредственном подсчете учитываются все без исключения дни, когда температура опускается ниже соответствующих пределов, тогда как при вычислении по кривой годового хода учитываются дни с того момента, когда соответствующая многолетняя средняя месячная температура достигает определенного значения. Разности между числом дней, вычисленным по графику, и непосредственным подсчетом зависят от формы кривой

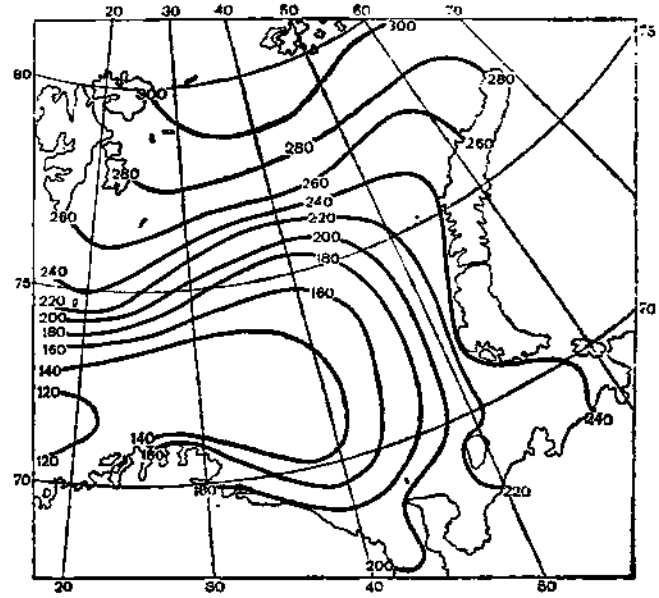


Рис. 2.2. Число дней за год с устойчивой температурой воздуха ниже 0 °С.

годового хода и от характера кривой раопределения температуры, а поэтому закономерно изменяются по территории [249].

Устойчивый переход средней суточной температуры воздуха зимой через —10 °С наблюдается не

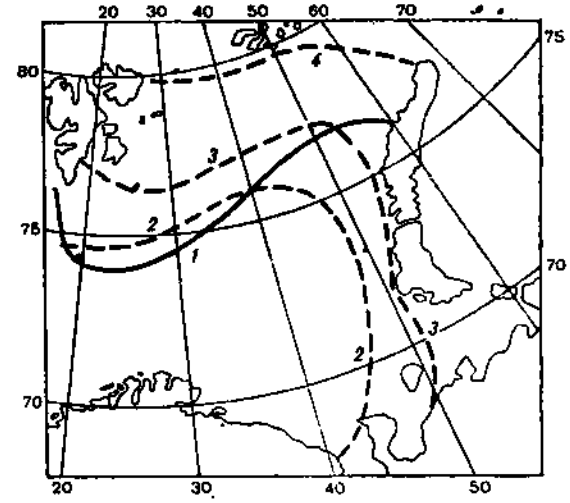


Рис. 2.3. Границы устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через определенные пределы.

1 — линия, севернее которой устойчивый период с температурой воздуха выше 5 °С не наблюдается; *2, 3, 4* — линии, южнее которых устойчивый период с температурой воздуха соответственно ниже —10, —15, —20 °С не наблюдается.

над всей акваторией Баренцева моря. Среднее положение границы, южнее и западнее которой устойчивый переход температуры через —10 °С отмечается не каждый год, проходит на севере около 75—76° с. ш. и на востоке — около 48—49° в. д. (рис. 2.3). За пределами этой границы продолжительность периода ниже указанного предела быстро возрастает и достигает в районе арх. Зем-

ля Франца-Иосифа 180—190 сут, а в Печорском море 100—140 сут.

Переход средней суточной температуры воздуха через —15 °С наблюдается в Печорском море, у побережья арх. Новая Земля и в северной части моря примерно выше 76,5° с. ш. Продолжительность периода с температурой ниже этого предела в Печорском море изменяется от нескольких дней в западной его части до 85—90 сут в прол. Карские Ворота. В северо-западной части моря к югу от о-вов Белый и Виктория (над Восточно-Шпицбергенским течением), где наблюдается отчетливо выраженное зимнее теплое ядро в ходе многолетней средней месячной температуры воздуха, устойчивый период с температурой ниже —15 °С прерывается временным повышением температуры в феврале. В результате имеют место два периода приблизительно одинаковой продолжительности (около 40—50 сут каждый). Один из этих периодов приходится на первую половину зимы, другой — на вторую. У северной границы моря температура ниже —15 °С держится в среднем 160—170 сут. Период с температурой ниже —20 °С продолжается здесь от 100 до 130 сут, причем переход температуры через этот предел происходит ежегодно лишь к северу от линии, проходящей южнее о. Белый на северную оконечность о. Новая Земля. Так, на м. Желания продолжительность периода с устойчивой температурой ниже —20 °С составляет около 24 сут.

В теплое время года средняя месячная температура воздуха над Баренцевым морем не достигает высоких положительных значений. Переход ее через 5 °С в период подъема (рис. 2.3) ежегодно наблюдается лишь южнее линии, проходящей от о. Медвежий в направлении Русской Гавани (на севере арх. Новая Земля). На 73° с. ш. продолжительность периода с температурой выше 5 °С составляет около 80—90 сут (с конца июня до середины сентября) и увеличивается до 100—120 сут у побережья Кольского полуострова и Скандинавии. Только здесь, на юго-западном побережье моря в наименее мористой части его (губы, заливы) наблюдается короткий период с устойчивой температурой выше 10 °С.

2.2. Средняя сезонная температура воздуха и междусезонные изменения

Форма кривой годового хода дает качественное представление о междусезонных изменениях температуры воздуха в определенной точке над морем и позволяет количественно оценить их по разности средних температур за центральные месяцы сезонов. Однако этот метод оценки не совсем удобен, так как наивысшая и наинизшая температура в годовом ходе наступает не одновременно над всем морем, а приходится на разные месяцы. Поэтому вычислены разности средних температур за соответствующие сезоны.

Пространственная картина изменений температуры воздуха от зимы к весне дана на рис. 2.4 *а*. Заметное увеличение притока тепла от Солнца весной по сравнению с зимним периодом вызывает рост температуры воздуха над всем морем. Однако темпы этого роста существенно зависят от характера подстилающей поверхности. В юго-западной части моря, в течение всего года свободной от льда, наблюдаются наименьшие междусезонные разности температуры воздуха (4—5 °С). Наибольший рост температуры от зимы к весне (10—14 °С) происходит над северными и юго-восточными районами, покрытыми льдом и характеризующимися значительной континентальностью, а следовательно, большими годовыми амплитудами температуры воздуха. Однако при этом температура воздуха повышается лишь от более низких зимних значений к менее низким весенним, оставаясь на севере моря отрицательной. На юго-востоке положительная температура воздуха, вызывающая таяние льдов, в среднем отмечается только в июне. Неодинаковые междусезонные изменения температуры воздуха в разных районах моря приводят к уменьшению пространственных температурных контрастов и выравниванию температуры весной.

Несколько иной характер имеет картина изменения температуры воздуха от весны к лету (рис. 2.4 *б*). Вследствие более значительного прогрева воздуха у побережий (на 5 °С и более), область минимальных изменений температуры (менее 3 °С) располагается не на юго-западе моря, как на рис. 2.4 *а*, а над его центральной частью. К северу от этой области междусезонные изменения равны 5—6 °С, и происходит этот рост температуры в основном за счет непрерывного притока тепла во время полярного дня и продолжающегося изменения характера подстилающей поверхности — перемещения кромки льдов в ее крайнее северное положение. Особенно большие положительные изменения температуры воздуха (7—9 °С) отмечаются у побережья юго-восточной части моря над мелководным районом Печорской губы. Не последнюю роль в этом играют относительно теплые воды р. Печоры, выносимые в губу с юга и направленные на восток в сторону прол. Югорский Шар. В северной половине Печорского моря в результате влияния вод Карского моря, которые создают здесь в июле холодное ядро, прогревание воздуха заметно меньше.

При полной симметричности кривой годового хода температуры воздуха картина пространственного изменения междусезонной разности температур лето—осень (рис. 2.4 *в*) должна быть такой же, как на рис. 2.4 *б*, но только с обратным знаком. В действительности, как уже было сказано, годовой ход температуры в разных районах характеризуется различной степенью асимметричности, поэтому в картинах междусезонных изменений температуры весна—лето и лето—осень имеются различия. Область наименьших междусезонных изменений температуры воздуха (менее 3 °С) расположена на рис. 2.4 *в* так же, как и на рис. 2.4 *б*, над центральной частью моря, но занимает большую площадь. Воды Баренцева моря во второй половине лета — в начале осени обладают наибольшей энтальпией и, участвуя в теплообмене с атмосферой, замедляют понижение температуры воздуха над большей частью его акватории. На севере моря, где в июле—августе располагается граница льдов и воды характеризуются относительно малой энтальпией, во второй половине октября температура поверхности воды достигает минимальных значений, и начинается процесс ледообразования. Несмотря на дополнительное вы-

деление теплоты кристаллизации, падение температуры воздуха здесь осенью на 1,0—1,5 °С больше, чем рост ее весной, и обусловлено это радиационными причинами. Температура весеннего сезона формируется при большом притоке солнечной радиации, максимум которой наблюдается

Печорского моря вызвана тем, что осенью воды моря в узкой прибрежной полосе, вследствие охлаждающего влияния континента, становятся холоднее вод мористой части, над которыми воздух остывает медленнее за счет большой теплоотдачи из моря в атмосферу. У юго-западного побе-

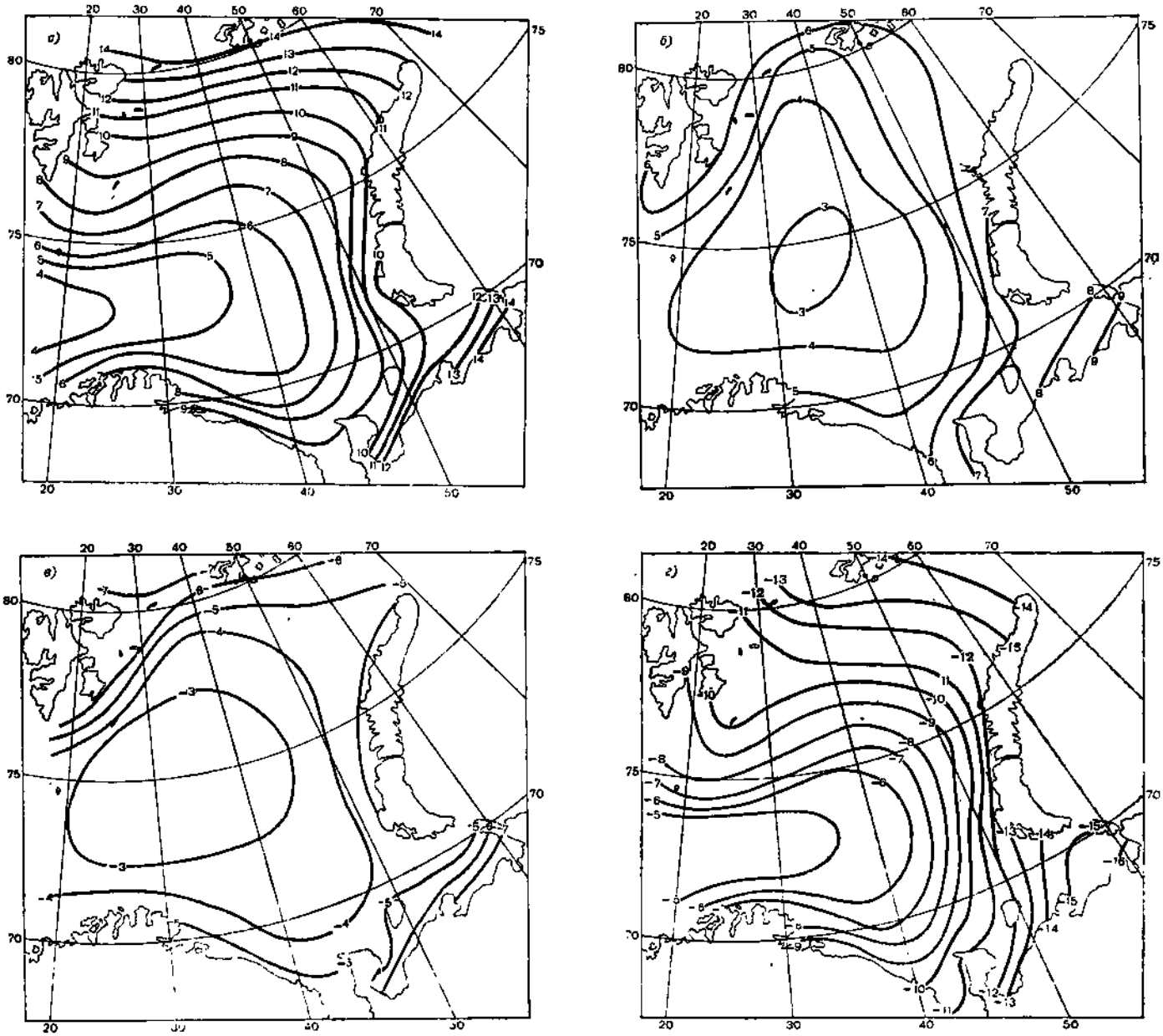


Рис. 2.4. Междусезонные изменения температуры воздуха, °С.

а — зима—весна; *б* — весна—лето; *в* — лето—осень; *г* — осень—зима.

в июне, и поэтому меньше отличается от средней температуры лета (июль—август), чем температура осенью, когда высота Солнца и приток тепла от него существенно меньше, чем весной. Такое же, как и на севере, быстрое падение температуры воздуха от лета к осени происходит в северо-западном районе между арх. Шпицберген и о. Надежды над холодными водами Восточно-Шпицбергенского течения. Это приводит к возникновению значительных горизонтальных градиентов междусезонного изменения температуры на северо-западе и севере моря.

Другая зона значительных горизонтальных градиентов изменений температуры воздуха на юге

режья моря, где охлаждающее влияние континента меньше, а воды моря сохраняют высокую температуру, происходит более медленное (на 4—5 °С) падение температуры воздуха, и горизонтальные градиенты междусезонной разности температуры здесь невелики.

Пространственное распределение отрицательной разности температур воздуха осень—зима (рис. 2.4 *г*) имеет в основном тот же характер, что и распределение положительной разности зима—весна, но по абсолютному значению падение температуры в большинстве районов на 1—2 °С больше, чем рост. Обращают на себя внимание области небольших горизонтальных градиентов между-

сезонной разности температуры воздуха в районе Восточно-Шпицбергенского течения и в восточной части Печорского моря.

Многолетний ход междусезонных изменений температуры рассматривается по погодичным значениям разности температур за центральные месяцы сезонов. По абсолютному значению они несколько больше, чем разности соответствующих средних сезонных температур, имеют тот же характер многолетних изменений, но требуют меньшей затраты времени на их вычисление. На

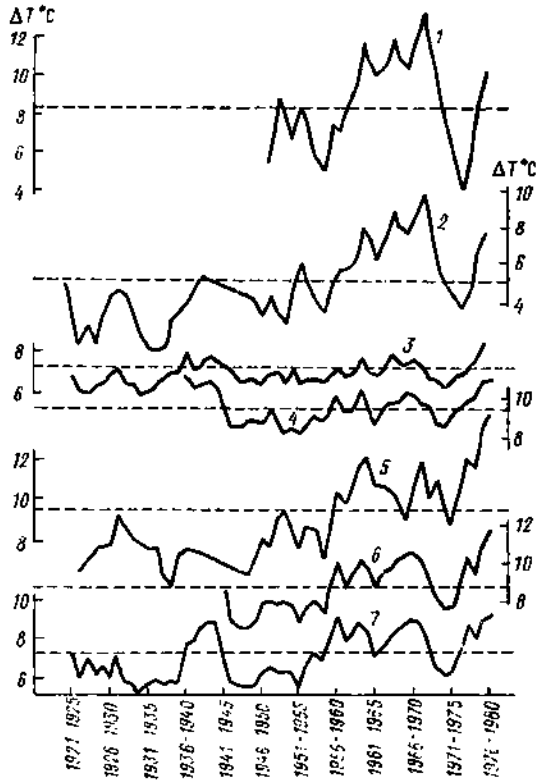


Рис. 2.5. Многолетние изменения разности средних месячных температур. Январь—май.

1 — Остров Надежды; *2* — Остров Медвежий; *3* — Вардё; *4* — Остров Харлов; *5* — Малые Кармакулы; *6* — Колгуев Северный; *7* — Канин Нос

рис. 2.5 даны многолетние изменения разности температур за январь—май. Наименьшее среднее квадратическое отклонение отмечается в юго-западной части моря (Вардё, Остров Харлов), где $\sigma_{\Delta T}=1{,}5\ldots 2{,}4$ °С. Несколько больше оно в юго-восточном районе ($\sigma_{\Delta T}\approx 3$ °С). В северной половине моря наблюдаются наиболее значительные многолетние изменения, где среднее квадратическое отклонение равно 4,0—5,5 °С.

Особенно большие междусезонные изменения температуры отмечены на рубеже 30—40-х годов и с 50-х до первой половины 60-х годов. Затем междусезонные изменения от зимы к весне резко уменьшились, и в конце 70-х годов отмечено новое увеличение их. Характер многолетнего хода междусезонных разностей температуры воздуха за указанные периоды почти одинаков на всем море. Как показывает многолетний ход температуры воздуха на ст. Вардё, значительный рост междусезонной разности зима—весна приходится на периоды потеплений. После теплых зим с пониженной ледовитостью моря процесс нарастания температуры весной происходит быстрее, вследствие уменьшения затрат тепла на таяние льдов. В периоды похолоданий междусезонные изменения температуры уменьшаются, после холодных зим следуют холодные весны.

Ход многолетних изменений разности температур весна—лето в отдельных частях моря, напротив, существенно отличается. На севере и северо-западе (о. Надежды) он противоположен ходу на юге (ст. Вардё, ст. Остров Харлов). Среднее квадратическое отклонение также неодинаково: у побережья европейской части СССР, арх. Новая

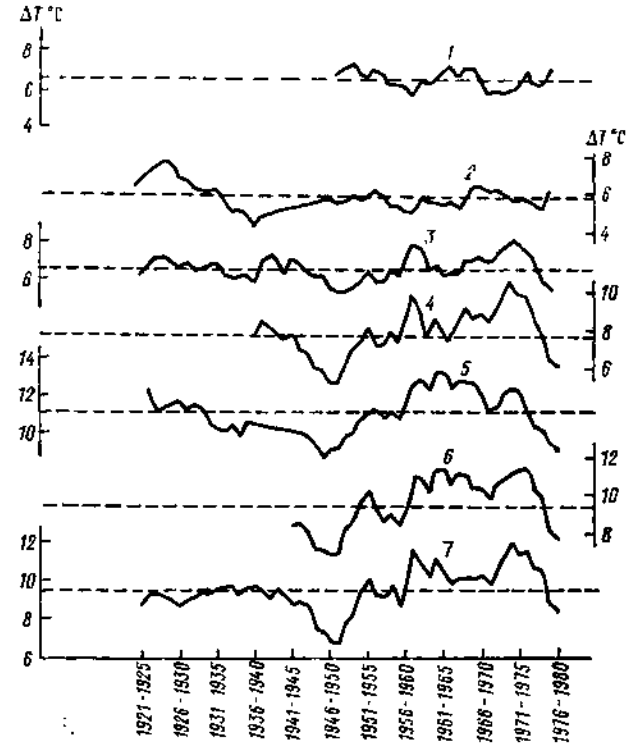


Рис. 2.6. Многолетние изменения разности средних месячных температур. Май—июль.

Усл. обозначения см. рис 2.6.

Земля и арх. Земля Франца-Иосифа $\sigma_{\Delta T}\approx 3$ °С, а над юго-западной и центральной частями моря $\sigma_{\Delta T}=1{,}0\ldots 1{,}5$ °С.

В многолетнем ходе междусезонных разностей температуры воздуха весна—лето и лето—осень имеет место согласованность (рис. 2.6, 2.7). Годы большого роста температуры от весны к лету соответствуют годам сильного падения ее от лета к осени. Однако средние квадратические отклонения многолетних изменений этих разностей неодинаковы (табл. 2.5). В западной половине моря темпы роста температуры от весны к лету претерпевают очень незначительные многолетние изменения ($\sigma_{\Delta T}=1{,}4\ldots 1{,}7$ °С), в то время как падение температуры от лета к осени более изменчиво ($\sigma_{\Delta T}=2{,}3\ldots 3{,}4$ °С). В восточной половине моря изменчивость положительных разностей температур весна—лето лишь немного (на 0,2—0,5 °С) меньше отрицательных разностей температур лето—осень, т. е. $\sigma_{\Delta T}$ (май—июль)$=2{,}6\ldots 3{,}1$ °С; $\sigma_{\Delta T}$ (июль—октябрь)$=2{,}8\ldots 3{,}5$ °С. Кривая многолетнего хода междусезонных изменений температуры воздуха от осени к зиме (рис. 2.8) также хо-

рошо согласуется с ходом изменения температуры от зимы к весне (см. рис. 2.5), хотя изменчивость падения температуры от осени к зиме несколько больше изменчивости роста ее от зимы к весне или близка к ней (табл. 2.5).

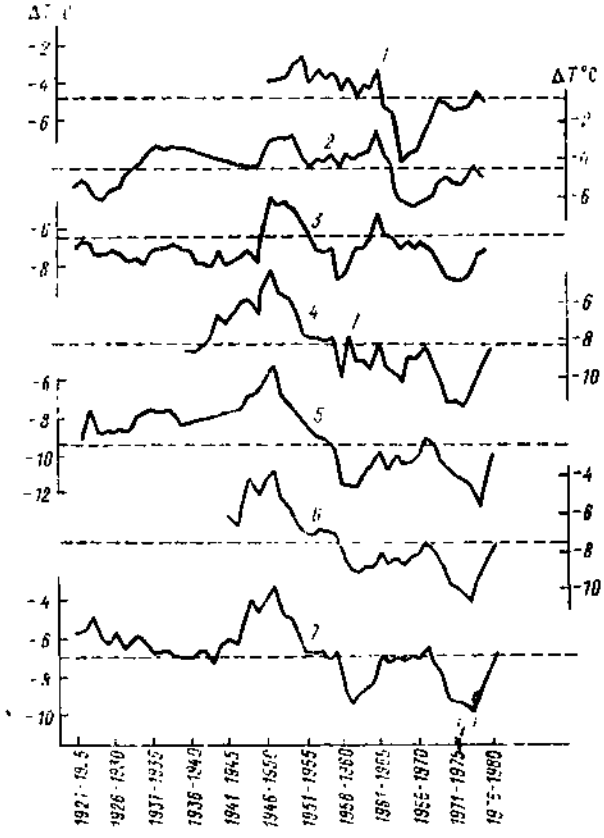


Рис. 2.7. Многолетние изменения разности средних месячных температур. Июль—октябрь.

Усл. обозначения см. рис. 2.5.

Таблица 2.5

Междусезонная разность температур $\overline{\Delta T}$ и ее изменчивость $\sigma_{\Delta T}$

Станция	Характеристика	I—V	V—VII	VII—X	X—I
Нагурское	$\overline{\Delta T}$	16,2	10,5	—13,6	—13,7
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	4,8	3,1	3,5	5,6
Остров Надежды	$\overline{\Delta T}$	8,4	6,7	—4,8	—10,3
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	5,3	1,4	3,1	5,9
Остров Медвежий	$\overline{\Delta T}$	6,2	5,8	—4,5	—7,5
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	4,1	1,4	2,3	4,4
Вардё	$\overline{\Delta T}$	7,4	6,6	—6,4	—7,1
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	1,5	1,7	3,4	2,0
Остров Харлов	$\overline{\Delta T}$	9,6	7,8	—8,2	—9,3
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	2,4	2,6	2,8	2,3
Канин Нос	$\overline{\Delta T}$	7,6	9,4	—6,9	—9,9
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	2,9	2,6	2,9	3,2
Колгуев Северный	$\overline{\Delta T}$	8,8	9,4	—7,3	—10,5
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	3,2	2,3	2,7	3,7
Малые Кармакулы	$\overline{\Delta T}$	9,6	11,1	—9,3	—11,0
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	4,5	2,7	3,2	4,1
Мыс Желания	$\overline{\Delta T}$	11,9	9,7	—7,4	—14,4
	$\pm\sigma_{\Delta T}$	5,5	2,6	2,9	6,7

Распределение многолетней средней сезонной температуры воздуха над акваторией Баренцева моря дано на рис. 2.9. По станциям побережья и островов, кроме того, получена средняя сезонная температура различной обеспеченности, а также максимальные и минимальные ее значения, отмеченные в аномально теплый и аномально холодный сезоны за взятый период наблюдений. Для расчета сезонной температуры воздуха различной вероятности в аномально теплые и холодные сезоны над морем получена, на основе наблюдений береговых станций, зависимость (рис. 2.10), имеющая следующий вид:

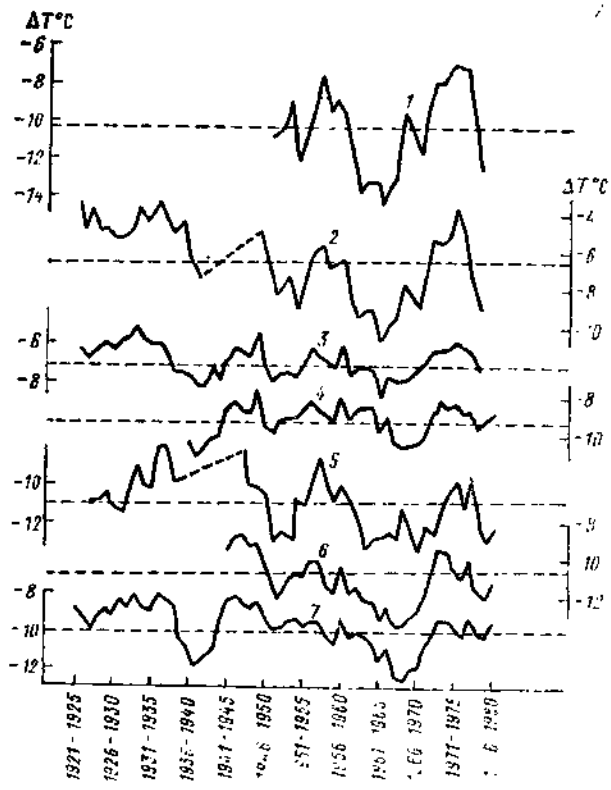


Рис. 2.8. Многолетние изменения разности средней месячной температуры. Октябрь—январь.

Усл. обозначения см. рис. 2.5.

$$T_{q\,(\text{сез})} = a\overline{T}_{\text{сез}} + T_{q_0}\sqrt{1 + b\overline{T}^2_{\text{сез}}}, \qquad (2.1)$$

где $T_{q(\text{сез})}$ — сезонная температура воздуха, возможная 1 раз в q лет, °С; $\overline{T}_{\text{сез}}$ — многолетняя средняя сезонная температура воздуха; T_{q_0} — сезонная температура, возможная 1 раз в q лет при $\overline{T}_{\text{сез}} = 0$; a — численный параметр, b — параметр, характеризующий нелинейную зависимость дисперсии температуры от многолетней средней $\overline{T}_{\text{сез}}$, °С$^{-2}$.

Значения указанных параметров зависимости (2.1) и коэффициентов линейной корреляции приведены в табл. 2.6. Сезонная температура воздуха, которая может быть равна или превышена 1 раз в 20 лет в аномально теплые сезоны, и температура, которая может быть ниже указанной в аномально холодные, представлена на рис. 2.11—2.12. В теплую зиму 1 раз в 20 лет сезонная температура поднимается на юго-западе моря до положительных значений 0—2 °С, на юго-востоке до

—8... —10 °С и на севере до —14... —15 °С (рис. 2.11). В аномально холодную зиму она отрицательна на всем море и изменяется от —3 на юго-западе до —24 °С на севере (рис. 2.12). В связи с тем, что изменчивость сезонной температуры воздуха от года к году в разных районах моря

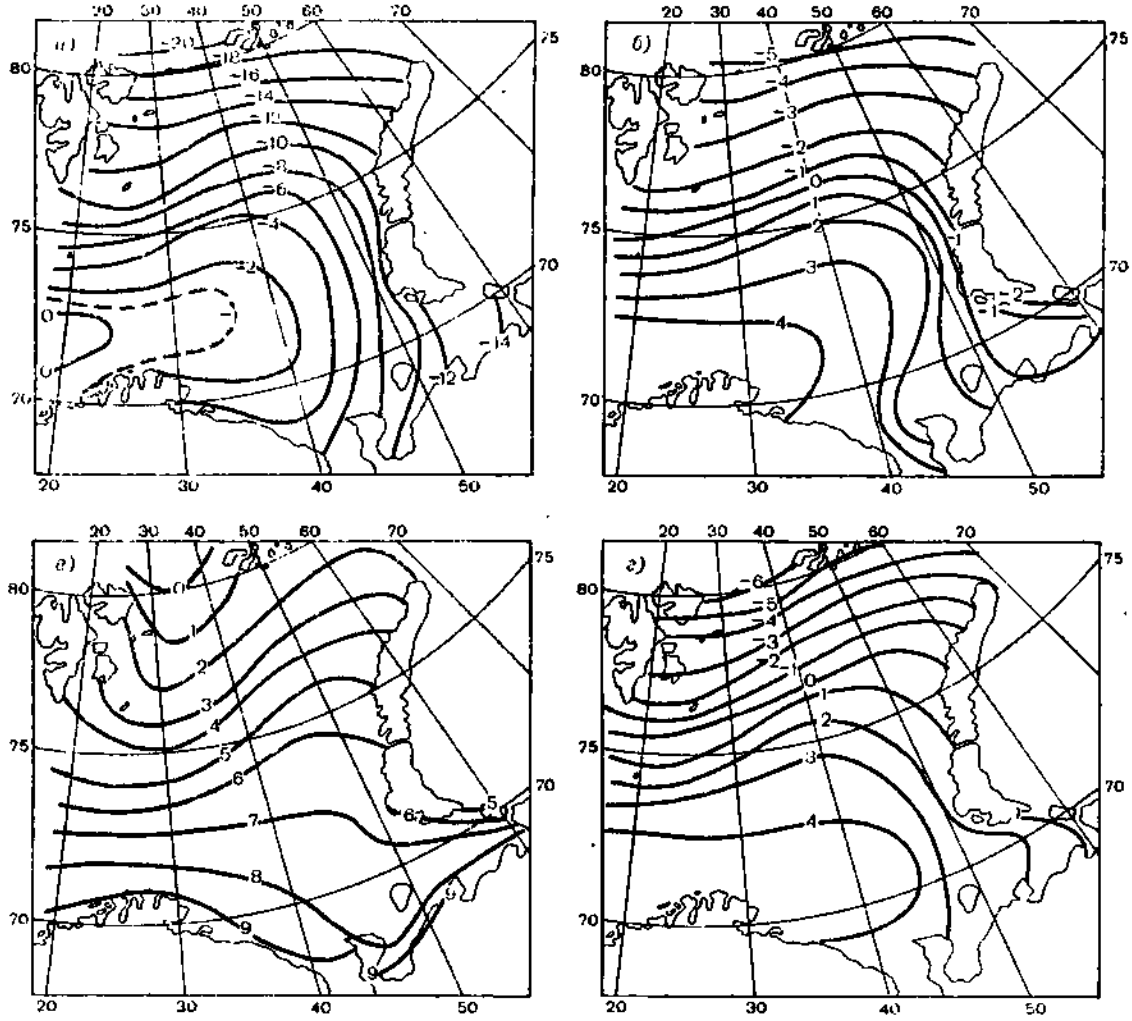


Рис. 2.9. Средняя сезонная температура воздуха, °С.
а — зима; *б* — весна, *в* — лето; *г* — осень

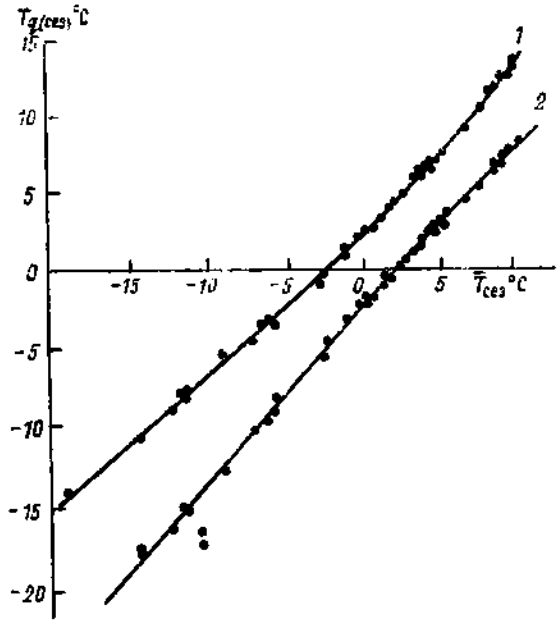


Рис. 2.10. Связь между сезонной температурой воздуха, возможной 1 раз в 20 лет в аномально теплый (*1*) и в аномально холодный (*2*) сезоны, и средней многолетней температурой.

Таблица 2.6

Значения параметров зависимости (2.1) и коэффициента корреляции

Сезон	q лет	a	T_{q_0} °С	b °С$^{-1}$	r
Теплый	10	0,98	1,3	0,021	0,99
	20	1,01	2,0	0,015	0,99
	100	1,00	2,9	0,014	0,99
Холодный	10	1,05	—1,3	0,016	0,99
	20	1,08	—2,1	0,013	0,99
	100	1,12	—3,2	0,009	0,97

неодинакова, разность между температурами аномально теплого и холодного сезонов равной вероятности также изменяется по акватории моря от 4 в юго-западной части до 10 °С в северной части. Следует сказать, что приведенные на рис. 2.11—2.12 картины представляют собой распределение равновероятных температур, возможных 1 раз в 20 лет, но не одновременно на всем море. Как показывает анализ данных, аномально теплые (или холодные) зимы в различных районах приходи-

лись на разные годы. Самая высокая температура в южной части моря наблюдалась в зимы 1936/37, 1953/54 и 1974/75 гг., а на севере — 1937/38 и 1954/55 гг.

час суток. Суточная амплитуда из средних ежечасных значений температуры зимой на побережье и островах Баренцева моря составляет десятые доли градуса (табл. 2.7). Наибольшая периодиче-

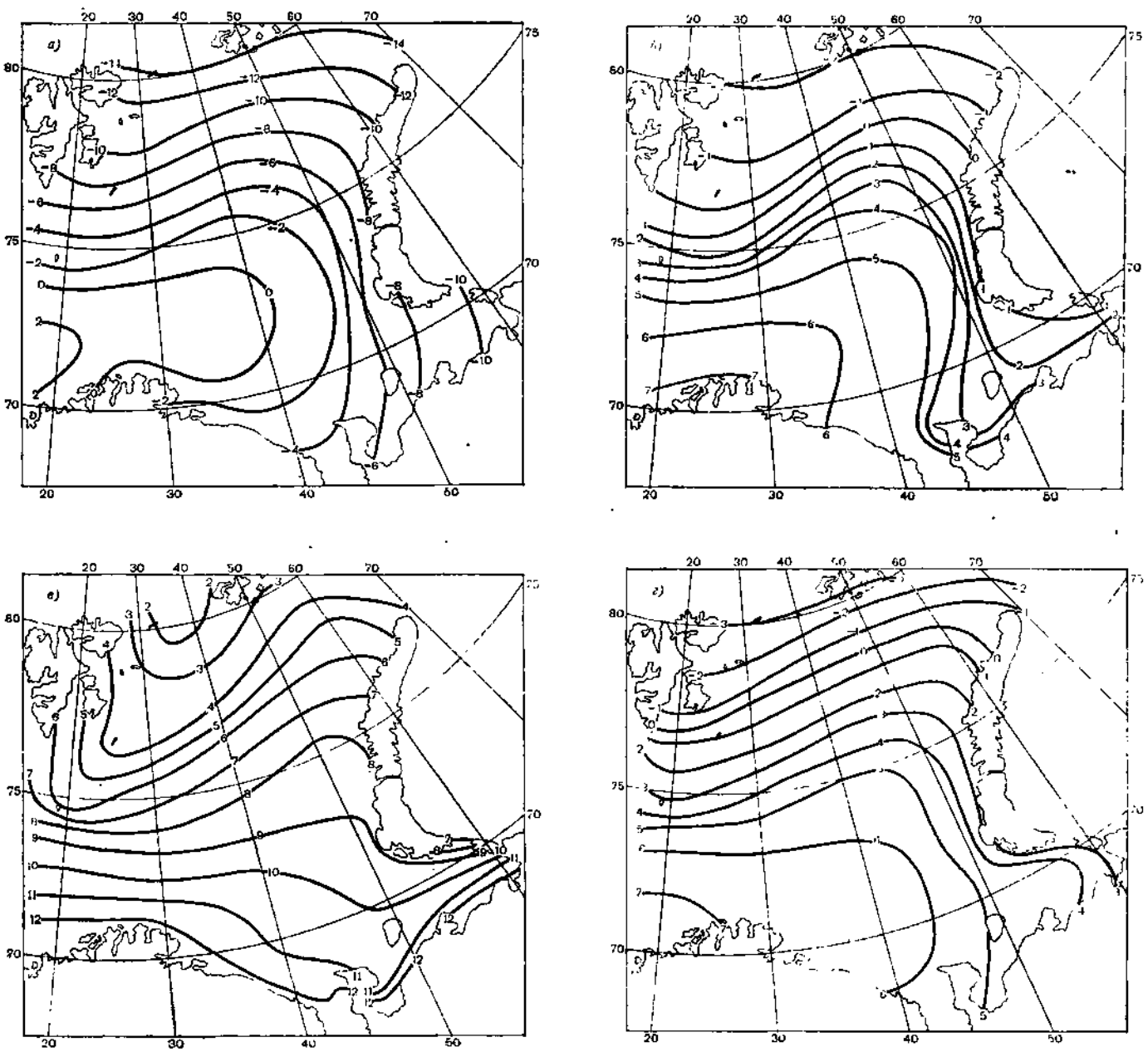


Рис. 2.11. Сезонная температура воздуха, возможная 1 раз в 20 лет в аномально теплую зиму (*а*), весну (*б*), лето (*в*), осень (*г*), °С.

2.3. Суточный ход температуры воздуха

Основные отличия суточного хода температуры воздуха над морями и океанами от суточного хода над сушей известны. Но для детального изучения зависимости его от условий погоды в различных районах океанов недостаточно экспериментальных данных. Суточный ход температуры воздуха, обусловленный радиационными факторами — суточным вращением Земли и изменением высоты Солнца при условии постоянно действующих факторов (широты и долготы места, характера подстилающей поверхности), определяется по средним значениям температуры воздуха за каждый

ская суточная амплитуда наблюдается в летние месяцы, а на востоке побережья еще и в апреле. С апреля по сентябрь суточная амплитуда температуры на южном побережье составляет 1,5—3,5 °С.

Наиболее высокая температура на западе побережья приходится на 13—14 ч независимо от времени года, на востоке побережья зимой она отмечается также в 13—14 ч, а летом — чаще в 14—16 ч. Следует отметить, что суточный ход температуры на побережье испытывает не только влияние моря, но и сложное воздействие континента. Зимой в период полярной ночи периодическая амплитуда суточного хода может составлять по

средним ежечасным данным 0,1—0,2 °С. По-видимому, она обусловлена другими причинами (возможно полусуточными колебаниями давления, вызывающими адиабатическое охлаждение и нагревание атмосферы). На основании последних наблюдений на экспедиционных судах и судах погоды амплитуда суточного хода температуры воздуха у поверхности на всей акватории океана не превышает 1,5—2,0 °С [156].

По наблюдениям судов погоды в Северной Атлантике наименьшие значения суточной амплитуды отмечаются зимой, наибольшие летом, при этом с изменением амплитуды происходит трансформация всего суточного хода. Максимум летом насту-

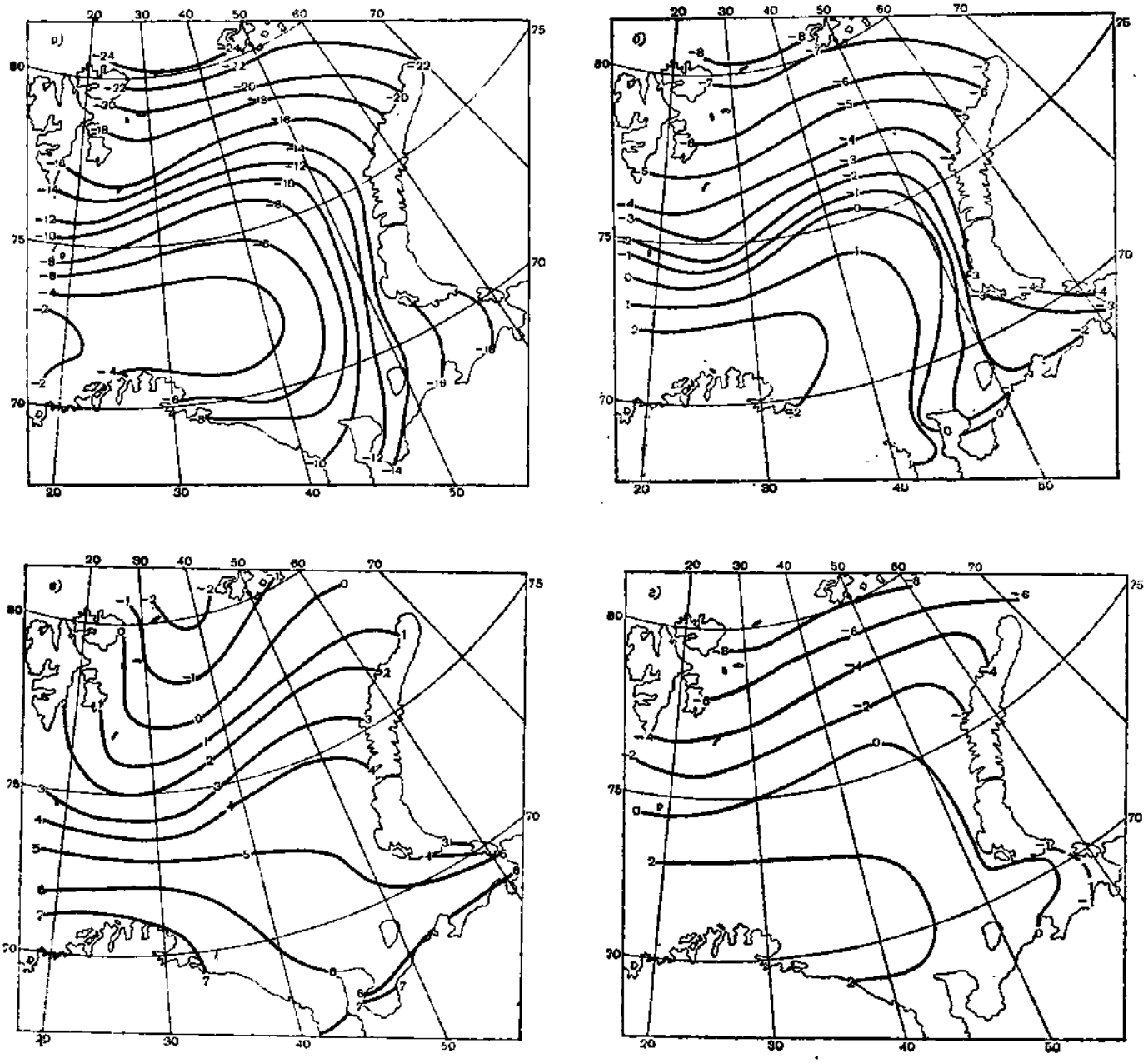


Рис. 2.12. Сезонная температура воздуха, возможная 1 раз в 20 лет в аномально холодную зиму (*а*), весну (*б*), лето (*в*), осень (*г*), °С.

Таблица 2.7

Суточная амплитуда температуры воздуха, °С [342, 343]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Вайда-Губа	—	—	0,9	2,2	2,5	2,7	2,9	2,5	1,8	0,8	—	—
Канин Нос	—	0,3	1,1	1,7	1,5	2,2	2,3	1,9	1,2	0,6	0,2	—
Варандей	—	0,6	2,9	3,7	2,5	2,3	2,8	2,7	2,1	0,7	0,4	—
Индига	0,3	0,7	2,6	3,7	2,7	2,9	3,1	3,1	2,3	0,8	0,4	—

нает позже, чем зимой. Утренний минимум и послеполуденный максимум температуры имеют радиационное происхождение. Однако есть ряд особенностей суточного хода температуры над океаном, которые не находят пока объяснения [156].

Внутрисуточная изменчивость температуры может быть охарактеризована также значениями разности между истинной максимальной и минимальной температурами за сутки. Полученная таким способом средняя разность всегда больше амплитуды среднего суточного хода. Различие между ними обусловлено непериодическими изменениями температуры воздуха, связанными с синоптическими процессами — прохождением циклонов, антициклонов, сменой воздушных масс, т. е. средние значения разности максимальной и минимальной температур представляют собой сложную амплитуду, определяемую в значительной мере, а во время полярной ночи — полностью, изменчивостью условий погоды. В отличие от периодической амплитуды суточного хода температуры воздуха, непериодическая амплитуда достигает максимума зимой, во время наиболее интенсивной циклонической деятельности и связанных с ней резких изменений погоды.

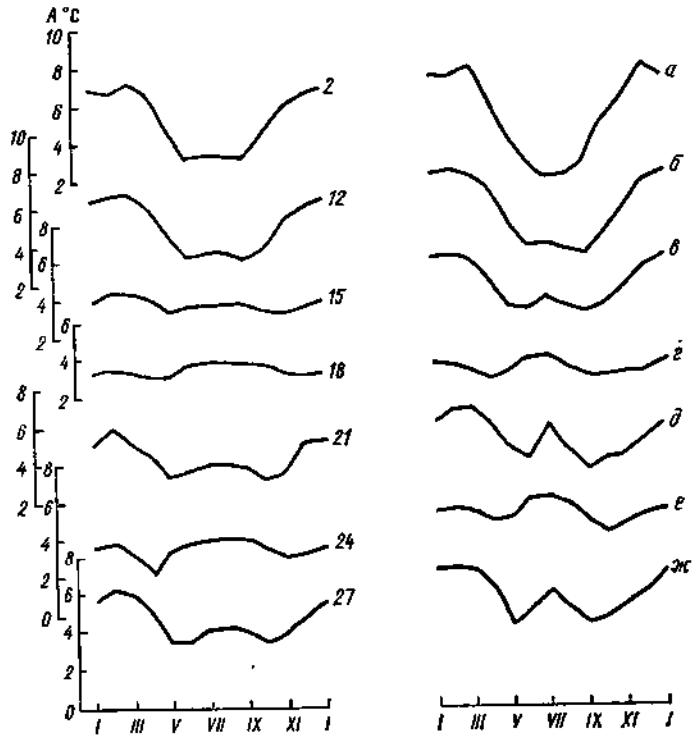


Рис. 2.13. Годовой ход средней амплитуды суточных колебаний температуры воздуха, °С.

Цифры — точки моря (см. рис. 2 Приложения); *а—ж* — береговые станции: *а* — Остров Виктория; *б* — Мыс Желания; *в* — Остров Медвежий; *г* — Фрухольмен; *д* — Малые Кармакулы; *е* — Вайда-Губа; *ж* — Колгуев Северный.

Годовой ход средней суточной амплитуды (средней разности между максимальной и минимальной температурой за сутки) представлен на рис. 2.13 по районам открытого моря и ближайшим к ним береговым станциям. В юго-западной части моря в зоне теплого течения (точка 18) и на побережье Скандинавии и Кольского полуострова суточная разность температур имеет сглаженный годовой ход. Особенно мало изменяется она зимой (с ноября по апрель). Наибольшие средние суточные амплитуды отмечаются летом, но разность между наибольшими и наименьшими значениями составляет всего около 1 °С. Точно так же мало меняется в течение года средняя суточная амплитуда температуры воздуха над центральной частью моря (точка 15). Наибольшие значения амплитуды здесь приходятся на зимние месяцы (февраль—март). Второй максимум над морем приходится на июнь—сентябрь, а на побережье — на июль.

На востоке южной половины моря (точка 27) и к северу от 76° с. ш. (точки 2 и 12) годовой ход суточной амплитуды температуры приобретает более четко выраженный характер с наибольшими значениями зимой (февраль—март). Вторичный летний максимум здесь становится малозаметным и на крайнем севере он почти вовсе исчезает, вследствие этого годовой ход средней суточной амплитуды приобретает простой, почти синусоидальный характер. Распределение средней суточной амплитуды температуры на акватории моря в центральные месяцы сезонов дано на рис. 2.14.

В январе средние суточные изменения температуры воздуха составляют 3,5—4,0 °С на юго-западе моря над незамерзающей ее частью и возрастают до 7—8 °С на севере и юго-востоке. Значительное увеличение амплитуды происходит в районе холодного Надеждинско-Медвежинского течения, отчего южнее о. Медвежий наблюдается сгущение их изолиний. К весне пространственные различия в распределении средних суточных амплитуд температуры уменьшаются в основном за счет уменьшения их на севере и юго-востоке до 4—5 °С. На юго-западе суточные изменения температуры остаются на уровне зимних значений.

В июле картина пространственного распределения суточных амплитуд почти противоположна зимней — наблюдается возрастание их с севера на юг. На большей части моря средняя разность между максимальной и минимальной температурами равна 3—5 °С и лишь на юге моря вдоль побережья европейской части Союза она возрастает до 6—7 °С, как вследствие периодических изменений температуры в течение суток, так и за счет частой смены прогретого над континентом и морского воздуха, приносимого преобладающими в это время ветрами северных румбов.

Осенью (октябрь) над большей частью моря, еще свободной ото льда, средняя суточная амплитуда температуры сохраняется на уровне 3,0—3,5 °С. На севере моря, где в это время происходит образование ледяного покрова, средняя амплитуда возрастает до 4—6 °С.

Приведенные значения изменений температуры воздуха характеризуют лишь средний уровень статистических распределений ежедневных суточных амплитуд. Несомненный интерес представляют оценки изменчивости и вероятностей определенных значений амплитуд на море в разное время года. Суточные амплитуды температуры воздуха, являясь существенно положительными величинами, ограниченными слева нулем, отличаются положительной асимметрией распределения. Увеличение или уменьшение средних значений суточных амплитуд происходит в значительной степени вследствие повышения или понижения повторяемости

больших величин, т. е. с изменением правой части кривой распределения, и в меньшей степени — под влиянием нулевой границы слева. Оно же приводит к соответственному увеличению или уменьшению среднего квадратического отклонения. Поэтому между двумя первыми статистическими характеристиками ($\bar{A}$, σ_A) существует тесная корреляционная связь, линейное уравнение которой в теплое время года одинаково для всей акватории моря и имеет вид

$$\sigma_A = 0{,}64\bar{A} - 0{,}5. \qquad (2.2)$$

В холодное время года в южной части моря изменчивость возрастает с увеличением средней амплитуды медленнее, чем в северо-западной:

$$\sigma_A = 0{,}62\bar{A} - 1{,}0; \qquad (2.3)$$

$$\sigma_A = 0{,}70\bar{A} - 0{,}6. \qquad (2.4)$$

Теснота связей (2.2—2.4) оценивается коэффициентами корреляции, соответственно равными 0,92; 0,89; 0,86. Годовой ход изменчивости (σ_A) поэтому аналогичен ходу средней амплитуды, рассмотренному выше (табл. 2.8). Пространственная картина изменений среднего квадратического отклонения амплитуд температуры воздуха в центральные месяцы сезонов на акватории моря (рис. 2.15) получена для теплого времени года с применением уравнения (2.2), а для холодного была использована довольно тесная криволинейная связь между σ_A и средней месячной температурой воздуха (рис. 2.16), что позволило избежать неопределенности в выявлении границы применимости двух приведенных уравнений (2.3) и (2.4) для холодного времени года. Средняя квадратическая погрешность расчета σ_A по этой связи равна 0,4 °С.

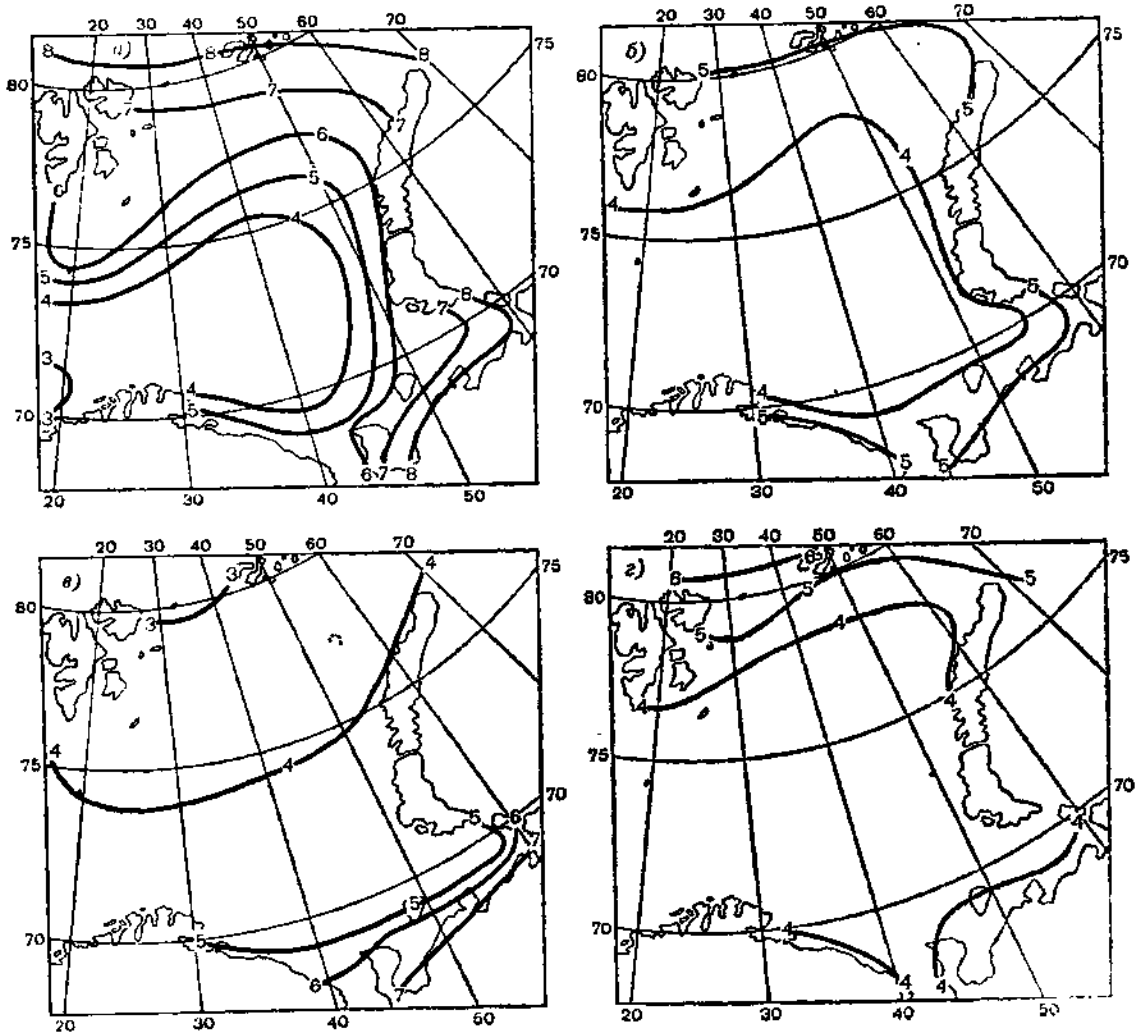


Рис. 2.14. Суточная амплитуда температуры воздуха, °С.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

Кривым распределения суточных амплитуд температуры воздуха, кроме положительной асимметрии, свойственна большая островершинность (E_S). Годовой ход асимметрии A_S и эксцесса E_S сходен, причем зимой наблюдаются несколько меньшие их значения, чем в другие сезоны. Над свободной ото льда юго-западной частью моря в холодное время года формируется наименее асимметричное распределение с коэффициентами A_S=0,5... 0,9. Вследствие частых циклонических вторжений и отепляющего влияния моря, большие суточные амплитуды (более 15 °С) здесь редки или практически невозможны, и кривая распределения менее вытянута в область больших значений амплитуды, чем в других районах моря.

В теплое время года коэффициент асимметрии здесь резко возрастает (A_S>1,0) за счет увеличения повторяемости больших суточных амплитуд. Значительные внутрисуточные изменения температуры в это время года, на фоне летнего муссона с преобладанием северных потоков в южной части моря, происходят исключительно при адвекции тепла, т. е. при резком возрастании температуры и установлении ясной погоды в антициклонических системах. При последующем восстановлении муссонного типа погоды с пасмурным небом значительных суточных изменений температуры воздуха не наблюдается. В июне—июле рост асимметрии происходит с одновременным увеличением дисперсии и среднего значения амплитуды.

Особенно значительное увеличение асимметрии распределения происходит в районах к северу и востоку от указанного в переходное время года (май—июнь, сентябрь—октябрь), но без заметного увеличения средней амплитуды и дисперсии. При этом весной большие суточные амплитуды, превышающие 10 °С, возможны как при положительных, так и при отрицательных изменениях температуры, но преобладают при теплой адвекции, а осенью, наоборот, преимущественно при затоках холода или при резкой смене тепла на холод и холода на тепло в течение нескольких суток. Однако при процессах ледотаяния весной, а также при интенсивном притоке тепла в атмосферу через поверхность моря осенью, в период наибольшей энтальпии вод, суточные изменения температуры воздуха обычно невелики. По этой причине

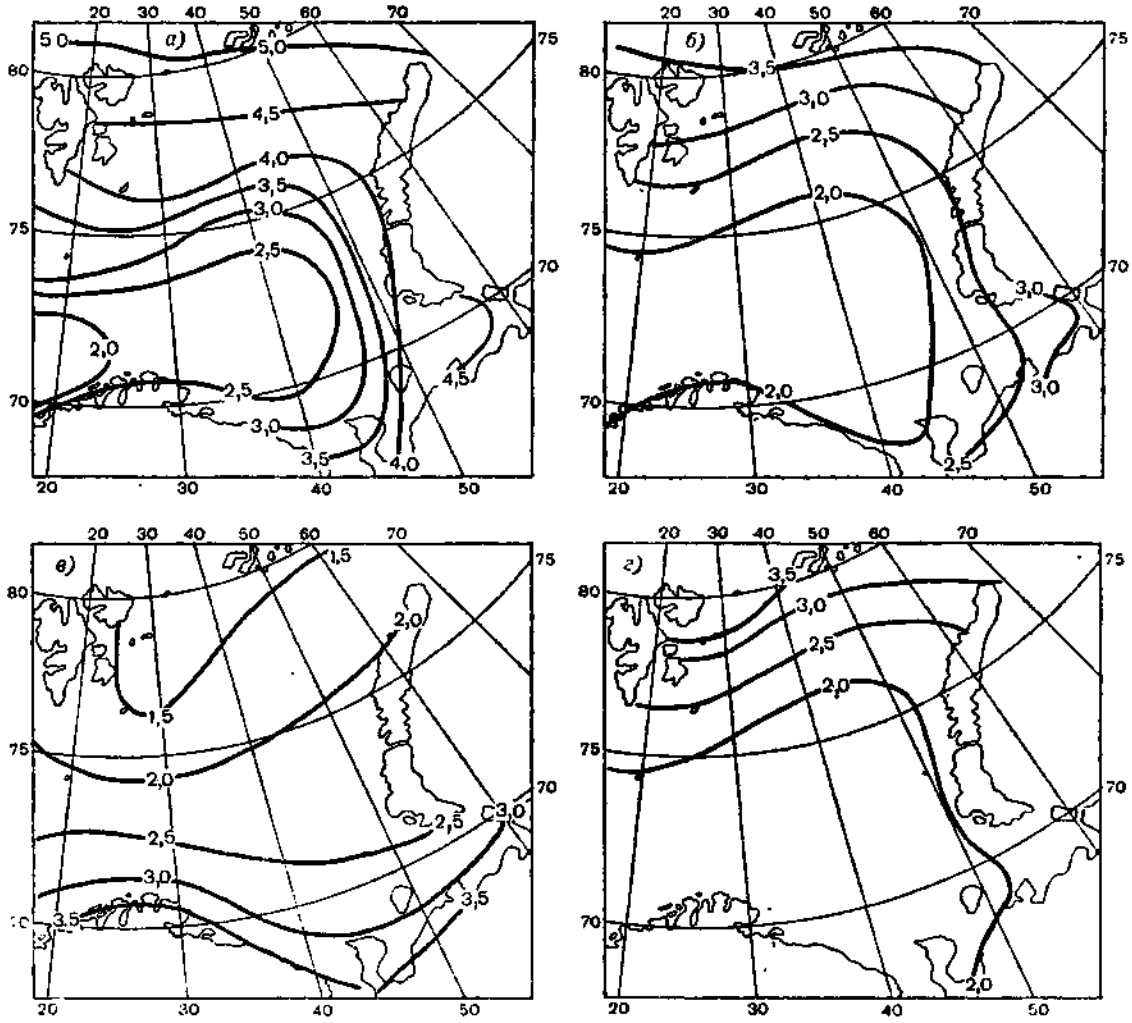


Рис. 2.15. Среднее квадратическое отклонение суточных амплитуд температуры воздуха.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

распределения амплитуд в эти сезоны характеризуются особенно большой островершинностью.

Попытки подбора теоретических законов к статистическим распределениям суточных амплитуд температуры показывают, что зимой в большинстве случаев возможно использование логарифмически нормального распределения, а на юго-западе — разложения Грама—Шарлье, но последнее применимо не для всех месяцев. К распределениям амплитуд теплого времени года труднее подобрать какой-либо закон, однако в юго-западной части моря критерии согласия допускают применение в ряде случаев логнормального закона. В районе Медвежинского течения допускается применение разложения Грама—Шарлье типа А.

Сравнение параметров распределения амплитуд температуры воздуха за периоды 1936—1960 и 1961—1980 гг. в Ходоварихе показывает, что в последнее 20-летие произошло увеличение как уровня распределения, так и изменчивости суточных

амплитуд. Среднее значение амплитуды в отдельные месяцы возросло на 0,6—0,8 °С, а среднее квадратическое отклонение — на 0,2—0,9 °С, причем самые значительные изменения отмечены в октябре. Увеличилась повторяемость амплитуд, превышающих 10 °С зимой и 7 °С в остальные сезоны. Наибольшие амплитуды составили 35 °С зимой и 20 °С летом и превысили соответствующие значения за первое 25-летие. Вследствие этого, кривые распределения амплитуд за последний период (1961—1980) оказались сдвинутыми вправо по отношению к кривым за предшествующий период, коэффициенты асимметрии также возросли. Подобная тенденция выявлена и в распределениях других температурных характеристик (междусуточных разностей, экстремумов температуры), о чем будет сказано в соответствующих разделах.

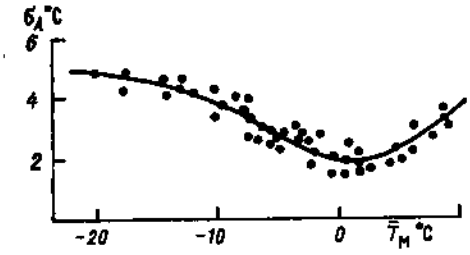


Рис. 2.16. Связь между средним квадратическим отклонением суточных амплитуд и средней месячной температурой воздуха.

Более подробная картина многолетнего хода вариаций суточных амплитуд σ_A и средних значений $\bar{A}$ в зимнее время (январь—март) дана на рис. 2.17. Уменьшение суточной изменчивости температуры зимой было отмечено в 40-е, в середине 50-х и в 70-е годы, причем они всегда совпадали с периодами относительных потеплений. Интенсивное увеличение как средней амплитуды, так и изменчивости суточных амплитуд температуры воздуха, наоборот, устойчиво связано с периодами похолоданий. И тем не менее характер их многолетних изменений в разных частях моря неодинаков. Периоды с повышенными (или пониженными) внутрисуточными изменениями температуры в восточной части моря наступают несколько раньше, чем в западной или даже находятся в оппозиции (например, в 70-е годы). На северо-западе многолетний ход характеристик суточных изменений температуры воздуха зимой выражен резче, чем в других районах. В летний период, наоборот, на широте около 75° и севернее межгодовые изме-

Таблица 2.8

Параметры статистических распределений суточных амплитуд температуры воздуха

Параметры	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Надежды, 1949—1979 гг.												
$\bar{A}$	6,6	7,0	7,0	6,1	4,1	2,9	3,4	3,0	2,7	3,8	4,9	5,9
σ_A	4,3	4,6	4,6	3,3	2,2	1,4	1,5	1,4	1,5	2,6	3,4	4,1
A_S	1,5	1,3	1,4	1,1	1,5	1,4	1,2	1,5	2,6	2,2	1,5	1,1
E_S	2,6	1,6	1,9	1,4	3,1	4,2	2,6	3,7	17,3	8,8	2,4	0,6
Остров Медвежий, 1949—1979 гг.												
$\bar{A}$	6,1	6,0	6,0	5,0	3,4	3,3	3,8	3,4	3,0	3,7	4,5	5,4
σ_A	3,7	3,6	3,6	2,9	1,7	1,8	2,2	1,7	1,5	2,0	2,6	3,1
A_S	1,3	1,3	1,2	1,4	1,3	2,2	1,9	1,2	1,3	1,4	1,1	1,3
E_S	1,9	2,3	1,6	2,8	2,6	8,0	6,0	1,8	3,3	3,2	1,3	2,0
Цып-Наволок, 1961—1983 гг.												
$\bar{A}$	6,6	6,5	5,8	5,1	4,8	5,4	5,7	5,1	4,8	4,8	5,9	6,3
σ_A	2,6	2,6	2,3	2,4	2,5	3,1	3,3	3,0	2,1	2,1	2,5	2,6
A_S	0,8	0,6	0,8	0,7	1,1	1,7	1,3	1,2	0,6	1,4	0,8	0,6
E_S	1,0	0,2	1,5	0,1	1,8	4,2	1,6	1,3	0,0	3,8	0,4	0,1
Ходовариха, 1961—1980 гг.												
$\bar{A}$	8,9	8,6	8,8	7,8	5,2	4,5	6,4	4,5	3,5	4,4	6,8	7,4
σ_A	4,7	4,2	4,1	3,7	3,1	3,0	3,5	2,6	1,6	2,9	4,0	4,2
A_S	1,4	1,5	1,0	0,6	1,1	1,5	0,8	1,4	1,4	2,0	1,0	0,9
E_S	4,1	5,7	1,6	0,7	1,0	1,9	0,8	1,8	3,3	5,9	1,2	0,6

нения суточных амплитуд малы и заметно возрастают к югу.

Рассмотренные характеристики суточных изменений температуры получены вне зависимости от состояния неба. Однако известно, что влияние облачности и влажности воздуха на суточный ход температуры по сравнению с другими факторами

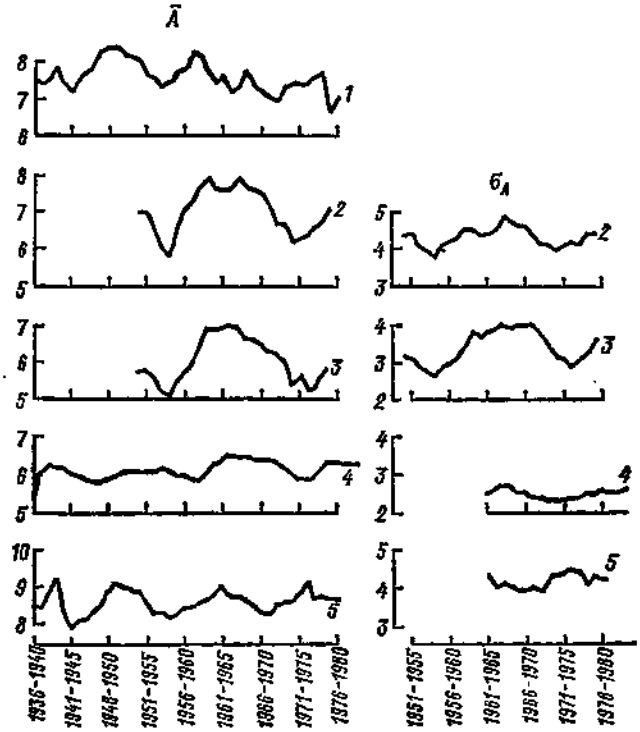


Рис. 2.17. Многолетний ход средних значений (A) и вариаций суточных амплитуд (σ_A) зимой (январь—март).

1 — Мыс Желания; *2* — Остров Надежды; *3* — Остров Медвежий; *4* — Цып-Наволок; *5* — Ходовариха.

является наиболее значительным и непостоянным, так как зависит в большой степени от циркуляции атмосферы и термического состояния поверхности моря. В отличие от ясной погоды, суточные амплитуды температуры воздуха при пасмурной погоде обычно меньше, что связано как с уменьшением притока тепла, так и меньшим охлаждением воздуха ночью. При ясной погоде зимой амплитуда в основном обусловливается ночным излучением. По данным береговых станций, зимой в ясные дни суточная амплитуда температуры на 10—30 % больше, чем в пасмурные, в апреле и сентябре — на 50—60 %, а с мая по август — в 2,0—2,5 раза (табл. 2.9).

Суточная амплитуда температуры при ясном небе в теплую часть года больше, чем в холодную, а соотношение их при пасмурном небе обратное. Большие суточные амплитуды зимой при пасмурной погоде объясняются исключительно интенсивной циркуляцией атмосферы, быстрой сменой адвекции воздуха с различными термодинамическими свойствами.

В отдельные дни суточные амплитуды могут быть значительными (табл. 2.10). В западной части побережья (ст. Цып-Наволок) 1 раз в год в любом из зимних месяцев суточная амплитуда температуры воздуха может достигать 10—12 °С, а летом 11—13 °С. В мае максимальные амплитуды здесь больше, чем в октябре. В открытых районах юго-западной части моря максимальные амплитуды с периодом повторения 1 раз в год меньше на 2—4 °С, чем на побережье Кольского полуострова. К востоку и северу максимальное значение суточных амплитуд возрастает, и особенно зимой. Изменяется также (на обратное) соотношение их в мае и октябре.

Суточные амплитуды малой вероятности на акватории моря оценены с помощью эмпирических зависимостей между $\bar{A}$ и A_q (где q — период повторения), полученных по данным на побережье и островах. Теснота связей характеризуется коэффициентом корреляции от 0,88 до 0,99. Уравнения связей для периодов повторения 1 год, 5 и 20 лет соответственно имеют вид:

$$A_1 = 2{,}1\bar{A} - 0{,}4; \qquad (2.5)$$

$$A_5 = 2{,}8\bar{A}; \qquad (2.6)$$

$$A_{20} = 3{,}6\bar{A} - 1{,}2. \qquad (2.7)$$

Средняя ошибка расчета A_q возрастает от 1 °С при $q=1$ до 2 °С при $q=50$ лет. Рассчитанные данные, полученные для акватории моря, могут быть проверены по материалам многосуточных экспедиционных наблюдений в определенных точках моря. Однако они имеются лишь за летние месяцы 1973—1977 гг. для южной части моря

Таблица 2.9

Средняя суточная амплитуда температуры воздуха при ясном и пасмурном небе [342, 343], °С

Состояние неба	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Вайда-Губа												
Ясно	6,1	6,2	5,5	6,4	7,3	9,5	9,6	8,8	6,8	4,3	4,8	5,4
Пасмурно	5,2	5,2	5,3	4,0	3,6	4,1	3,3	3,5	4,5	3,8	4,5	4,5
Ходовариха												
Ясно	7,9	7,8	8,1	9,2	7,1	7,9	7,8	7,3	4,7	4,6	7,5	7,1
Пасмурно	7,4	7,2	7,6	5,7	3,5	3,2	3,8	3,6	3,0	3,2	4,7	6,0
Канин Нос												
Ясно	5,5	6,0	5,9	5,9	5,9	8,1	8,3	6,4	4,5	3,5	4,8	5,3
Пасмурно	5,0	4,6	5,0	3,7	2,9	3,6	3,5	3,6	3,3	3,3	3,6	4,1

Таблица 2.10

Суточная амплитуда температуры воздуха редкой повторяемости (A_q), °С

q лет	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
					Остров Надежды, 1949—1979 гг.							
1	16,8	18,1	18,8	13,6	9,2	6,2	6,8	6,2	5,8	9,8	13,2	15,6
5	23,0	22,1	23,4	17,6	12,4	8,0	8,7	8,3	7,0	13,8	17,6	18,4
10	24,8	22,8	25,0	18,6	13,6	9,2	9,6	9,0	7,9	15,2	19,2	19,5
20	27,0	23,6	27,0	19,6	15,0	10,8	10,4	9,4	9,2	16,8	21,0	20,8
50	29,3	25,0	29,0	20,8	17,1	13,9	11,5	10,6	11,2	19,0	23,5	22,7
$A_{макс}$	28,0	27,5	28,4	20,0	16,0	13,1	13,1	11,0	16,7	22,6	22,6	22,7
					Остров Медвежий, 1949—1979 гг.							
1	15,0	14,4	14,4	13,7	9,0	7,6	9,0	7,4	6,0	8,2	10,4	12,2
5	18,8	17,2	17,4	14,6	12,8	11,0	12,6	9,2	8,2	11,0	12,9	15,8
10	19,7	18,8	18,5	16,2	14,2	12,6	14,0	9,8	9,0	11,8	13,6	17,2
20	21,2	20,4	19,6	18,2	15,2	14,0	15,8	10,6	10,2	12,6	14,6	18,4
50	22,8	22,4	20,8	20,4	16,8	16,7	17,9	11,6	11,8	13,6	15,8	20,0
$A_{макс}$	22,4	24,3	23,3	20,6	12,7	15,4	17,8	10,7	11,0	14,0	17,5	19,1
					Цып-Наволок, 1961—1983 гг.							
1	11,8	11,8	10,6	10,0	10,0	13,0	13,5	12,0	9,2	9,4	11,0	11,8
5	14,8	13,4	12,6	11,8	12,9	16,4	16,8	14,8	10,5	12,0	13,4	13,2
10	15,9	14,2	13,4	12,7	13,8	17,6	18,4	16,0	11,2	13,0	14,6	14,0
20	17,2	15,0	14,2	13,8	14,8	18,4	20,0	17,6	11,9	14,2	15,6	15,2
50	18,6	15,8	15,2	15,0	15,8	20,8	21,8	19,4	13,0	15,6	17,4	17,0
$A_{макс}$	19,5	15,9	18,0	14,3	16,8	22,8	20,1	16,6	12,5	16,7	14,4	13,6
					Ходоварихa, 1936—1980 гг.							
1	18,5	17,8	17,5	15,3	12,5	12,5	13,4	10,5	7,1	10,0	14,2	16,0
5	24,5	22,9	22,0	19,0	14,1	16,5	17,0	13,8	8,9	14,6	18,5	20,5
10	27,0	24,9	24,0	20,8	15,1	18,0	18,3	14,9	9,4	16,3	20,8	22,3
20	29,5	26,8	25,8	22,3	16,5	19,8	19,8	16,0	10,0	18,3	23,0	25,0
50	33,2	29,5	28,0	25,0	18,0	22,2	21,7	17,9	10,5	21,2	25,8	26,5
$A_{макс}$	35,3	35,1	28,5	23,4	17,2	18,7	20,8	16,1	11,9	21,3	36,8	26,8

Таблица 2.11

Повторяемость суточной амплитуды температуры воздуха по наблюдениям многосуточных станций в южной части Баренцева моря (июнь—август), %

Суточная амплитуда температуры, °С	0,0—0,9	1,0—1,9	2,0—2,9	3,0—3,9	4,0—4,9	5,0—5,9	6,0—6,9	7,0—7,9	8,0—8,9
Повторяемость, %	13,8	34,5	22,4	20,7	1,7	3,5	0,0	1,7	1,7

(табл. 2.11). Средняя амплитуда за несколько серий многосуточных наблюдений общей продолжительностью 58 сут составила 2,4 °С. Наибольшие суточные амплитуды превысили 8 °С, наименьшие — равнялись 0,4—0,6 °С. Расчетные значения средней амплитуды температуры воздуха в июле на 70° с. ш. составляют 4,0—4,5 °С, а возможные 1 раз в год — 9—10 °С. Учитывая, что амплитуды по судовым наблюдениям определялись не по экстремальным, а по срочным значениям температуры и за непродолжительное время, нельзя ожидать лучшего соответствия этих данных.

2.4. Междусуточные изменения температуры воздуха

Междусуточные изменения температуры воздуха являются важной климатической характеристикой, отражающей устойчивость погодных процессов, так как варьирование температуры служит косвенным показателем интенсивности циркуляции атмосферы. Междусуточная изменчивость температуры на Баренцевом море мало изучена. В работе Е. П. Зверевой [138] она характеризуется кратковременными наблюдениями (1949—1956) всего лишь двух станций (Мурманск и Бухта Тихая), поэтому картина междусуточных изменений температуры воздуха на акватории моря получилась весьма предположительной.

Более полное исследование междусуточной изменчивости температуры воздуха на территории СССР было выполнено Е. С. Рубинштейн [309] по наблюдениям 130 станций длительностью от 30 до 70 лет. При этом междусуточная изменчивость определялась по средней суточной температуре. Рассмотрены также различия, получаемые при расчете по срочным, экстремальным и среднесуточным значениям температуры. Район Баренцева моря характеризуется Е. С. Рубинштейн по наблюдениям только советских береговых и островных станций. Построенные ею карты для января

и июля отражают близкие к реальным особенности распределения междусуточной изменчивости температуры над южной частью Баренцева моря.

В настоящей работе для расчета междусуточных изменений температуры воздуха над Баренцевым морем использованы наблюдения 11 отечественных и зарубежных береговых и островных станций за время их работы в пределах периода 1936—1980 гг., а также значения температуры воздуха в шести точках акватории моря, снятые с синоптических карт в срок 03 ч за период с 1974 по 1980 г. Расчеты междусуточной изменчивости выполнены одним из двух способов: как разность средних суточных температур двух смежных дней или как разность температур в два последовательных момента времени с интервалом в 24 ч. По отечественным станциям расчеты выполнены первым способом, по зарубежным и по акватории моря имеющаяся информация позволяет рассчитывать междусуточные разности только вторым способом. Возможные при этом различия в характеристиках междусуточной изменчивости, причины возникновения их и способы приведения к данным по средней суточной температуре изложены в работе [138].

В отличие от других исследователей, мы рассматриваем не только средние абсолютные разности температур за смежные сутки $|\Delta T|$, но и средние квадратические

$$\theta = \sqrt{(\Delta T)^2/n}. \qquad (2.8)$$

Во-первых, это удобно для сравнения их с изменчивостью температуры различного осреднения (срок, сутки, месяц, сезон, год), во-вторых, они позволяют судить также о рассеянии междусуточных разностей, так как практически совпадают с их средними квадратическими отклонениями $\sigma_{\Delta T}$ от средних значений ΔT, поскольку последние мало отличаются от нуля, т. е.

$$\theta \approx \sigma_{\Delta T}. \qquad (2.9)$$

По районам открытого моря точность расчета междусуточной изменчивости температуры воздуха ниже, чем по наблюдениям береговых станций, так как данные с карт снимались с округлением до целого градуса. Короткий период (1974—1980), за который выполнен расчет, существенно не повлиях на его точность, так как междусуточная изменчивость температуры за этот 5-летний период над Баренцевым морем, по данным береговых станций, отличается от изменчивости за весь период наблюдений лишь на 0,1—0,4 °С.

В силу того, что для удаленной от побережья центральной части моря при отсутствии судовых наблюдений междусуточная изменчивость температуры воздуха рассчитывается с большой погрешностью, сделана попытка найти косвенные методы расчета. Получена достаточно тесная корреляционная связь между средней месячной температурой воздуха и междусуточной изменчивостью. В области отрицательных значений средней месячной температуры эта связь обратная и почти линейная, в области положительных значений — прямая. Теснота связи оценивается коэффициентом 0,85. Для зимнего и переходного сезонов года эта связь имеет вид

$$\theta = 0{,}17T_м + 2{,}0; \qquad (2.10)$$

для лета

$$\theta = 0{,}11T_м + 1{,}0, \qquad (2.11)$$

где $T_м$ — средняя месячная температура.

Средняя квадратическая погрешность расчета по уравнению (2.10) равна 0,6 °С. Вследствие малой изменчивости междусуточной разности температур в теплое время года, средняя квадратическая погрешность расчета по уравнению (2.11) несколько меньше, чем зимой, и равна 0,4 °С. Абсо-

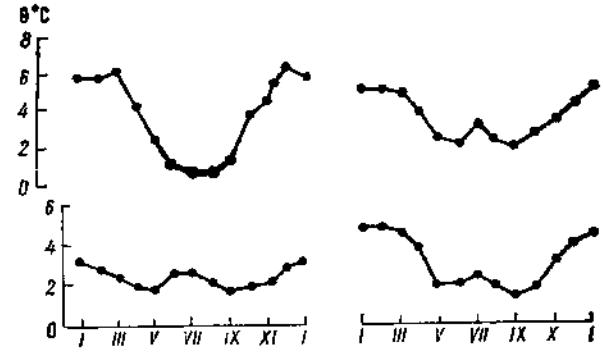


Рис. 2.18. Годовой ход междусуточной изменчивости температуры воздуха.

лютная разность значений междусуточной изменчивости температуры в открытых районах моря по данным, снятым с синоптических карт, и рассчитанным по уравнению (2.10), для января, колеблется в пределах 0,0—0,8 °С, что свидетельствует об удовлетворительном соответствии результатов расчета этими двумя методами.

На большей части моря годовой ход междусуточной изменчивости температуры имеет два максимума и два минимума (рис. 2.18). Основной максимум междусуточной изменчивости температуры, как и внутрисуточных ее изменений, приходится на период наиболее интенсивной циркуляции атмосферы зимой и формируется также под воздействием радиационного режима полярной ночи. Вторичный летний максимум связан с чередованием господствующих холодных арктических масс воздуха и теплого континентального в районе вариации географического положения арктического фронта. Поэтому на станциях южного побережья и в прибрежной зоне моря он более четко выражен, чем, например, на 75—76° с. ш., куда теплый воздух выносится с континента реже и в значительной степени трансформированным в приземном слое. На северной окраине моря, находящейся преимущественно в однородной арктической воздушной массе, летний максимум изменчивости температуры отсутствует.

Минимум междусуточной изменчивости температуры весной связан как с сезонным уменьшением интенсивности циркуляции атмосферы, так и с таянием льдов в море и снега на побережье и островах, которое происходит с большой затратой тепла, ограничивающей вариацию температуры воздуха. Тающий лед стабилизирует температурный режим у его поверхности благодаря тому, что препятствует не только быстрому повышению температуры воздуха при теплых адвекциях, но и резкому понижению ее при притоке холодного воздуха, выделяя тепло кристаллизации при повторном замерзании.

В соответствии с временем интенсивного таяния льдов минимум междусуточной изменчивости температуры на море отмечается неодновременно: в мае — у южных берегов, в июне — в более высоких широтах. У северных границ моря, на о-вах Земли Франца-Иосифа, о. Виктория и другие период интенсивного ледотаяния смещается на лето. Это обусловливает здесь простой годовой ход междусуточной изменчивости температуры (как и суточной амплитуды) с одним максимумом зимой и минимумом в июле. В этой широтной зоне от августа к сентябрю уже начинается рост междусуточных разностей приземной температуры воздуха, особенно заметный после завершения процесса замерзания поверхности моря.

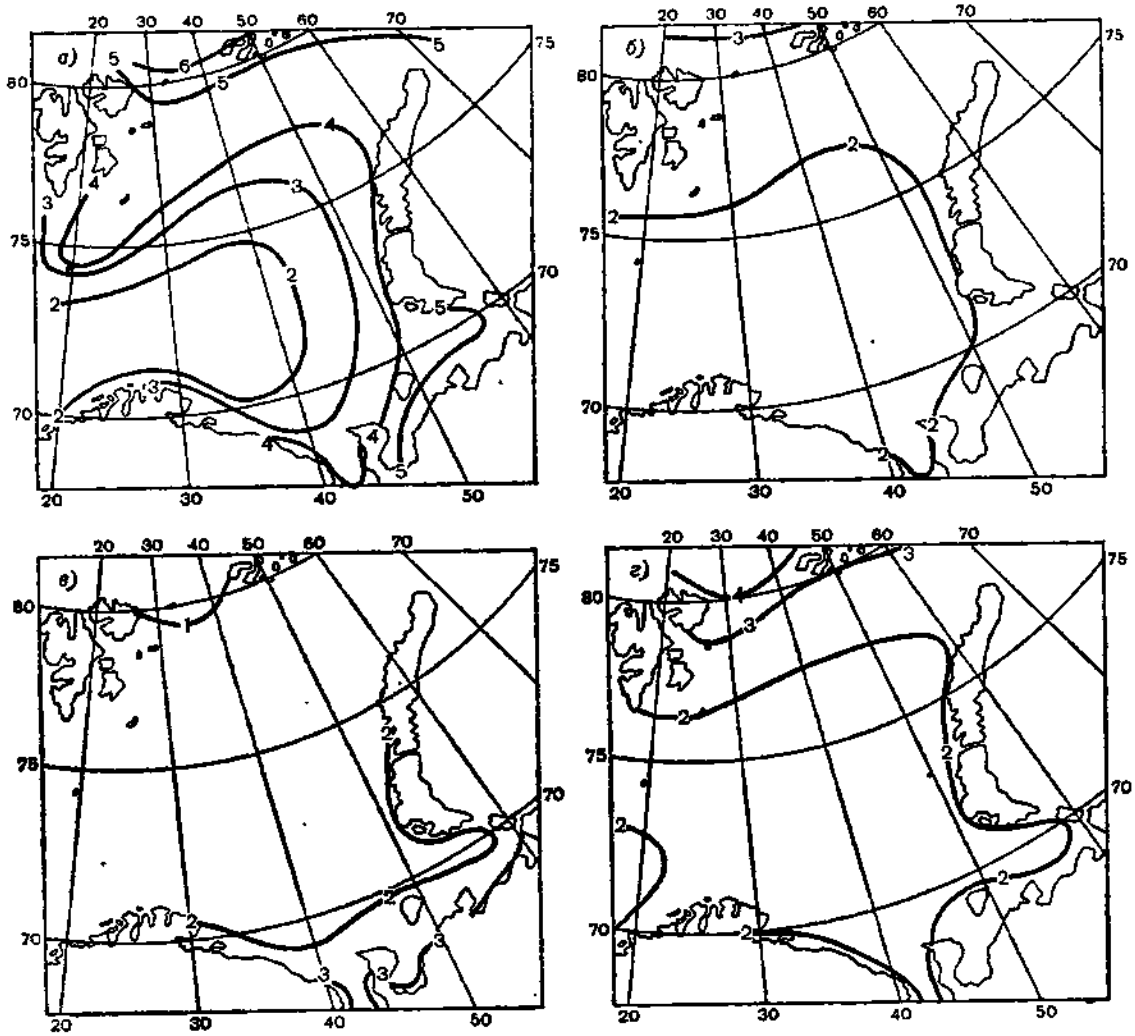


Рис. 2.19. Среднее квадратическое отклонение междусуточных изменений температуры воздуха, °С.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

В остальных районах наблюдается второй (осенний) минимум в сентябре. Основной причиной малой изменчивости температуры воздуха осенью является интенсивная теплоотдача с поверхности моря, энтальпия вод которого достигает в это время своего максимального значения в году. Примерно половина потерь тепла с открытой водной поверхности в атмосферу при этом компенсируется усиленным тепловым потоком из глубинных слоев, а половина — теплотой кристаллизации [116]. Потоки океанического тепла и тепло, выделяемое при кристаллизации, могут за сутки нагреть нижний слой воздуха, даже над тонким слоем льда, на 3—4 °С. Несмотря на большую передачу тепла от поверхности моря к атмосфере, дисперсия температуры воды в Баренцевом море в сентябре также достигает наименьших значений в годовом ходе. Обусловлено это в основном тем, что в это время происходит увеличение адвекции тепла в системе Нордкапского течения, которая достигает максимума в октябре—ноябре.

Интенсивный теплообмен моря с атмосферой осенью происходит на фоне значительного уменьшения поступления солнечной радиации и общего падения температуры воздуха. Циркуляция атмосферы в сентябре только начинает активизироваться и не может еще привести к ощутимому росту междусуточной изменчивости температуры воздуха. В последующие месяцы заметное увеличение ее происходит прежде всего на побережье и в районах моря, покрытых льдами, по причине затруднения теплообмена с атмосферой через ледяной покров.

Картина горизонтального распределения среднего квадратического отклонения междусуточных изменений температуры на море в январе (рис. 2.19) во многом похожа на картину распределения суточных амплитуд и средней месячной температуры воздуха в холодное время года. Ру-

бинштейн считала, что доминирующим фактором, определяющим междусуточную изменчивость температуры на территории СССР зимой, является западно-восточный перенос и что наибольшая изменчивость приурочена к границам циркуляционных районов [309]. Кроме того, изменчивость температуры связана с радиационным режимом местности, особенностями подстилающей поверхности и характеристиками турбулентности атмосферы. Влияние этих факторов в условиях Баренцева моря, с его характерным гидрологическим режимом, проявляется в особой деформации изолиний изменчивости температуры по сравнению с почти меридиональным направлением их на европейской части СССР.

Область относительно небольших междусуточных вариаций температуры располагается над свободной ото льда поверхностью моря в юго-западной его части. Среднее квадратическое отклонение этих изменений составляет здесь около 1,5—2 °С. Этот район находится в области усиленной циклонической деятельности, и воздушные массы (умеренных широт и арктические) часто сменяют друг друга. В середине зимы в этом районе среднее число атмосферных фронтов за месяц превышает 32. Это неизбежно должно бы привести к увеличению изменчивости температуры воздуха, однако трансформация воздушных масс над относительно теплой водной поверхностью, которая совершается быстро, особенно в нижней тропосфере из-за частой термодинамической неустойчивости ее и активного турбулентного теплообмена, препятствует этому.

К северу, югу и востоку от этого района междусуточная изменчивость температуры возрастает прежде всего в связи с изменением вида подстилающей поверхности и локального теплового влияния ее на термическое состояние приземного слоя атмосферы. Наибольшие горизонтальные градиенты междусуточных изменений температуры на акватории моря в январе имеют место у границ ледяного покрова и вблизи береговой черты. Особенно значительны они в районе о. Медвежий, характеризующемся сложной циркуляцией вод. Над системами теплых Западно-Шпицбергенского, Нордкапского и холодного Надеждинско-Медвежинского течений формируются различные режимы междусуточной изменчивости. Происходит это не только за счет различного влияния термически (и физически) неодинаковой подстилающей поверхности, но и вследствие определенной локализации синоптических процессов над холодными и теплыми течениями, так как термические поля над этими течениями оказывают существенное влияние на перемещение и эволюцию барических образований.

Над теплыми водами Нордкапского течения, южнее о. Медвежий, междусуточная разность температуры воздуха в январе более чем в 80 % случаев не выходит за пределы ±2 °С. К северо-востоку от острова, над холодным Надеждинско-Медвежинским течением, междусуточные изменения в указанных пределах отмечаются лишь у 35—40 % случаев, и чаще наблюдается более резкая смена температуры воздуха. Среднее квадратическое значение междусуточной разности при переходе от зоны теплого к зоне холодного течений увеличивается вдвое, от 2 до 4 °С.

На севере и востоке, над ледяной поверхностью моря, междусуточная изменчивость увеличивается до 5—6 °С. Зимой в полярную ночь при преобладании длинноволнового излучения над льдами (как и над сушей) любое, даже непродолжительное, прояснение неба приводит к быстрому выхолаживанию и резкому понижению температуры. Создаются условия для формирования арктической воздушной массы с возникновением тонкого слоя выхоложенного воздуха вблизи подстилающей поверхности с инверсионной стратификацией атмосферы. Однако при разрушении этого инверсионного слоя из-за усиления ветра, образования облачности или адвекции воздушных масс в перемещающихся сюда циклонах температура обычно резко повышается. Это приводит к большой междусуточной изменчивости температуры воздуха в указанных районах.

Весной на Баренцевом море отмечается уменьшение изменчивости температуры воздуха, особенно в той его части, которая зимой покрыта льдом. У северных границ моря междусуточная изменчивость не превышает 3 °С, и происходят эти изменения на фоне отрицательных значений температуры. В зоне таяния льдов изменчивость уменьшается до 1—2 °С, поскольку тепловой поток, направленный из прилегающих слоев воздуха к тающей снежно-ледяной поверхности моря, обратен по знаку общему сезонному повышению температуры. Над незамерзающей юго-западной частью моря изменчивость температуры остается почти такой же, что и в январе (около 1,5—2 °С). По этим причинам пространственные различия в междусуточной изменчивости температуры в мае сильно сглаживаются.

Летом (июль) в условиях радиационного режима полярного дня, когда интенсивность атмосферной циркуляции ослабевает, а море почти полностью очищается от ледяного покрова, междусуточная изменчивость температуры воздуха на всей акватории моря составляет 1—2 °С. Лишь у южного побережья она несколько выше, вследствие смены воздушных масс в системе летнего муссона, временами прерывающегося. На крайнем севере моря, где таяние льдов в июле продолжается, температура воздуха чрезвычайно устойчива, ее междусуточная изменчивость меньше 1 °С. Аналогичное пространственное распределение сохраняется вплоть до октября.

В октябре в северной части моря начинается интенсивное ледообразование, кромка льдов перемещается к югу, и междусуточная изменчивость температуры воздуха здесь сразу возрастает до 3—4 °С. Южнее 77-й параллели, над безледной поверхностью моря, она остается на уровне летних значений. Таким образом, амплитуда годового хода междусуточной изменчивости достигает на севере моря 4—5 °С, на юго-западе не превышает 1—1,5 °С.

Как и другие характеристики температурного режима, междусуточная изменчивость в определенные годы имеет тенденцию к уменьшению и увеличению. Исследованием [309] установлено, что на севере европейской части СССР (Кола, Архангельск) в 30—40-е годы отмечалась явная направленность к падению междусуточной изменчивости в зимний период. В конце 40-х годов наметился некоторый рост ее. Это подтверждается так-

же данными норвежских островных станций в северо-западной части моря. За последующие 30 лет падение междусуточной изменчивости температуры воздуха наблюдалось здесь дважды и также совпадало с периодами относительных потеплений: в 50-е годы и в середине 70-х годов. Наибольшая междусуточная изменчивость отмечена в холодные 60-е годы. Размах межгодовых колебаний ее за этот период составил 6—7 °С.

Сравнивая междусуточную изменчивость температуры воздуха на ряде станций побережья и островов за два периода (табл. 2.12), отметим, что

Таблица 2.12

Среднее квадратическое отклонение междусуточных изменений температуры воздуха за разные периоды, °С

Станция	Период наблюдений	I	V	VII	X
Остров Надежды	1947—1960	5,5	2,6	1,8	2,7
	1961—1979	5,7	3,1	1,7	2,9
Остров Медвежий	1947—1960	4,2	2,6	2,4	2,4
	1961—1979	5,3	2,4	2,8	2,6
Ходовариха	1936—1960	4,9	1,8	2,5	1,9
	1961—1980	5,8	2,5	2,9	2,1
Канин Нос	1936—1960	3,0	1,6	2,5	1,9
	1961—1980	3,6	1,8	2,6	2,0

температура 20-летия 1961—1980 гг. характеризовалась несколько большей «неспокойностью» почти во все сезоны года, чем в предшествующий период, о чем свидетельствуют более высокие значения междусуточной изменчивости. Различия между статистическими распределениями междусуточных разностей температуры за периоды до и после 1960 г. на некоторых станциях по значениям критерия Пирсона χ^2 не являются случайными (в январе на о. Медвежий и на ст. Ходовариха). Разности средних квадратических отклонений междусуточных изменений температуры за соответствующие периоды на указанных станциях более чем в 3 раза превышают случайную ошибку. Однако каждое из этих распределений несущественно отличается от распределения за весь рассматриваемый период наблюдений и не выходит за пределы его доверительного интервала 95 %-ной доверительной вероятности.

Отметим кратко основные закономерности статистических распределений междусуточной разности температур, которые также претерпевают сезонные изменения. Зимой кривые статистического распределения междусуточных разностей температуры имеют слабо выраженную положительную асимметрию (менее 0,50) и наименьший в году эксцесс (табл. 2.13; рис. 2.20). Наибольшая положительная асимметричность распределения обусловлена тем, что при циклонических вторжениях теплого воздуха зимой возможны интенсивные и резкие повышения температуры (иногда до 20 °С и более за сутки), которые значительнее и наблюдаются несколько чаще, чем понижения. По этой причине ветви кривых распределения междусуточных разностей больше вытянуты в область положительных значений.

Весной распределения почти симметричны, но более крутовершинны, чем зимой. Среднее значение междусуточных изменений температуры в мае находится в области положительных значений 0,2—0,3 °С. Несмотря на то, что в это время имеет место значительный подъем уровня температуры воздуха на море, больших положительных междусуточных изменений ее не отмечается, хотя и сохраняется небольшая положительная асимметрия. В юго-восточной части моря около 40 % междусуточных разностей находится в пределах ±1 °С и 70—75 % — в пределах ±2 °С. Коэффициент эксцесса больше 2.

Таблица 2.13

Статистические характеристики междусуточных изменений температуры воздуха

Месяц	$\overline{\Delta T}$ °С	$\pm\sigma_{\Delta T}$ °С	A_S	E_S
Нагурское				
Январь	0,3	6,4	0,11	0,71
Май	0,3	2,6	0,34	1,11
Июль	0,0	1,0	0,41	3,35
Октябрь	—0,3	4,0	—0,24	1,18
Мыс Желания				
Январь	0,1	4,8	0,16	1,51
Май	0,2	2,4	0,36	2,11
Июль	0,1	1,9	0,19	2,17
Октябрь	—0,2	2,9	0,15	1,84
Остров Надежды				
Январь	0,0	5,6	0,47	1,35
Май	0,2	2,9	0,14	2,14
Июль	0,0	1,7	0,13	2,30
Октябрь	—0,1	3,0	0,12	2,13
Вайда-Губа				
Январь	0,0	3,2	0,16	—0,05
Май	0,2	1,8	0,22	0,98
Июль	0,1	2,9	0,07	1,34
Октябрь	—0,4	2,1	—0,10	0,29
Колгуев Северный				
Январь	—0,3	4,6	0,35	0,69
Май	0,2	2,2	0,14	2,01
Июль	0,1	2,9	0,28	1,94
Октябрь	—0,1	2,1	0,39	1,29
Ходовариха				
Январь	0,0	5,8	0,34	0,55
Май	0,3	2,5	0,23	2,58
Июль	0,2	2,9	0,24	1,49
Октябрь	—0,2	2,1	0,25	1,90
Канин Нос				
Январь	—0,1	3,7	0,18	1,20
Май	0,1	2,0	—0,06	0,63
Июль	0,1	2,8	—0,11	1,17
Октябрь	—0,2	1,8	0,05	0,74

В северной части моря, где интенсивное таяние льдов происходит позднее, статистическое распределение междусуточных разностей в мае менее

крутовершинное, чем в июле, когда коэффициент эксцесса превышает 3. На о-вах Земли Франца-Иосифа и Виктории около 90 % междусуточных изменений температуры в июле попадает в интервал от —2 до +2 °С.

В октябре центр распределений междусуточных разностей смещается в область небольших отрицательных значений, асимметрия преимущественно слабая.

ний, в течение 3—4 сут в мае и 4—5 сут в июле, несколько чаще наблюдается рост температуры и происходит он при устойчивой малооблачной антициклонической погоде, вследствие постепенного радиационного прогрева воздуха в условиях длинного дня. Поэтому средняя продолжительность сохранения положительного знака изменения температуры в мае и в июле больше, чем отрицательного.

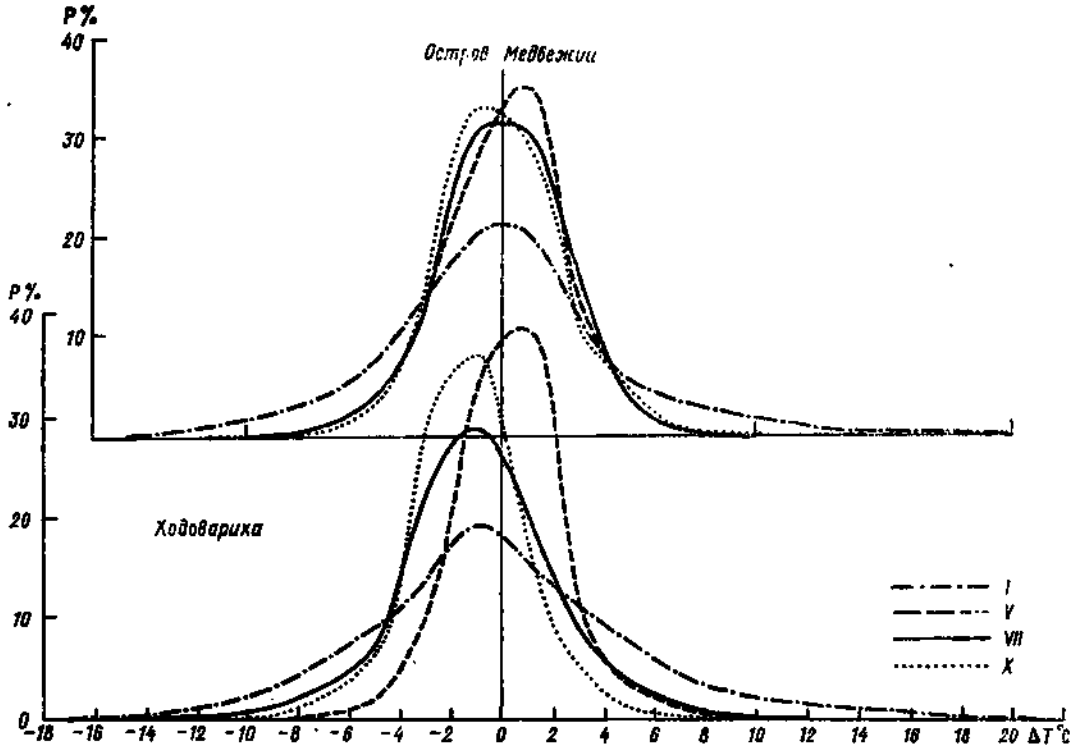


Рис. 2.20. Кривые распределения междусуточных разностей температуры воздуха.

О некоторых закономерностях временной статистической структуры междусуточных изменений температуры можно судить по данным табл. 2.14. В течение всего года на море преобладают кратковременные повышения и понижения температуры: в 40—50 % случаев знак междусуточных изменений сохраняется только в течение 1 сут, в 25—35 % — в течение 2 сут. При этом зимой повторяемость односуточных положительных изменений температуры больше, чем отрицательных, и наоборот, длительное сохранение знака изменений до 4—5 сут относительно чаще наблюдается при падении температуры, а не при ее росте. Причиной этого являются циркуляционные особенности зимнего периода: тепло приносят активные циклоны, часто сменяющие друг друга. При устойчивой антициклонической погоде, хотя и редкой, происходит постепенное выхолаживание воздуха в течение нескольких дней. Средняя продолжительность роста температуры зимой меньше, чем падения (табл. 2.15).

В мае и в июле кратковременное сохранение знака междусуточных изменений в течение 1—2 сут более вероятно при похолоданиях, что обусловлено в основном влиянием радиационного фактора, уже не способствующего выхолаживанию воздуха после его вторжения, как это бывает зимой. При длительном сохранении знака изменений, в течение 3—4 сут в мае и 4—5 сут в июле, несколько чаще наблюдается рост температуры и происходит он при устойчивой малооблачной антициклонической погоде, вследствие постепенного радиационного прогрева воздуха в условиях длинного дня. Поэтому средняя продолжительность сохранения положительного знака изменения температуры в мае и в июле больше, чем отрицательного.

Осенью (октябрь) характер междусуточных изменений близок к зимнему. Чаще происходят кратковременные повышения и более длительные периоды падения температуры. Средняя продолжительность ее роста 1,7—1,8 сут, а падения — 1,9—2,3 сут.

Представляет интерес не только продолжительность, но и абсолютное значение падения или роста температуры (табл. 2.16). Зимой на островах и береговых станциях положительные междусуточные разности в среднем больше по абсолютному значению, чем отрицательные. В другие сезоны они близки между собой. При сохранении знака междусуточных изменений в течение 2 сут наиболее значительные потепления в среднем совершаются во вторые сутки, а похолодания — в первые.

Однако есть некоторые сезонные различия. Так, в январе значительные повышения почти равновероятны как в первые, так и во вторые сутки. В мае и в июле понижения температуры резче проявляются в течение первых суток. Если же рост или падение температуры происходит в течение 3 сут, то наибольшие изменения обоего знака приходятся преимущественно на вторые сутки во все сезоны, кроме лета. В июне наибольший прогрев происходит в конце периода, то есть в течение третьих суток.

Таблица 2.14

Условная повторяемость периодов различной длительности с сохранением знака междусуточных изменений температуры воздуха, % числа изменений соответствующего знака

Месяц	Знак изменения	Длительность периода, сут						
		1	2	3	4	5	≥6	≤3
Мыс Желания								
Январь	+	40,7	34,9	17,1	2,4	0,8	4,1	92,7
	−	40,7	31,7	13,8	9,8	2,4	1,6	86,2
Май	+	38,2	25,9	19,4	7,2	5,0	4,3	83,5
	−	51,1	33,6	12,2	2,3	0,8		96,9
Июль	+	49,8	30,2	11,9	3,1	3,1	1,9	91,9
	−	55,5	32,0	9,8	2,0		0,7	97,3
Октябрь	+	52,4	30,9	7,1	4,8	3,2	1,6	90,4
	−	38,4	25,0	20,0	8,3	3,3	5,0	83,4
Остров Надежды								
Январь	+	52,2	26,6	13,7	6,5	0,7	0,3	92,5
	−	47,0	28,2	14,8	6,7	1,3	2,0	90,0
Май	+	48,1	31,7	11,6	3,8	2,1	2,7	91,4
	−	50,5	33,8	11,3	3,0	1,4		95,6
Июль	+	59,2	29,2	7,1	3,0	1,2	0,3	95,5
	−	60,4	27,4	9,5	2,1		0,6	97,3
Октябрь	+	59,4	22,5	12,3	2,7	1,4	1,7	94,2
	−	46,4	30,1	12,8	8,3	1,4	1,0	89,3
Остров Медвежий								
Январь	+	53,2	27,8	11,6	3,9	2,1	1,4	92,6
	−	47,4	30,1	14,5	4,8	1,1	2,1	92,0
Май	+	43,7	27,1	15,9	7,6	3,2	2,5	86,7
	−	54,6	28,0	9,8	4,7	2,5	0,4	92,4
Июль	+	55,4	24,4	12,1	5,9	1,6	0,6	91,9
	−	58,9	24,5	11,8	3,2	1,3	0,3	95,2
Октябрь	+	53,8	27,3	12,9	3,5	1,4	1,1	94,0
	−	45,7	31,0	13,2	6,6	2,4	1,1	89,9
Колгуев Северный								
Январь	+	54,1	26,8	9,6	5,7	3,2	0,6	90,5
	−	35,7	31,9	14,0	12,1	2,5	3,8	81,6
Май	+	41,6	27,7	18,7	7,8	2,4	1,8	88,0
	−	52,8	24,6	15,3	6,1	1,2		92,7
Июль	+	41,7	29,8	11,9	9,3	4,6	2,7	83,4
	−	42,9	32,5	16,9	4,5	1,3	1,9	92,3
Октябрь	+	52,2	27,6	13,5	3,7	1,8	1,2	93,3
	−	45,7	30,3	14,0	4,8	3,6	0,6	91,0

Таблица 2.15

Средняя продолжительность $\bar{\tau}$ сохранения знака междусуточных изменений температуры воздуха, сут

Станция	I		V		VII		X	
	$\bar{\tau}_+$	$\bar{\tau}_-$	$\bar{\tau}_+$	$\bar{\tau}_-$	$\bar{\tau}_+$	$\bar{\tau}_-$	$\bar{\tau}_+$	$\bar{\tau}_-$
Мыс Желания	2,0	2,1	2,3	1,7	1,9	1,6	1,8	2,3
Остров Надежды	1,8	1,9	1,9	1,7	1,6	1,6	1,7	1,9
Остров Медвежий	1,8	1,9	2,1	1,7	1,8	1,6	1,7	1,9
Вайда-Губа	1,9	2,1	2,4	1,9	2,1	1,8	1,7	2,1
Колгуев Северный	1,8	2,3	2,1	1,8	2,1	1,9	1,8	1,9
Ходовариха	1,8	2,2	2,2	1,9	2,2	1,8	1,8	2,3
Канин Нос	2,0	2,2	2,2	2,1	2,1	2,2	1,8	2,3

Распределение частоты периодов различной продолжительности с сохранением знака междусуточных разностей раскрывает структуру изменений температуры во времени и в пространстве. Теоретически при случайном чередовании положительных и отрицательных значений, вероятность сохранения знака междусуточной разности в течение 1 сут равна 50 %, 2 сут — 25 %, 3 сут — 12,5 % и т. д., т. е. для n сут

$$P_n = 1/2^n. \qquad (2.12)$$

Общее число междусуточных разностей определенного знака равно $N/2$. Как показывают данные табл. 2.14, повторяемость положительных и отрицательных ΔT не следует строго распределениям случайных величин.

Таблица 2.16

Средняя междусуточная разность температуры воздуха с учетом знака, °С

Станция	I		V		VII		X	
	$+\overline{\Delta T}$	$-\overline{\Delta T}$	$+\overline{\Delta T}$	$-\overline{\Delta T}$	$+\overline{\Delta T}$	$-\overline{\Delta T}$	$+\overline{\Delta T}$	$-\overline{\Delta T}$
Мыс Желания	3,2	3,3	1,7	1,8	1,4	1,4	1,9	2,0
Остров Надежды	4,5	4,0	2,2	2,1	1,3	1,3	2,1	2,2
Остров Медвежий	3,7	3,5	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Вайда-Губа	2,6	2,4	1,3	1,2	2,0	2,0	1,6	1,6
Колгуев Северный	3,9	3,3	1,6	1,6	2,2	2,2	1,6	1,8
Ходовариха	4,6	4,6	1,8	1,8	2,1	2,2	1,8	1,7
Канин Нос	2,9	2,6	1,5	1,3	1,6	1,6	1,3	1,3

Общее число междусуточных разностей определенного знака равно $N/2$. Как показывают данные табл. 2.14, повторяемость положительных и отрицательных ΔT не следует строго распределениям случайных величин.

2.5. Статистические распределения средней суточной температуры воздуха

2.5.1. Параметры статистических распределений и подбор теоретических законов. При изучении формирования температурного режима района необходимо знание кривых распределения температуры и установление законов, которым они подчиняются. По форме кривой распределения можно судить об особенностях протекания физических процессов и о степени однородности физического режима как в пространстве, так и во времени. Из теории вероятностей известно, что процесс может быть описан гауссовой случайной функцией, если он протекает под действием большого числа независимых и случайных факторов, каждый из которых достаточно мало влияет на течение процесса. Если же существуют какие-то значительные по мощности факторы, то функция отличается от гауссовой. В этом случае появляется возможность дать физическую интерпретацию кривых распределения, а также получить характеристики временной изменчивости изучаемого процесса.

При установлении законов распределения температуры воздуха и при выявлении факторов, под действием которых формируется температурный режим района, важно иметь правдоподобные эмпирические кривые распределения. Известно, что они отличаются большим рассеянием, особенно в зимний период. Искажение формы эмпирической кривой распределения часто происходит из-за недостаточного объема выборки, так как кривая строится не по вероятностям, а по частотам. При небольшой длине рядов наблюдений многолетние кривые распределения температур сохраняют резкие изломы и неплавный характер, которые могут исказить истинные закономерности. Об относительной устойчивости и надежности кривых рас-

пределения температуры можно говорить лишь при периодах в 25—30 лет [249].

В настоящей работе анализу подвергались распределения средней суточной температуры за зимние и летние месяцы по наблюдениям на островах и побережье моря за периоды длительностью от 20 до 45 лет в пределах 1936—1983 гг. По открытым районам моря использованы также данные о температуре воздуха за период 5—8 лет, снятые с ежедневных синоптических карт. При этом предварительно выполнено сравнение кривых распределения и их параметров за соответствующий период на море и на ближайшей береговой станции с целью выявления репрезентативности использованного короткого периода по отношению к основному и оценки возможных погрешностей стандартных параметров распределения и в расчетах низкой температуры малой вероятности. Во всех случаях средняя температура за 5—8-летний период оказалась ниже, а дисперсии температуры больше, чем за основной период. В оценках коэффициентов асимметрии и эксцесса существенных систематических отклонений не обнаружилось. Понятно, что распределение температуры для отдельных месяцев по этим данным получить невозможно, но кривые распределения за зимний сезон достаточно надежные, так как объем информации в этом случае возрастает пропорционально числу месяцев в сезоне.

О возможных многолетних изменениях погодичных кривых распределения температуры за зимний период в определенной степени можно судить по значениям параметров распределения — средней и среднего квадратического отклонения, погрешности определения которых по сезонным совокупностям относительно невелики и составляют 0,2—0,4 °С. В западной части моря (о. Медвежий) более чем за 30-летний период изменчивость средней суточной температуры, характеризуемая средним квадратическим отклонением, колебалась в отдельные зимы (ноябрь—апрель) в пределах 3,6—7,9 °С при среднем многолетнем значении его 5,2 °С. На северо-западе моря (о. Надежды) при более низких средних значениях уровня распределения изменчивость температуры зимой больше, чем на о. Медвежий. Среднее квадратическое отклонение температуры за многолетний период здесь равно 7,8 °С, но межгодовые изменения его, наоборот, несколько меньше (в пределах 5,4—9,2 °С).

Статистическое распределение температуры воздуха в северо-западной части моря почти симметричное, характеризуется отрицательным эксцессом (около — 1,1), что указывает на существование по меньшей мере двух типов устойчивых погодных процессов, под влиянием которых формируется режим температуры воздуха в указанное время года. Кривая распределения представляет собой комбинацию двух простых распределений, несколько отличающихся от нормального, при этом моды двух распределений легко различимы, а дисперсии не равны (рис. 2.21).

При сохранении общего для всех месяцев двухмодального характера кривых распределения температур, вклад двух типов погодных процессов в их формирование не остается постоянным в течение сезона. В начале зимы (ноябрь, декабрь) мода в области слабых отрицательных температур (от 0 до —5 °С), соответствующая циклоническому типу погоды с выносами относительно теплых воздушных масс с Атлантики, вдвое выше моды в области более низких температур —15... —18 °С, связанной с выносом и формированием морских арктических масс воздуха. К середине зимы (январь) обе моды выравниваются. Такой же вид сохраняют кривые распределения в марте и в апреле, при этом кривая в апреле смещается чуть вправо по оси температур, а мода, соответствующая циклоническому типу погоды, становится несколько меньше. Однако в феврале, вследствие

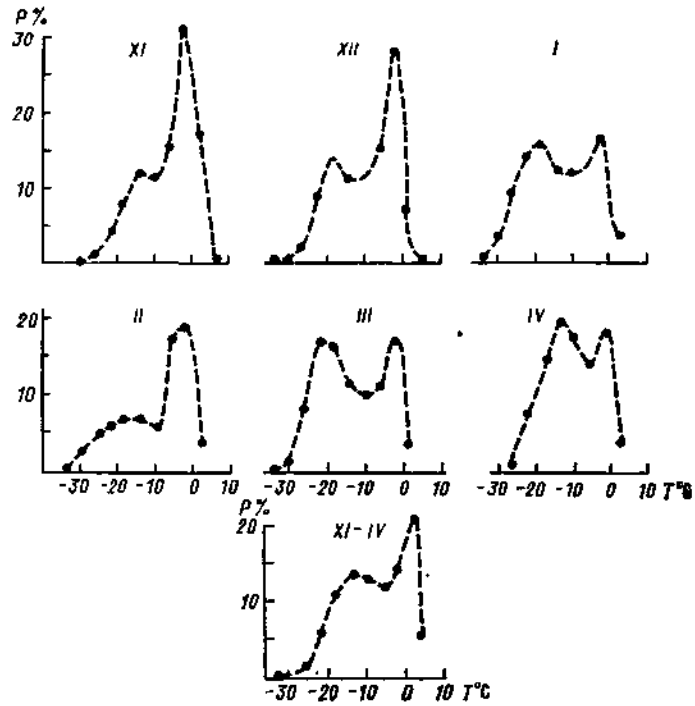


Рис. 2.21. Кривые распределения средней суточной температуры воздуха зимой. Остров Надежды, 1949—1979 гг.

относительно частых образований теплых зимних «ядер» при выносах тепла из Атлантики, кривая распределения температур сильно деформируется, и мода в области слабых отрицательных температур вновь возрастает.

Северная часть Баренцева моря зимой находится под господствующим влиянием арктических масс воздуха, характеризующихся модальным значением температуры в интервале около —22 °С и ниже. Но и в эти районы (севернее 77° с. ш.), хотя и реже, чем в южные, выносятся в циклонических системах теплые атлантические массы воздуха с температурами от 0 до —10 °С, которые образуют слабую и умеренную правостороннюю (положительную) асимметрию в распределении средней суточной температуры (рис. 2.22, табл. 2.17). В отдельные месяцы зимы, когда эти выносы наиболее часты или продолжительны (теплые ядра в этом районе моря в марте наблюдаются также часто, как и в феврале), на кривых распределения появляется невысокая мода с повторяемостью менее 10 % в интервале температур от —5 до —10 °С, что характеризуется отрицательным коэффициентом эксцесса от —0,4 до —0,8. Распределение температуры воздуха в этом районе моря за зиму и отдельные месяцы сезона, кроме февраля, выравнивается законом Грама—Шарлье с доверитель-

ной вероятностью 0,6—1,0 при 5 %-ном уровне значимости.

В центральной части моря севернее кромки льдов распределение температуры воздуха слабо асимметричное с коэффициентом эксцесса меньше 0,6 и несколько лучше аппроксимируется разложением Грама—Шарлье, чем законом Гаусса. Имеется довольно четко выраженная зона над морем, расположенная вдоль среднего многолетнего положения границы ледяного покрова в конце зимы, в которой эмпирическое распределение температуры воздуха отличается значительной асимметрией $|A_S| > 0{,}5$ и плохо выравнивается теоретическими законами. От района о. Медвежий она простирается на восток-северо-восток, а затем круто поворачивает к п-ову Канин Нос (рис. 2.22).

Меридиональная ветвь указанной зоны повышенной асимметричности делит южную часть Баренцева моря на две области. В западной, над свободной ото льда поверхностью моря, зимой формируется распределение температуры почти нейтральное в отношении эксцесса ($E_S = 0{,}1 \ldots 0{,}2$) с умеренной отрицательной асимметрией ($A_S = -0{,}4 \ldots -0{,}5$). Кривые распределения температуры воздуха здесь в некоторые зимние месяцы, особенно в январе—феврале, мало отличаются от кривой гауссовой случайной функции. На рис. 2.23 кривые *3*, *4* за зиму в целом, представленные на вероятностной бумаге, почти линеаризуются. Погрешность отклонения от нормального распределения [35] составляет соответственно 2,6 и 1,7 %. Однако несмотря на то, что асимметрия и эксцесс имеют сравнительно небольшие значения, аппроксимация статистических распределений температуры законом Гаусса приводит хотя и к небольшой, но систематической ошибке, так как значения

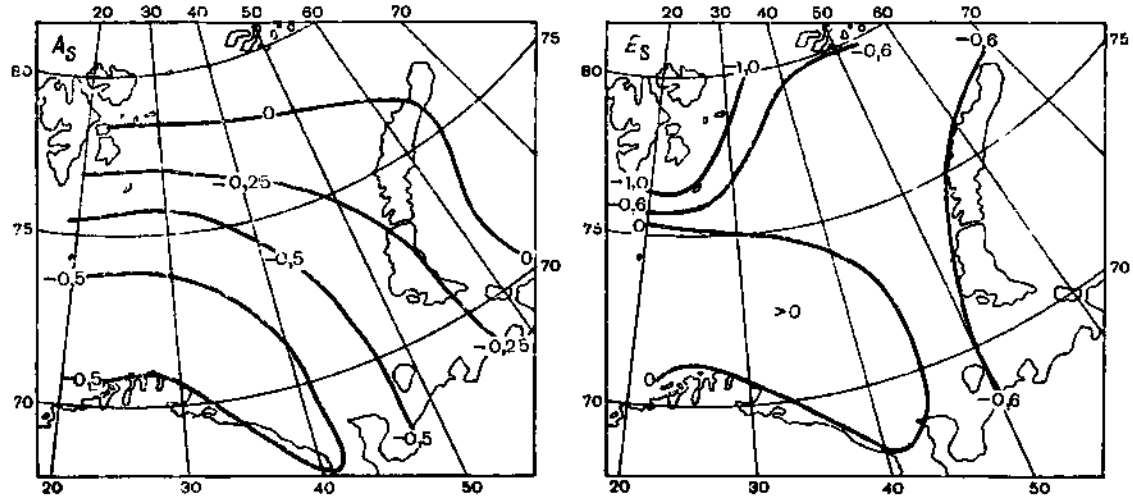


Рис. 2.22. Коэффициенты асимметрии и эксцесса распределения температуры воздуха. Зима.

Таблица 2.17

Параметры статистических распределений температуры воздуха. Зима (ноябрь—апрель)

Пункт наблюдения	Параметры распределения			
	$\bar{T}$ °C	σ °C	A_S	E_S
Остров Виктория	—18,8	8,0	0,1	—0,4
Бухта Тихая	—17,8	8,3	0,1	—0,8
Точка 1 (φ=76°30′; λ=48°30′)	—14,4	7,6	0,0	—0,3
Остров Надежды	—11,2	8,4	—0,3	—1,1
Мыс Желания	—18,2	8,0	0,1	—0,7
Остров Медвежий	—5,9	6,1	—0,8	0,0
Точка 2 (φ=71°30′; λ=35°03′)	—5,5	5,6	—0,6	0,2
Точка 3 (φ=71°; λ=43°)	—5,3	5,3	—0,7	0,4
Канин Нос	—6,6	6,0	—0,8	0,2
Точка 4 (φ=72°; λ=25°)	—1,9	4,1	—0,1	0,1
Цып-Наволок	—4,4	4,5	—0,4	—0,7
Ходовариха	—12,7	8,4	—0,4	—0,7

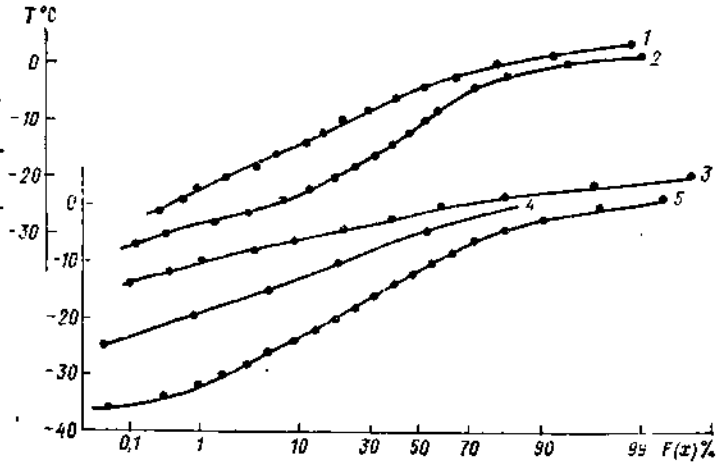


Рис. 2.23. Интегральные кривые распределения температуры воздуха зимой.

1 — точка *3* (φ=74°30′, λ=25°); *2* — Остров Надежды; *3* — точка *1* (φ=71°30′, λ=34°30′); *4* — Териберка; *5* — Ходовариха.

A_S и E_S являются существенно значимыми величинами [230].

В восточной части моря, покрытой льдами, имеет место слабая и умеренная отрицательная асимметрия и плосковершинность распределения. Наибольшая асимметрия характерна для начала зимы. Коэффициент эксцесса в центральные зимние месяцы достигает наибольших абсолютных значений и равен —0,8... —1,0, а в целом за сезон E_S=—0,6... —0,7. В середине зимы здесь образуется четко выраженная двухмодальность при слабой асимметричности, A_S=0,1... —0,2. Одна из мод в области температуры около —20 °С обязана своим происхождением воздействию отрога сибирского антициклона на юго-восточные районы моря, другая в области —10... —12 °С — циклонической-

му типу погоды. В апреле здесь также наблюдается двухмодальность, но формируется вторая мода при температуре близкой к нулю и обусловлена переходом радиационного баланса поверхности моря к положительным значениям при сохранении снежного и ледяного покрова.

ных значений в годовом ходе. Например, в январе он изменяется по акватории моря от 4 °С над свободной ото льда юго-западной частью моря до 8 °С у юго-восточных берегов и до 9 °С у северной границы моря (рис. 2.24). В переходные сезоны среднее квадратическое отклонение отчасти носит

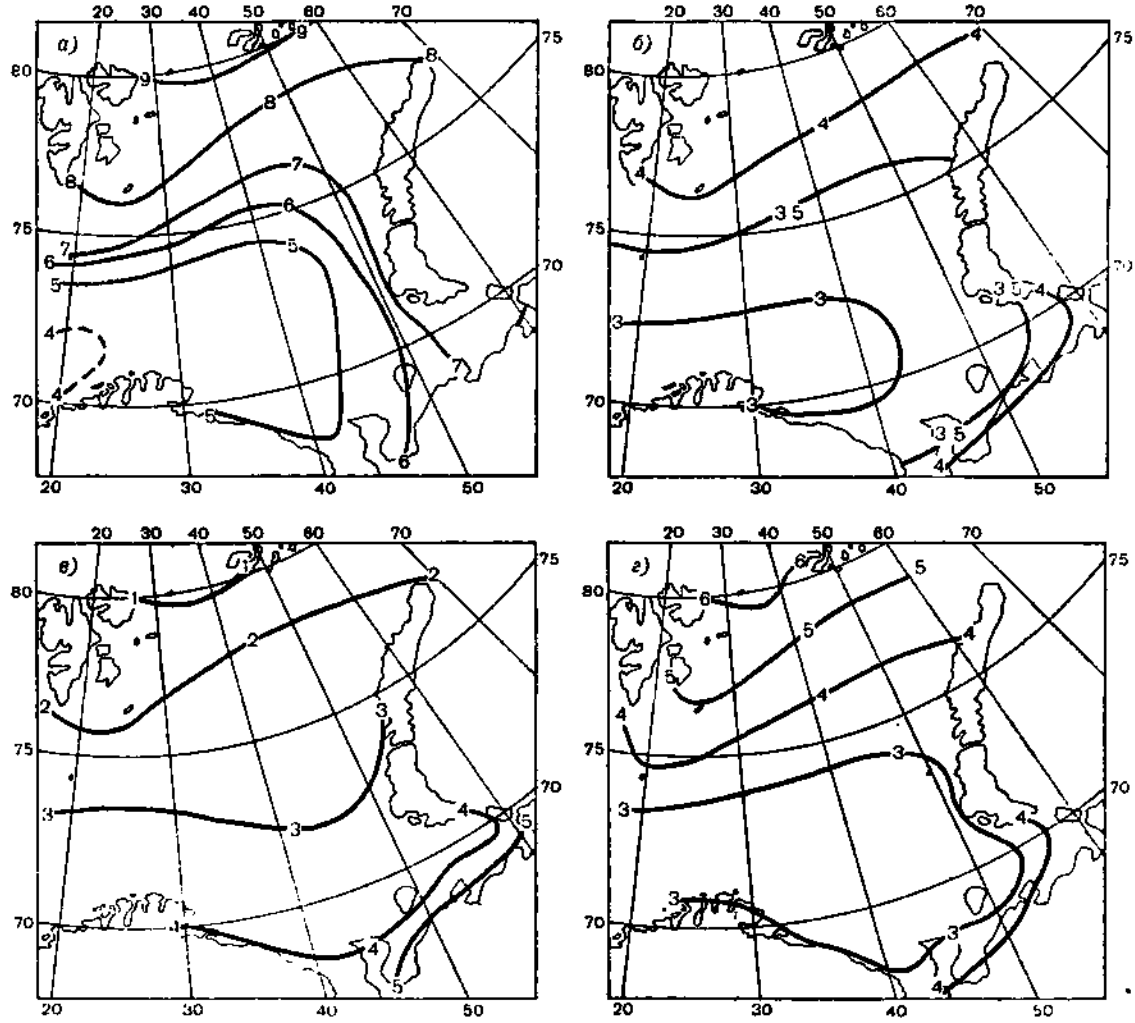


Рис. 2.24. Среднее квадратическое отклонение средней суточной температуры, °С.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь

Таким образом, над большей частью Баренцева моря статистическое распределение температуры воздуха зимой имеет отрицательную ассимметрию и отрицательный коэффициент эксцесса. Небольшие положительные значения коэффициента эксцесса характерны распределениям температур в юго-западной части моря (южнее 75° с. ш. и западнее 45° в. д.). В связи с этим выбор теоретического закона распределения вероятностей даже в пределах одного сезона не решается однозначно для всех районов моря.

Для характеристики изменчивости средней суточной температуры воздуха, кроме указанных материалов, использованы также судовые наблюдения в 5-градусных условных квадратах, так как среднее квадратическое отклонение срочных температур, по оценкам работы [228], лишь на несколько десятых долей градусов больше, чем средних суточных.

Зимой параметр изменчивости средней суточной температуры воздуха σ достигает максимальследы зимнего распределения, от зоны наименьших вариаций температуры над незамерзающей частью моря оно возрастает к северу и юго-востоку.

В летние месяцы (июль, август) в условиях длинного полярного дня, когда циркуляция атмосферы ослаблена, а поверхность почти всего моря свободна ото льда, статистические распределения температуры воздуха в разных районах моря различаются в меньшей степени, чем зимой. На большей части моря распределение температуры достаточно хорошо аппроксимируется нормальным законом или Грама—Шарлье. Однако некоторые особенности распределения следует отметить. На севере моря в это время происходит интенсивное таяние льдов, что обусловливает малую изменчивость температуры воздуха и островершинность кривых распределения. При этом коэффициент эксцесса достигает 2—3 и более. Здесь над холодным Восточно-Шпицбергенским течением (о. Виктория) в июле, в период максимума температуры в годовом ходе (среднее месячное значение ее равно

0 °С), распределение симметричное, а в августе, вследствие отдельных выносов холодного воздуха с температурой —5... —7 °С на фоне начинающегося общего понижения ее, на кривой распределения образуется «шлейф» в сторону отрицательных температур.

В южной части моря в летние месяцы преобладает температура воздуха в интервале 5—10 °С. Но временами сюда выносится прогретый над континентом теплый воздух с температурой 15—20 °С и выше. Под влиянием таких процессов кривая распределения температуры приобретает положительную асимметрию. Иногда в интервале температур около 20 °С образуется даже невысокая вторичная мода (станции Канин Нос, Ходовариха). Относительно редкие выносы теплого континентального воздуха происходят и в более высокие широты, причем на западе моря (о. Медвежий, о. Надежды) это происходит в июле, а в восточной части (станции Малые Кармакулы, Мыс Желания) — в августе. Коэффициент асимметрии в эти месяцы положителен и равен 0,4—0,6.

Пространственное распределение параметра изменчивости температуры в июле — обратное зимнему. Наиболее изменчива средняя суточная температура воздуха около юго-восточных берегов моря (σ=4... 5 °С) и очень мало варьирует она над северной частью Восточно-Шпицбергенского течения ($\sigma \approx 1$ °С). Линии равной изменчивости располагаются над морем почти широтно.

Таким образом, большая часть акватории Баренцева моря относится к области с переменными типами распределения в течение года, к которой отнесено побережье европейской части СССР в работе [369].

2.5.2. Низкие средние суточные температуры редкой повторяемости. Современная практика расчетов температуры воздуха редкой повторяемости основана на том, что ее многолетние колебания подчинены некоторому закону распределения вероятностей. Параметры аппроксимирующей функции при этом выражаются через стандартные параметры (статистики), которые по многолетним наблюдениям определяются достаточно надежно. Выбранный теоретический закон, однако, не учитывает всего разнообразия условий формирования температуры в приводном слое атмосферы, что выражается в отклонениях эмпирических данных.

Рассмотрим погрешности расчета низких средних суточных температур редкой реализации в разных районах моря в зависимости от выбранного закона распределения. В табл. 2.18 они приведены для случаев использования закона Гаусса и разложения Грама—Шарлье типа А к распределениям температур за зимний период в целом и в феврале. В северных и восточных районах моря наименьшие температуры воздуха, рассчитанные по закону Гаусса, занижаются (отрицательный знак). При этом погрешность расчетов по абсолютному значению возрастает от 1 до 8 °С с увеличением периода повторения как для сезона в целом, так и для отдельных месяцев (станции Остров Надежды, Мыс Желания, Ходовариха). В районах варьирования зимнего положения границы ледяного покрова рассчитанная температура, наоборот, завышена на 2—5 °С (станции Остров Медвежий, Канин Нос; точка Б). В юго-западной части моря при расчетах по закону нормального распределения допускается наименьшая погрешность — завышение температуры на 1—2 °С (ст. Цып-Наволок, точка А).

Таблица 2.18

Погрешность расчета наименьшей средней суточной температуры воздуха редкой повторяемости по теоретическим законам

Станция, точка моря	Температура, возможная 1 раз в φ лет				
	1	5	10	20	50
Нормальное распределение					
Зима					
Остров Надежды	—1,3	—4,8	—5,7	—6,5	—8,2
Мыс Желания	—3,4	—5,0	—5,7	—6,6	—7,8
Ходовариха	0,2	—2,6	—2,6	—3,7	—4,8
Остров Медвежий	2,3	1,2	0,8	0,1	—0,5
Канин Нос	1,6	2,5	3,0	2,6	2,7
Цып-Наволок	1,0	1,3	1,8	1,8	1,6
Точка Б (φ=71°; λ=43°)	2,5	3,7	3,8	4,3	4,7
Точка А (φ=71°30′; λ=34°30′)	0,5	1,2	1,8	2,0	2,2
Февраль					
Остров Надежды	—1,4	—3,0	—4,2	—5,0	—6,2
Мыс Желания	—3,2	—5,7	—7,0	—7,0	—8,0
Ходовариха	—0,2	—2,6	—3,3	—4,5	—5,4
Остров Медвежий	2,3	1,6	1,1	1,0	0,9
Цып-Наволок	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
Разложение Грама—Шарлье типа А					
Зима					
Точка Б (φ=71°; λ=43°)	—0,4	1,0	1,0	1,8	2,5
Февраль					
Остров Надежды	—0,1	—1,2	—1,2	—1,7	—1,7
Мыс Желания	—0,9	—1,8	—2,0	—1,5	—1,2
Ходовариха	2,3	2,3	2,7	2,7	3,0
Остров Медвежий	0,4	—1,4	—1,6	—1,6	—1,6
Цып-Наволок	—0,1	—0,5	—0,5	—0,8	—0,8

При использовании для аппроксимации кривых распределения температуры разложения Грама—Шарлье типа А погрешность расчета температуры малой вероятности уменьшается по сравнению с погрешностью по закону Гаусса для северных и восточных районов моря до 1—3 °С. В районе варьирования кромки льдов, т. е. в зоне наибольшей асимметрии распределения, положительная погрешность расчета не превышает 1—2 °С (точка Б). Рассчитанная низкая температура воздуха над чистой водой в юго-западной части моря определяется с такой же погрешностью, что и при расчетах по нормальному закону, но с отрицательным знаком, т. е. занижена приблизительно на 1—2 °С.

С целью проверки правильности выбора теоретического распределения при расчетах наименьших средних суточных температур малой вероятности на акватории моря использована корреляционная связь последних со средней температурой за зимний период, полученная по береговым станциям (рис. 2.25). Теснота связи для разных периодов повторения оценивается корреляционным отноше-

нием 0,92—0,94, а средняя квадратическая погрешность расчета не превышает 1,3—1,5°С. В случае

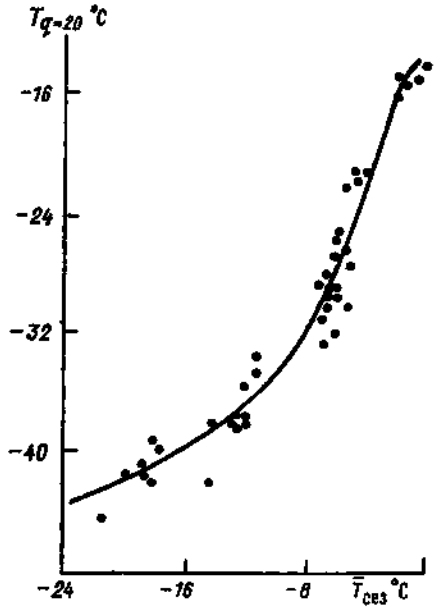


Рис. 2.25. Связь между наименьшей средней суточной температурой, возможной 1 раз в 20 лет, и средней температурой за сезон (ноябрь—апрель).

если расхождения в результатах расчета были значительными и выходили за пределы этой погрешности, теоретический закон распределения для данного района моря отвергался. В частности, над Восточно-Шпицбергенским течением севернее о. Надежды, где кривые распределения температуры плохо аппроксимируются теоретическими функциями, использована упомянутая корреляционная связь. Рассчитанная наименьшая средняя суточная температура воздуха редкой реализации представлена на рис. 2.26.

2.6. Продолжительность низкой температуры

Степень неблагоприятного воздействия низкой температуры на объекты определяется не только ее значением, но и продолжительностью. В настоящее время при исследованиях температурного режима применяют различные методы расчета продолжительности низкой температуры. Выбор метода расчета зависит от наличия исходного материала наблюдений [147, 158, 177, 188, 202]. Для морских акваторий при отсутствии стационарных наблюдений могут быть использованы лишь методы косвенного расчета.

Представление о продолжительности низкой температуры дает число дней за месяц и год со

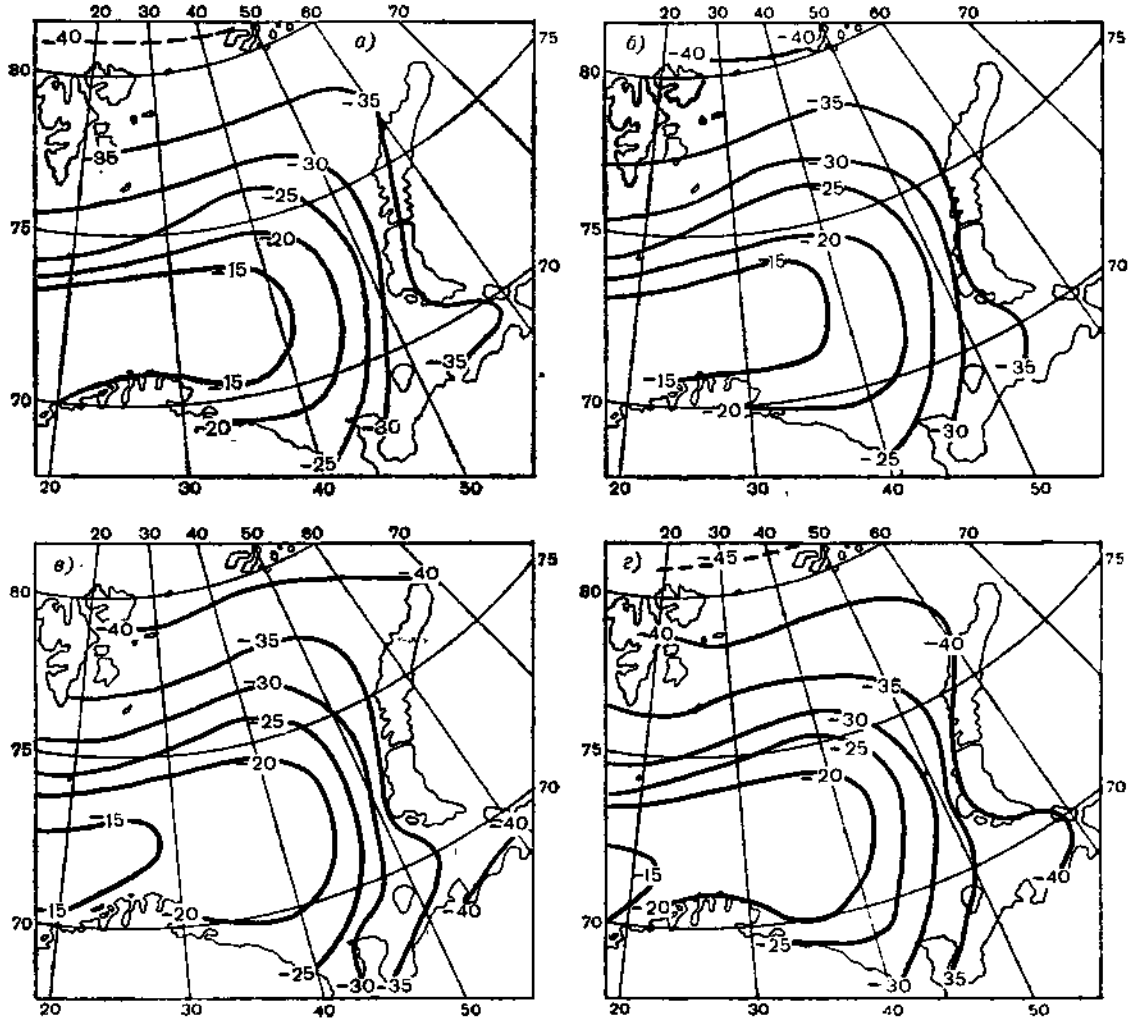


Рис. 2.26. Наименьшая средняя суточная температура воздуха, возможная 1 раз в 5 (*а*), 10 (*б*), 20 (*в*), 50 (*г*) лет.

средней суточной и минимальной температурой ниже определенного предела. Однако оно не может быть получено над морем непосредственным подсчетом и рассчитано по средней температуре за сезон (или средней минимальной). Теснота криволинейной связи при этом для разных пределов

где n_c — число дней за сезон со средней суточной температурой; $n_{мин}$ — число дней с минимальной температурой.

По статистическим распределениям годового числа дней с низкой температурой на береговых и островных станциях определены значения, веро-

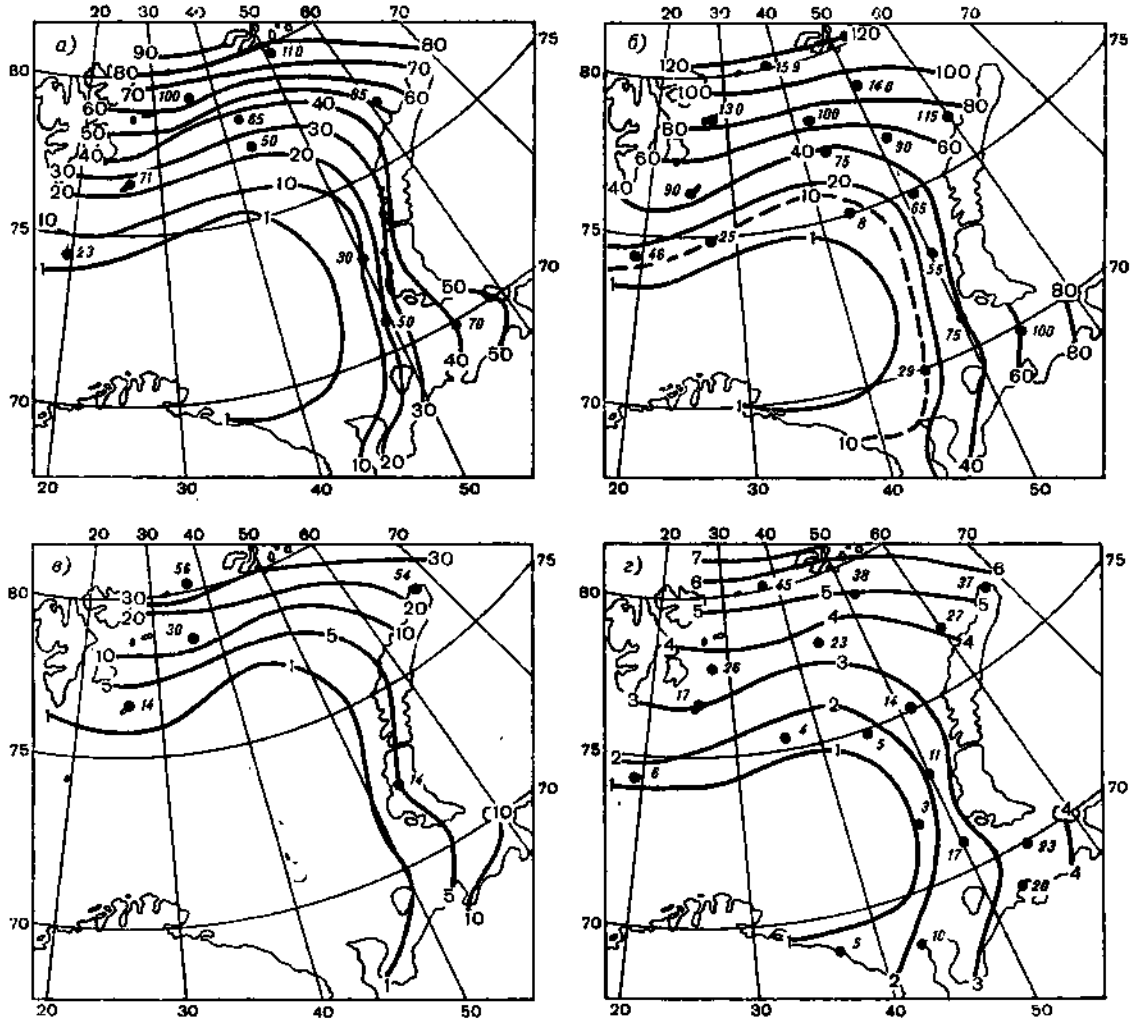


Рис. 2.27. Среднее число дней и средняя непрерывная продолжительность низкой температуры.
а — число дней со средней суточной температурой $\leqslant -20$ °С; *б*, *в* — с минимальной температурой $\leqslant -20$ °С (*б*) и $\leqslant 30$ °С (*в*); *г* — непрерывная продолжительность (сут) средней суточной температуры $\leqslant -20$ °С; цифры около точек — значения, возможные 1 раз в 20 лет.

температуры оценивается корреляционным отношением 0,85—0,97. Средняя квадратическая погрешность расчета числа дней не превышает 10—20 %. На рис. 2.27 (*а*, *б*, *в*) приведено среднее многолетнее число дней со средней суточной и минимальной температурой $\leqslant -20$, -30, рассчитанное указанным методом.

В юго-западной части моря температура $\leqslant -20$ °С не отмечается в течение всей зимы. В южной половине моря, на пространстве от 44—45° в. д. до юго-восточных берегов, число дней со средней суточной температурой —20 °С и ниже за сезон возрастает от 1 до 55, а в северной половине от 1 до 100. Число дней с минимальной температурой на 30—35 % больше, чем со средней суточной. При этом указанные характеристики находятся в тесной корреляционной зависимости между собой, выражающейся уравнением

$$n_c = 0{,}143 n_{мин}^{1{,}34}, \qquad (2.13)$$

ятность превышения которых достаточно мала. Выявленная зависимость их от среднего уровня распределения $\bar{n}$ позволяет рассчитать число дней, возможное 1 раз в 20 лет (обеспеченность 5 %) по уравнению

$$n_{20} = 7{,}04 \bar{n}^{0{,}654}. \qquad (2.14)$$

На рис. 2.27 эти данные представлены цифрами около точек. Сезонный ход числа дней с низкой температурой соответствует изменениям средней месячной температуры воздуха, поэтому нет необходимости особо останавливаться на этом. Тесная связь между количеством дней с температурой ниже —20, —30 °С и средней месячной температурой позволяет при необходимости получить с погрешностью 1—2 сут среднее число дней за месяц с соответствующей температурой, пользуясь графиком на рис. 2.28.

Более точной характеристикой продолжительности низкой температуры является суммарная

продолжительность периодов с температурой ниже заданного предела, которая тесно связана с числом дней со средней суточной температурой ниже того же предела. Но эта зависимость неодинакова в разных климатических районах. В морских климатах с преимущественно непериодическими изменениями и отсутствием суточного хода температуры воздуха зимой коэффициенты уравнения связи несколько больше, чем в континентальных районах, например, Сибири и Дальнего Востока

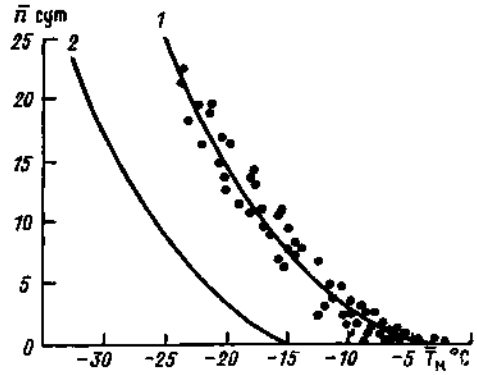


Рис. 2.28. Связь между числом дней за месяц со средней суточной температурой —20 и ниже (*1*), —30 °С и ниже (*2*) и средней месячной температурой воздуха.

[147]. По данным береговых станций уравнение в целом для моря имеет вид

$$\tau = 25{,}7n_c + 10, \qquad (2.15)$$

где τ — суммарная продолжительность, ч; n_c — число дней со средней суточной температурой воздуха ниже определенного предела.

Однако следует отметить, что в восточных районах моря коэффициент уравнения регрессии несколько меньше приведенного, а в юго-западном — возрастает до 27,0. Это увеличение коэффициента объясняется тем, что при вторжениях холодного воздуха зимой на открытую водную поверхность часто происходит лишь кратковременное понижение температуры с быстрым последующим прогреванием его в приводном слое. Средняя суточная температура воздуха при этом не опускается ниже определенного предела. За счет таких случаев суммарная продолжительность увеличивается без изменения числа дней. Над ледяной поверхностью кратковременные понижения наблюдаются реже, так как после вторжения холодного воздуха происходит дальнейшее понижение температуры, вследствие его выхолаживания надо льдом, что отражается и на суммарной продолжительности периодов, и на числе дней.

Наибольший практический интерес представляют не кратковременные понижения температуры, хотя и значительные, а продолжительность периодов, в течение которых средняя суточная температура держится ниже определенного (опасного) предела. Суммарная продолжительность таких периодов равна числу дней за сезон, а непрерывная продолжительность может быть рассчитана по эмпирической зависимости, приведенной на рис. 2.29 по многолетним данным. Теснота этой связи оценена по погодичным значениям. Корреляционное отношение равно 0,86, что естественно, меньше, чем можно ожидать по многолетним средним. Погрешность расчета средней многолетней непрерывной продолжительности средней суточной температуры —20 и —30 °С и по этой зависимости составляет всего 0,3 сут.

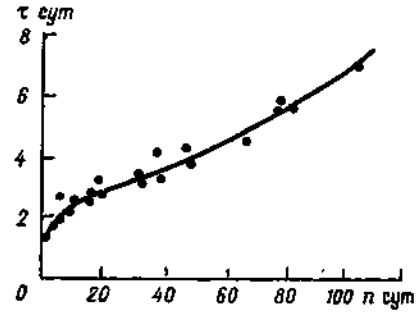


Рис. 2.29. Связь между непрерывной продолжительностью и числом дней со средней суточной температурой ниже определенного предела.

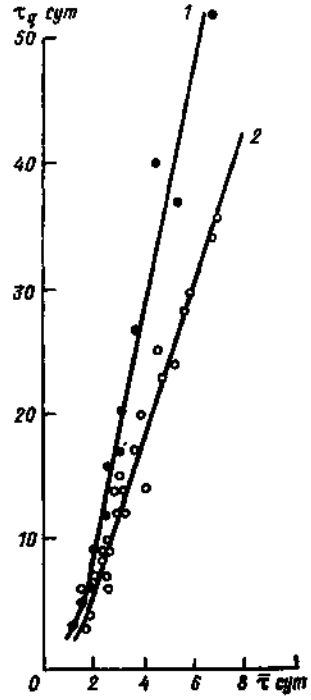


Рис. 2.30. Связь средней продолжительности $\bar{\tau}$ низкой температуры с продолжительностью τ_q, возможной 1 раз в 5 лет (*2*) и в 20 лет (*1*).

На той части южной половины моря, где возможна средняя суточная температура воздуха —20 °С и ниже, она имеет среднюю непрерывную продолжительность от 1 до 4 сут, а у северной границы моря 6—7 сут. В практике подбора аппроксимирующей функции к распределениям продолжительности периодов с разными метеорологическими явлениями часто применяют уравнение Гудрича [238, 187, 367] или Пуассона [177]. Данные для побережья Баренцева моря в табл. 2.19 лучше подчиняются распределению Гудрича, что позволяет рассчитать максимальную продолжительность низкой средней суточной температуры редкой повторяемости. Для акватории моря, где средняя продолжительность низкой средней суточной температуры превышает 1 сут, использована тесная корреляционная связь (рис. 2.30) между продолжительностью редкой повторяемости τ_q и средним значением $\bar{\tau}$. Рассчитанная таким методом

Таблица 2.19

Условная повторяемость (%) периодов различной непрерывной продолжительности со средней суточной температурой ниже определенного предела. Зима (XI—IV)

Предел температуры, °С	Продолжительность, сут								Среднее число периодов $\bar{n}$	Средняя продолжительность, $\bar{\tau}$ сут	$\overline{\Sigma\tau}$ сут
	1—2	3—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	>30			
Нагурское, 1964—1984 гг.											
—20	35,2	27,2	16,3	10,5	4,5	2,2	1,9	2,2	15,6	7,0	108,8
—25	44,9	29,6	17,2	3,8	1,6	1,9	0,64	0,32	15,7	4,6	71,4
—30	50,7	33,6	13,4	2,3					10,8	3,3	35,3
—35	72,3	21,8	5,9						5,0	2,1	10,8
—40	89,5	10,5							0,95	1,5	1,4
Остров Виктория, 1964—1984 гг.											
—20	40,9	24,9	18,0	8,3	3,3	2,3	1,0	1,3	15,0	5,8	87,2
—25	49,4	29,3	15,0	3,9	1,2	1,2			13,0	3,8	49,3
—30	64,3	29,3	6,4						7,0	2,4	16,9
—35	73,7	26,3							1,9	1,8	3,4
Мыс Желания, 1964—1984 гг.											
—20	48,2	20,2	16,3	9,8	2,0	1,6	1,3	0,65	14,1	5,4	77,0
—25	51,5	29,3	12,0	4,3	1,9	0,48	0,48		9,7	4,1	39,4
—30	62,6	30,8	6,6						4,6	2,6	11,8
—35	80,0	20,0							0,75	1,7	1,3
Остров Надежды, 1940—1979 гг.											
—20	61,8	24,5	11,1	2,6					11,5	3,0	34,4
—25	74,8	21,3	3,2	0,65					4,7	2,1	9,9
—30	100								0,54	1,3	0,71
Острова Медвежий, 1946—1979 гг.											
—10	54,7	31,8	9,9	2,0	1,4			0,22	13,4	3,3	44,1
—15	66,9	23,3	6,8	2,1	0,85				7,3	2,7	19,3
—20	73,7	24,3	2,0						3,0	1,9	5,7
—25	91,7	8,3							0,36	1,4	0,51
Цып-Наволок, 1960—1985 гг.											
—10	64,8	28,0	5,9	1,3					10,0	2,4	23,7
—15	80,9	19							2,0	1,7	3,4
—20	100								0,17	1,2	0,21
Ходовариха, 1964—1983 гг.											
—20	58,9	24,4	12,2	2,9	1,6				12,3	3,2	39,8
—25	66,7	24,8	8,5						6,4	2,6	16,4
—30	70,2	29,8							2,4	1,8	4,2
—35	100								0,5	1,1	0,55
Остров Харлов, 1960—1985 гг.											
—20	77,3	22,7							0,88	1,7	1,5
—25	100								0,12	1,7	0,2
Канин Нос											
—20	62,8	30,2	7,0						2,2	2,7	5,7
—25	87,5	12,5							0,4	1,5	0,65
—30	100								0,1	1,0	0,1

продолжительность, возможная 1 раз в 20 лет над морем, дана на рис. 2.27 (*г*) цифрами, а по береговым станциям — в табл. 2.20.

При средней продолжительности температуры ≤—20 °С, равной 3—4 сут, в Печорском море 1 раз в 5 лет возможна длительность 12—18 сут,

Таблица 2.20

Наибольшая продолжительность редкой повторяемости со средней суточной температурой ниже указанного предела, сут

Предел температуры, °С	τ_q, возможное 1 раз в q лет				
	1	5	10	20	50
Нагурское					
—20	21	36	43	52	58
—25	15	25	33	40	44
—30	8	12	14	16	18
—35	4	7	8	9	11
Остров Виктория					
—20	17	29	37	45	50
—25	10	17	23	27	30
—30	4	8	10	13	16
Мыс Желания					
—20	15	24	31	37	40
—25	10	14	16	20	24
—30	4	7	9	10	12
—35		3	4	5	7
Остров Надежды					
—20	7	12	14	17	19
—25	3	7	8	9	12
Остров Медвежий					
—20	3	4	5	6	7
—25		1	2	3	3
Ходовариха					
—20	9	15	17	20	23
—25	5	9	10	12	14
Остров Харлов					
—20		3	4	5	6
Канин Нос					
—20	3	6	8	10	12

а 1 раз в 20 лет — от 17 до 27 сут. На севере моря непрерывная продолжительность указанной вероятности увеличивается вдвое.

В нашей работе [66] по некоторым пунктам южного побережья дана непрерывная продолжительность температуры ниже определенного предела в часах, полученная по записям термографа. При этом способе определения продолжительности учитываются все случаи понижения температуры, в том числе и кратковременные, не приводящие к понижению средней суточной температуры ниже заданного предела. Поэтому имеют место различия между данными в настоящей работе и в работе [66]. Частично различия обусловлены также использованием наблюдений за разные 20-летия. Так, в юго-восточной части моря (Ходовариха) за период 1952—1965 гг. в среднем отмечено девять случаев за год с непрерывной продолжительностью температуры $\leqslant$—20 °С более 1 сут. За последующее 20-летие (1964—1984) повторяемость периодов с указанной длительностью несколько снизилась: наблюдалось семь случаев. Среднее число понижений температуры воздуха до —30 °С и ниже продолжительностью более 1 сут составило за эти периоды соответственно 0,6 и 1,0. На западе побережья (о. Харлов) температура —20 °С и ниже с такой же непрерывной продолжительностью отмечена одинаково часто в предыдущий и последующий периоды наблюдений.

2.7. Статистическая структура экстремальной температуры

2.7.1. Суточные максимумы и минимумы температуры. И средняя, и экстремальная температура являются характеристиками одного и того же термического процесса, поэтому обладают многими общими свойствами, но имеют также некоторые индивидуальные особенности. Рассматривая закономерности формирования эмпирических распределений экстремальной температуры, в первую очередь выявим сходства и отличия их с распределениями средней суточной температуры. Поскольку суточные экстремумы температуры над акваторией моря не регистрируются, статистическая структура их рассмотрена только по наблюдениям на островах и побережье.

В северо-западном районе моря, над Восточно-Шпицбергенским течением (о. Надежды), суточные минимумы, как и средние суточные температуры воздуха, в течение всей зимы имеют плосковершинную кривую распределения с коэффициентом эксцесса в пределах —0,95... —1,20 (табл. 2.21). Асимметрия кривых небольшая, но претерпевает внутрисезонные изменения. Наибольшая левосторонняя асимметрия характерна для начала зимы (в ноябре A_S=—0,4). Затем она уменьшается, и с января по апрель кривые распределения приобретают положительную асимметрию, достигающую в марте A_S=0,3. Таким образом, по сравнению с кривыми распределения средней суточной температуры, они менее асимметричны в начале зимы и имеют большую положительную асимметрию в середине и в конце сезона. Февральские теплые «ядра», особенно характерные для этого района, меньше деформируют распределение минимальной температуры, чем средней суточной и максимальной. Поэтому их плосковершинные распределения не имеют четко выраженных мод. Температура в широком диапазоне от 0 до —28 °С почти равновероятна.

Кривые распределения максимальной температуры во все зимние месяцы бимодальны, коэффициенты эксцесса возрастают от —0,4 в ноябре до —1,3 в марте. Мода, формирующаяся в атлантической массе воздуха, выше и всегда расположена при температуре около 0 °С, а дисперсия температуры меньше, чем в арктической. Мода в арктическом воздухе в течение всего сезона сохраняется около температуры —18 °С, кроме ноября, когда она несколько смещена вправо, в область температуры около —14 °С.

В районе варьирования многолетнего положения границы ледяного покрова зимой (о. Медвежий), в отличие от средней суточной температуры, значительная асимметричность в распределении суточных минимумов отмечается лишь в начале зимы (в декабре A_S=—0,95), а с января по апрель уменьшается до умеренной (A_S=—0,3... —0,5). Коэффициент эксцесса отрицательный и колеблется с де-

Таблица 2.21

Параметры статистического распределения суточной экстремальной температуры

Месяц	Минимальные				Максимальные			
	$\bar{T}^{\circ}_{\text{мин}}$ C	σ °C	A_S	E_S	$\bar{T}^{\circ}_{\text{мин}}$ C	σ °C	A_S	E_S
Остров Надежды								
Январь	—16,6	8,6	0,20	—1,05	—9,9	8,4	—0,32	—1,11
Май	—6,5	4,6	—0,49	—0,39	—2,5	3,9	—0,58	—0,09
Июль	0,5	1,5	0,14	—0,03	3,9	2,1	0,62	1,47
Октябрь	—5,5	5,5	—1,08	1,23	—1,7	4,8	—1,28	2,20
Остров Медвежий								
Январь	—10,9	7,1	—0,32	—0,94	—4,7	6,2	—0,94	0,11
Май	—3,0	3,5	—0,65	0,20	0,5	3,2	—0,02	1,71
Июль	2,7	2,2	0,23	0,19	6,6	3,2	0,95	1,90
Октябрь	—2,6	4,0	—1,18	2,84	1,1	3,4	—0,93	2,67
Ходоварниха								
Январь	—20,4	8,3	0,21	—0,68	—11,6	7,8	—0,37	—0,61
Май	—6,0	4,9	—0,95	0,58	—0,9	3,3	—0,77	1,57
Июль	6,0	3,8	0,75	0,27	12,4	6,1	0,43	—0,70
Октябрь	—5,4	5,4	—1,12	1,33	—0,7	3,7	—0,87	1,44
Цып-Наволок								
Январь	—9,4	4,6	—0,09	—0,64	—2,9	3,8	—0,49	0,09
Май	—0,1	2,7	—0,64	1,31	4,7	3,6	0,83	1,01
Июль	6,9	2,2	0,09	0,30	12,9	4,6	0,80	0,11
Октябрь	—1,7	4,2	—0,42	—0,14	3,1	3,3	—0,17	0,15

кабря по апрель в пределах —0,5... —0,9, что свидетельствует о большей плосковершинности распределений минимальной температуры, чем средней суточной. Особенно значительной асимметрией отличается распределение максимальной температуры воздуха в этом районе во все месяцы зимнего сезона (A_S=—0,85... —1,16), при этом коэффициенты эксцесса положительные и довольно значительны в начале зимы и в период частой повторяемости теплоядерных зим (в феврале E_S= =0,8... 1,5).

В юго-восточной части Баренцева моря влияние адвекции разнородных по термическим характеристикам воздушных масс на кривую распределения минимальной температуры, в отличие от средней суточной, проявляется лишь в начале зимы (ноябрь, декабрь). В результате этого образуются слабо асимметричные двухмодальные кривые распределения с отрицательным эксцессом. В середине зимы кривая деформируется в область положительной температуры, хотя и слабо (A_S=0,1... —0,3). Такое не отмечается в распределениях максимальной и средней суточной температуры. На апрельской кривой распределения суточных минимумов двухмодальность образуется по той же причине, что и на кривой средней суточной температуры. Таким образом, плосковершинность распределения минимумов в этом районе характерна для всех месяцев зимы.

Статистическое распределение максимальной температуры сложнее, чем минимальной и средней суточной, особенно в середине зимы. Островершинное распределение со значительной отрицательной асимметрией (—1,0) характерно лишь для ноября. В декабре уже формируется двухмодальная кривая, сохраняющая эту особенность до конца зимнего сезона. В некоторые месяцы (январь—февраль) на дифференциальной кривой распределения выявляются три моды, не исчезающие при группировке данных с интервалом 2 и 4 °С, и которые, по-видимому, обязаны своим формированием комбинированному влиянию воздушных масс разного происхождения и, отчасти, облачности.

На юго-западе моря распределение температуры характеризуется меньшей асимметрией по сравнению со средней суточной и особенно максимальной температурой. Коэффициенты эксцесса отрицательны, небольшие по абсолютному значению и лишь в середине зимы достигают —0,6. Распределения максимальной температуры в начале и в конце зимнего сезона островершинны, так как вследствие быстрой трансформации разных воздушных масс над незамерзающей поверхностью моря в начале зимы, максимумы различаются не столь значительно, как в середине ее, когда температура воды понижается. Некоторая островершинность кривой в апреле обусловлена уменьшением облачности на фоне роста радиационного баланса поверхности моря. В середине же сезона отмечается слабый отрицательный эксцесс.

Из выполненного анализа следует, что эмпирические распределения минимальной температуры в зимний период аппроксимируются разложением Грама—Шарлье типа А или гауссовой случайной функцией лучше, чем средние суточные. К распределениям максимальной температуры не удается подобрать теоретических законов, за исключением некоторых месяцев.

В переходные сезоны кривые распределения экстремальной температуры более однообразны на

всей акватории моря (характерными в южной части моря являются май и октябрь, в северной — июнь и сентябрь). Им свойственна значительная отрицательная асимметрия при положительном эксцессе (E_S=1,0).

В летнее время распределение минимальной температуры близко к нормальному почти на всем море, кроме прибрежных районов, где, вследствие выноса прогретого над континентом воздуха, имеет место значительная деформация кривой в сторону положительной температуры (A_S=0,8... 1,0). Еще более четко она проявляется в распределениях максимальных температур, характеризующихся к тому же островершинностью. Распределение суточных максимумов температуры воздуха на большей части моря неплохо аппроксимируется разложением Грама—Шарлье типа А, что дает возможность рассчитывать летнюю максимальную температуру малой вероятности.

Для того чтобы рассмотреть вопрос о временной устойчивости статистических распределений экстремальной температуры воздуха и стандартных параметров, выполнено их сравнение за период 1936—1960 и 1961—1980 гг. За последнее 20-летие зимой среднее значение минимальной температуры воздуха на море несколько снизилось по сравнению с предыдущим периодом. Особенно заметное понижение уровня минимальной температуры наблюдалось в восточных районах моря (на 2—3 °С). Кривая распределения последнего 20-летия сдвинута в сторону более низкой температуры. В районе Ходоварихи мода сместилась со значения —17,5 на —22,5 °С, в то время как другие параметры распределения существенно не изменились (табл. 2.22).

В юго-западном районе моря смещение кривой распределения влево не столь значительное, разность между средними величинами минимальной температуры воздуха за соответствующие периоды не выходит за пределы стандартной погрешности. Однако отмечается заметное увеличение повторяемости минимальной температуры во всех градациях ниже —5 °С. Аналогичный сдвиг в сторону низкой температуры имеет место зимой и в распределении максимальной температуры воздуха.

Летом, преимущественно в июле, в юго-восточном районе в последнее 20-летие произошло увеличение уровня и изменчивости максимальной температуры воздуха, что объясняется заметным возрастанием повторяемости максимальной температуры выше 20 °С. На юго-западе моря при незначительных различиях в параметрах распределения максимумов разных 20-летий повторяемость температуры выше 20 °С также несколько увеличилась в последний период. В северной половине такого увеличения уровня суточных максимумов не наблюдается, а наоборот, в августе максимальная температура воздуха в среднем понизилась (на ст. Мыс Желания на 0,7 °С).

Таким образом, за период 1961—1980 гг. на концах распределений заметна тенденция роста повторяемости низкой минимальной температуры зимой и максимальной температуры воздуха выше 20 °С летом, свидетельствующие о том, что чаще стали наблюдаться выбросы тепла летом и выбросы холода зимой. В связи с этим представляет интерес многолетний ход изменчивости экстремальной температуры.

В разные годы изменчивость суточных экстремумов не остается одинаковой и претерпевает циклические изменения в соответствии с колебаниями циркуляции атмосферы. В северо-западном районе повышенная вариабельность экстремальных температур наблюдалась на рубеже 50-х и 60-х годов, затем произошло значительное ее уменьшение. Как показали исследования Н. Д. Виноградова [56], именно в это время произошли количественные и качественные изменения в циркуляции атмосферы. Текущая циркуляционная эпоха с аномально высокой повторяемостью форм Е и С циркуляции, начавшаяся в 1949 г. делится на два периода. До 1961 г. преобладала первая разновидность формы Е циркуляции — развитый высотный гребень над Европой и западными районами Арктики и первая стадия развития формы С — формирование антициклонического ядра над Скандинавией и к северу от нее. При таких процессах меридиональный обмен на полушарии наиболее активен.

После 1961 г. возросло число элементарных синоптических процессов второго варианта. Меридиональный обмен при этом ослаблен и даже над Северной Атлантикой и западной частью Арктики усилены зональные составляющие переноса. Во втором варианте формы Е наблюдается стационирование антициклонов в умеренной зоне европейской части СССР или надвигание на эти районы отрога сибирского антициклона. Для второй стадии развития формы С циркуляции характерно смещение антициклонов на юг и стационирование их в умеренной зоне Европы. При этом погодные процессы в определенном районе различаются в зависимости от разновидности форм циркуляции. При процессах первого варианта повышенная изменчивость экст-

Таблица 2.22

Стандартные параметры распределения экстремальной температуры за разные периоды наблюдений

Годы	Минимальные (зима)				Максимальные (лето)			
	$\bar{T}^{\circ}_{\text{мин}}$ С	σ °С	A_S	E_S	$\bar{T}^{\circ}_{\text{макс}}$ С	σ °С	A_S	E_S
Ходовариха								
1934—1960	—15,6	8,5	—0,20	—0,73	11,3	4,8	0,84	0,03
1961—1980	—17,5	8,7	—0,01	—0,80	11,5	5,5	0,76	0,13
Цып-Наволок								
1931—1960	—7,4	5,0	—0,26	—0,31	12,4	4,5	1,00	0,30
1960—1983	—7,8	5,0	—0,25	—0,41	12,5	4,1	1,15	0,80

ремальной температуры отмечена на северо-западе моря, при процессах второго варианта — на юго-востоке, который находится при этом под воздействием антициклона на европейской части СССР или сибирского антициклона. Поэтому на протяжении текущей циркуляционной эпохи в ходе изменчивости экстремумов в юго-восточной части Баренцева моря имеет место четко выраженная оппозиция северо-западному району.

В этой же работе [56] отмечается, что до 1962 г. существовала тенденция к повышению аномалий температуры воды на Кольском разрезе. С увеличением же повторяемости второй разновидности процессов Е и С после 1961 г. становится менее интенсивным не только воздухообмен, но и водообмен между высокими и низкими широтами полушария. Поэтому рост повторяемости зональных составляющих в Северной Атлантике в этот период приводит к падению температуры воды на Кольском меридиане.

Сопоставление многолетнего хода изменчивости экстремальной температуры зимой с индексами Л. А. Вительса по району Баренцева моря свидетельствует о том, что увеличение изменчивости экстремальной температуры на юго-востоке совпадает с ростом числа дней с антициклонами на море, а на северо-западе — с повышением повторяемости циклонических образований. К сожалению, указанные индексы таковы, что не позволяют судить о пространственной локализации барических образований по отношению к различным районам моря.

Характер многолетнего хода изменчивости минимальной и максимальной температуры зимой сходен. Однако в южной части моря максимальная температура в многолетнем плане более стабильна, чем минимальная. Севернее 75° с. ш., наоборот, изменчивость минимальной температуры от года к году колеблется меньше, чем максимальной, хотя сами значения средних квадратических отклонений сохраняются высокими. В летние месяцы изменчивость минимальной температуры воздуха испытывает незначительные межгодовые колебания, но они имеют тенденцию возрастать с севера на юг. Размах колебаний в изменчивости суточных максимумов температуры больше, чем у минимумов и также возрастает у южного побережья моря.

Параметр изменчивости экстремальной температуры $\sigma_{T_{макс}}$, $\sigma_{T_{мин}}$ имеет такой же годовой ход, как и средней суточной температуры или междусуточная изменчивость — с максимумом зимой и с наименьшими значениями в теплое время года (табл. 2.23). Вторичный рост его в июле, хорошо проявляющийся в южной части моря и на побережье, обязан активности атлантико-европейской ветви арктического фронта, который в среднем располагается в это время на континенте Европы вдоль его береговой черты [397]. В зоне действия этого фронта наблюдаются наибольшие горизонтальные контрасты температуры между соприкасающимися воздушными массами. Указанный район моря часто оказывается по ту или другую сторону фронта, то в арктическом воздухе, то в воздухе умеренных широт. Кроме того, арктическая воздушная масса, как и воздух умеренных широт, не является однородной, имеет свои модификации, возникающие под влиянием радиационных и термических особенностей района формирования.

Соотношение между изменчивостью суточных максимумов и минимумов температуры различно в течение года и в разных районах моря. На севере зимой (с декабря по март) суточные минимумы температуры воздуха более устойчивы, чем максимумы. Такое явление характерно вообще для Арктики в связи с тем, что минимумы формируются непосредственно в этих районах при стабильных условиях, т. е. в господствующей арктической воздушной массе при ее выхолаживании. Максималь-

Таблица 2.23

Изменчивость суточной экстремальной температуры ($\sigma_{T_{макс}}$, $\sigma_{T_{мин}}$ — первая строка) и многолетняя изменчивость средних значений ($\sigma_{\overline{T}_{макс}}$, $\sigma_{\overline{T}_{мин}}$ — вторая строка), °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Максимум												
Остров Надежды	8,4	8,7	8,6	6,7	3,9	2,2	2,1	2,0	2,3	4,8	7,0	7,7
	4,8	4,6	4,8	2,7	1,6	1,0	1,1	1,1	1,1	2,8	4,3	4,6
Остров Медвежий	6,2	6,3	6,3	4,6	3,2	3,2	3,2	2,5	2,4	3,4	4,0	5,4
	3,3	3,6	3,6	1,9	1,5	1,5	1,5	1,2	1,1	2,0	2,4	3,0
Цып-Наволок	3,8	4,2	3,7	2,9	3,6	4,5	4,6	3,9	3,2	3,3	3,2	3,8
	1,8	2,1	2,1	1,4	1,8	1,8	2,5	2,0	1,3	1,7	1,4	1,9
Ходовариха	7,8	8,3	7,2	5,8	3,3	4,7	6,1	4,8	3,3	3,7	6,2	4,1
	3,3	4,3	4,0	3,0	1,4	2,3	3,2	1,7	1,5	1,8	3,1	3,7
Минимум												
Остров Надежды	8,6	9,0	8,5	7,1	4,6	2,1	1,5	1,6	3,0	5,5	7,8	8,9
	5,9	4,7	5,0	3,1	1,7	0,9	1,0	1,1	1,7	3,4	5,3	5,9
Остров Медвежий	7,1	7,0	7,1	5,5	3,5	2,3	2,2	1,8	2,1	4,0	5,1	6,3
	4,3	4,2	4,3	2,4	1,6	1,1	1,3	0,9	1,0	2,4	3,1	3,8
Цып-Наволок	4,6	4,8	4,5	3,7	2,7	2,5	2,2	2,2	3,0	4,2	4,4	4,4
	1,7	2,4	2,2	1,7	1,1	1,0	1,4	1,1	1,2	1,8	2,0	2,5
Ходовариха	8,3	8,3	7,9	7,5	4,9	2,6	3,8	3,1	2,8	5,4	7,9	8,2
	3,6	4,1	4,4	4,0	2,1	1,3	2,2	1,7	1,4	2,6	4,3	2,4

ная температура тесно связана с адвекцией тепла, которая разрушает обычную инверсию, и поэтому изменчивость максимальной температуры несколько больше, чем минимальной В начале и в конце зимы, а также весной и осенью соотношение между изменчивостью экстремальных температур обратное ($\sigma_{T_{мин}} > \sigma_{T_{макс}}$).

Южнее 77° с. ш. соотношение между средними квадратическими отклонениями максимальной и минимальной температуры в течение холодного времени года сохраняется постоянным. Здесь суточные максимумы стабильнее минимальной температуры, вследствие более частых выносов теплого атлантического воздуха. Такая закономерность сохраняется на всей акватории моря южнее указанной границы, кроме юго-восточной части в феврале, когда, как и на севере, минимальная температура становится стабильнее максимальной, вследствие влияния отрога сибирского антициклона в период его наибольшего развития и воздействия на эту часть моря.

В теплый период, преимущественно с июня по сентябрь, на всем море устойчивой является минимальная температура, формирующаяся в господствующей арктической воздушной массе над относительно холодной поверхностью моря, главным образом в низких малоподвижных антициклонах и в малоградиентных полях давления. Изменчивость максимальной температуры, зависящая в значительной степени от междуширотного обмена воздуха с более южными районами, заметно больше, чем изменчивость минимальной температуры. Немаловажную роль в меньшей стабильности суточных максимумов играет также облачность. На уменьшение или увеличение количества облачности максимальная температура реагирует быстрее, чем минимальная.

Продолжительность периода, когда $\sigma_{T_{макс}} > \sigma_{T_{мин}}$, укорачивается по мере продвижения от южных районов к северным. В прибрежных районах южной части моря такое соотношение сохраняется с мая по сентябрь, на 75° с. ш. с июня по сентябрь, а у берегов Земли Франца-Иосифа оно наблюдается только в июле.

Рассмотренные в табл. 2.23 значения средних квадратических отклонений суточной экстремальной температуры характеризуют полную их изменчивость, определяемую как вариациями температуры в течение месяца, так и за многолетний период. Отношение многолетней изменчивости ($\sigma_{\overline{T}_{макс}}$, $\sigma_{\overline{T}_{мин}}$) к полной ($\sigma_{макс}$, $\sigma_{мин}$) приблизительно равно 0,50—0,65. Годовой ход многолетней изменчивости экстремальной температуры в разных районах моря (рис. 2.31) имеет те же закономерности, что и годовой ход рассмотренной выше полной изменчивости. Амплитуда годовых колебаний многолетней изменчивости экстремальных температур возрастает с запада на восток и с юга на север, при этом амплитуда колебаний изменчивости минимальной температуры несколько больше, чем максимальной.

Исследование пространственной корреляции экстремальных температур показывает, что наиболее тесная связь имеет место в зимний период. Изокорреляты с центром на о. Медвежий вытянуты с юго-запада на северо-восток. К юго-востоку связи быстро затухают. Так, теснота связи между суточной экстремальной температурой на о. Медвежий и на побережье Кольского полуострова зимой оценивается коэффициентом $r=0{,}30...\ 0{,}35$. Экстремумы западной и восточной части прибрежной зоны моря связаны также недостаточно тесно ($r=0{,}35...\ 0{,}50$), хотя весь этот район находится в южной части сезонной барической ложбины, т. е. в зоне активной циклонической деятельности.

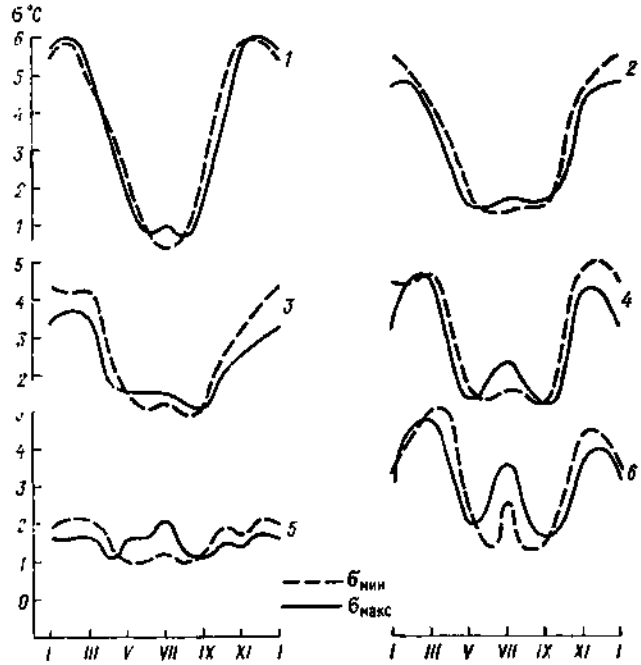


Рис. 2.31. Годовой ход междугодовой изменчивости средней минимальной и средней максимальной температур воздуха.

1 — Нагурское; *2* — Русская Гавань; *3* — Остров Медвежий; *4* — Малые Кармакулы; *5* — Гамвик; *6* — Варандей.

Летом пространственная корреляция слабее, так как степень сопряженности термических полей заметно убывает по сравнению с зимой [9]. Связь вдоль меридиана в западной части моря такая же, как и широтная в южной его половине. Экстремумы в северо-западном районе практически не связаны с экстремумами на юго-востоке. В переходные сезоны пространственная связь оказалась теснее, чем летом, но только вследствие того, что не был исключен годовой ход.

Таким образом, имеются очень ограниченные возможности экстраполяции данных береговых станций на море. Статистические распределения суточной экстремальной температуры воздуха на акватории моря, а также их значения редкой повторяемости могут быть получены с большей достоверностью по подобранным теоретическим законам распределения вероятностей, чем методом экстраполяции.

2.7.2. Экстремальная температура воздуха малой вероятности. При наличии исходных данных значения экстремальной температуры редкой реализации рассчитываются по полным распределениям суточных максимумов и минимумов, что весьма трудоемко даже при машинной обработке данных. Результаты подбора теоретических законов к этим распределениям, рассмотренные выше, позволяют получить экстремумы редкой повторяемости с применением в ряде случаев закона Гаусса или

Грама—Шарлье. Аппроксимация полных распределений суточных максимумов и минимумов по методу Гумбеля дала в большинстве случаев наихудший результат. Ошибки расчета по этому методу составляют 7—10 °С, а иногда 12—14 °С.

Считается, что выравнивание кривых в области крайних значений должно выполняться отдельно, так как последние подчиняются своим законам. По-видимому, это справедливо также по отношению к полным распределениям суточных экстремумов. Для этого целесообразно провести отсечение интересуемого участка распределения суточных максимумов или минимумов от основного с целью дополнительного их изучения. Экстремальные температуры разных периодов повторения, полученные по полным распределениям и по распределениям крайних членов выборки, могут различаться до ±2 °С. Статистические методы, разработанные специально для редких явлений, успешно используются при оценке экстремальных температур по распределениям крайних членов выборки [319, 370]. Обнаружено также, что температурные экстремумы во многих районах земного шара неплохо подчиняются нормальному закону [34].

Распределения крайних членов выборки — годовых абсолютных максимумов и абсолютных минимумов температуры получены за период 1936—1980 гг., но не менее чем за 20 лет по большому числу пунктов, вследствие меньшей трудоемкости их обработки, и испытаны на соответствие теоретическим распределениям Гумбеля, Гаусса и Грама—Шарлье. Подбор двух последних законов выполнен моделированием выборки случайной величины (по таблице случайных чисел) того же объема, что и исходная фактическая выборка с распределением, тождественным проверяемой гипотезе. Моделирование выполнялось по Q-критерию, применяемому для случаев малого объема выборки [199]. Для каждой смоделированной выборки вычислялось значение Q-критерия, которое сопоставлялось с значением Q_0, полученным по исследуемой выборке. Доверительная вероятность того, что $Q \leqslant Q_0$, равна отношению частоты попадания значения Q в критическую область к числу реализаций, т. е. к числу моделируемых выборок случайной величины.

Оказалось, что во многих районах моря годовые экстремумы с высокой доверительной вероятностью (табл. 2.24) подчиняются нормальному закону или разложению Грама—Шарлье, хотя в последнем случае при расчетах теоретических численностей неизбежны ошибки, обусловленные значительными случайными погрешностями в оценках третьего и четвертого моментов по эмпирическому ряду крайних членов выборки. Сравнение экстремальной температуры редкой повторяемости из теоретических распределений Гаусса и Грама—Шарлье и из непосредственных наблюдений свидетельствует об их расхождениях чаще всего в пределах 1,0—1,5 °С (табл. 2.25). Однако в районе холодного Восточно-Шпицбергенского течения (о. Надежды, о. Медвежий) наименьшая погрешность в определении максимальной температуры редкой

Таблица 2.24

Доверительная вероятность соответствия эмпирических распределений годовых максимумов и минимумов температуры теоретическим распределениям вероятностей Гаусса (Г) и Грама—Шарлье (Ш)

Станция	Минимум		Максимум	
	Ш	Г	Ш	Г
Остров Надежды	0,96	0,86	0,00	0,10
Мыс Желания	0,86	0,88	0,84	0,72
Остров Медвежий	1,00	0,63	0,62	0,23
Малые Кармакулы	0,61	0,58	1,00	0,05
Цып-Наволок	0,30	0,12	0,89	0,79
Ходовариха	0,97	0,96	0,77	0,81

Таблица 2.25

Погрешность расчета экстремальной температуры редкой повторяемости по теоретическим законам распределения крайних членов выборки, °С

Закон распределения	Минимум возможный 1 раз в q лет				Максимум, возможный 1 раз в q лет			
	5	10	20	50	5	10	20	50
Остров Надежды, 1947—1979 гг.								
Гаусса	—0,2	—0,7	—0,7	—0,8	0,3	—0,1	—2,0	—3,5
Грама—Шарлье	0,0	0,1	0,3	0,7	0,4	—0,5	—2,3	—4,0
Гумбеля	—0,8	—0,9	—1,6	—2,6	0,3	0,6	—0,3	—0,5
Остров Медвежий, 1947—1979 гг.								
Гаусса	—0,2	—0,2	—0,5	—0,6	—0,2	—0,4	—1,5	—2,4
Грама—Шарлье	—0,3	0,0	0,0	1,0	0,0	—1,6	—3,0	—4,5
Гумбеля	—0,3	—0,9	—2,1	—3,5	—0,3	—0,1	0,0	—0,4
Цып-Наволок, 1936—1980 гг.								
Гаусса	—0,1	0,2	0,6	0,8	—0,5	0,3	0,4	0,7
Грама—Шарлье	0,5	0,2	0,5	0,4	—0,1	0,5	0,5	0,4
Гумбеля	0,1	—0,2	—0,3	—0,9	—0,4	1,0	1,9	3,2
Ходовариха, 1936—1980 гг.								
Гаусса	0,0	0,1	0,4	0,5	—1,4	—0,6	0,3	1,2
Грама—Шарлье	—0,2	0,3	0,6	1,5	—1,4	—0,8	—0,1	0,7
Гумбеля	—0,3	—0,4	—0,5	—1,1	—2,1	—0,5	1,4	4,0

повторяемости достигается при расчетах по методу Гумбеля, в особенности для периода повторения

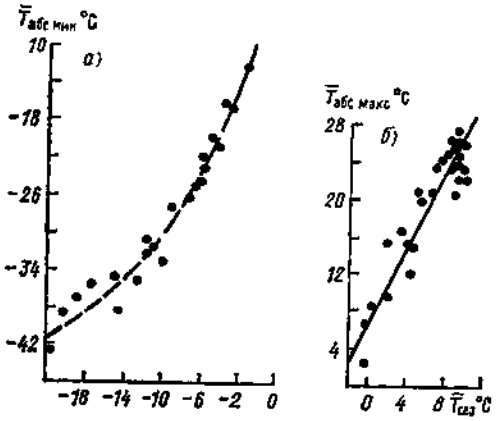


Рис. 2.32. Связь среднего из годовых абсолютных минимумов (*а*) и максимумов (*б*) температуры со средней сезонной температурой воздуха.

Использование гумбелевского или нормального законов распределения для открытых районов моря более предпочтительно, вследствие необходимости определения лишь двух параметров: среднего значения и среднего квадратического отклонения годовых абсолютных минимумов (абсолютных максимумов) температуры. Из-за отсутствия соответствующих наблюдений на море первый из них ($\bar{T}_{абс.\ мин}$, $\bar{T}_{абс.\ макс}$) получен с помощью эмпирических зависимостей (рис. 2.32), установленных по наблюдениям на островах и побережье. Теснота связей оценивается коэффициентом 0,93 для минимальной и 0,90 — для максимальной температуры. Второй параметр (рис. 2.33) определен по натурным данным береговых и островных станций с учетом исследований других авторов [50, 370].

Кроме того, был применен также метод косвенного расчета экстремальной температуры редкой повторяемости $T_{q_{экс}}$ по связи со средней сезонной температурой воздуха. Довольно тесная степенная

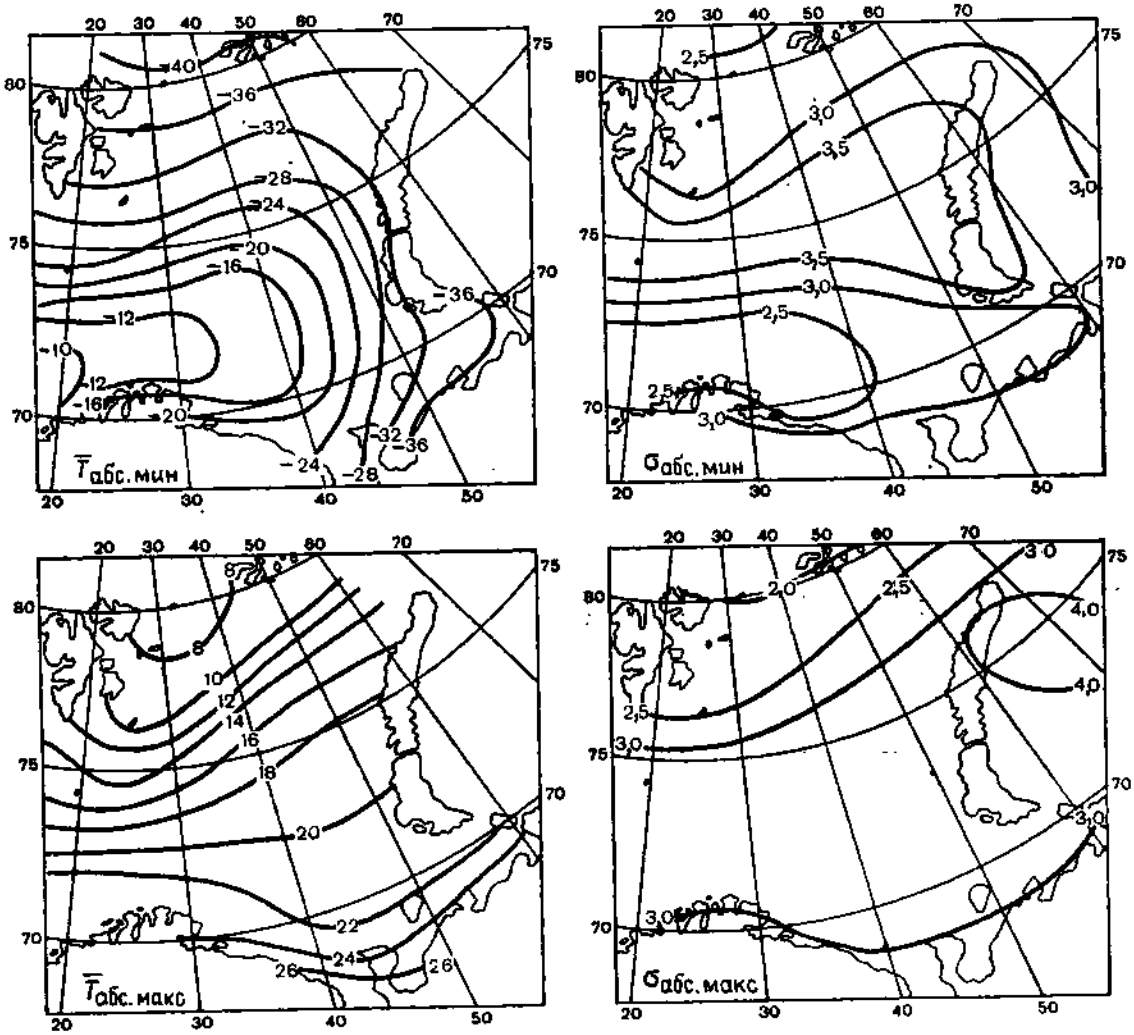


Рис. 2.33. Средние абсолютные минимумы и максимумы температуры и средние квадратические отклонения от них.

один раз в 50 лет. Применение этого метода к распределениям годовых абсолютных минимумов температуры, наоборот, приводит к заметно большим погрешностям, по сравнению с двумя другими методами, почти на всем море, кроме южного побережья (Цып-Наволок, Ходовариха).

зависимость для годовых экстремумов различной обеспеченности имеет вид

$$T_{q_{экс}} = aT^{b}_{сез}, \qquad (2.16)$$

где коэффициент a для максимумов принимает значения от 10 до 13, а коэффициент b уменьшается

от 0,45 до 0,38 с увеличением периода повторения. Для минимумов $a=12{,}1\ldots 15{,}2$; $b=0{,}435\ldots 0{,}380$.

которая может быть достигнута или превзойдена не более чем 1 раз в заданное число лет. Сопоставле-

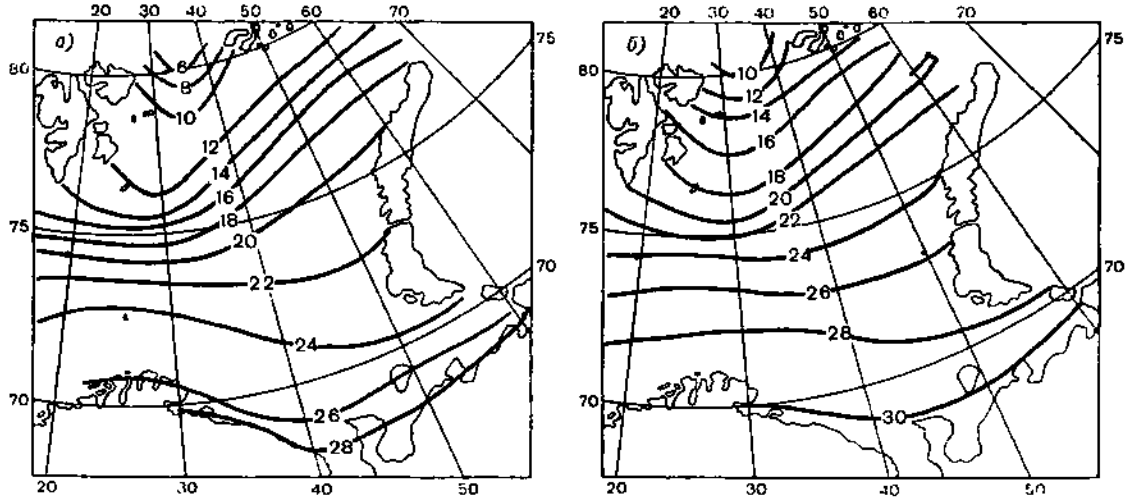


Рис. 2.34. Максимальная температура воздуха, возможная 1 раз в 5 лет (*а*) и в 50 лет (*б*).

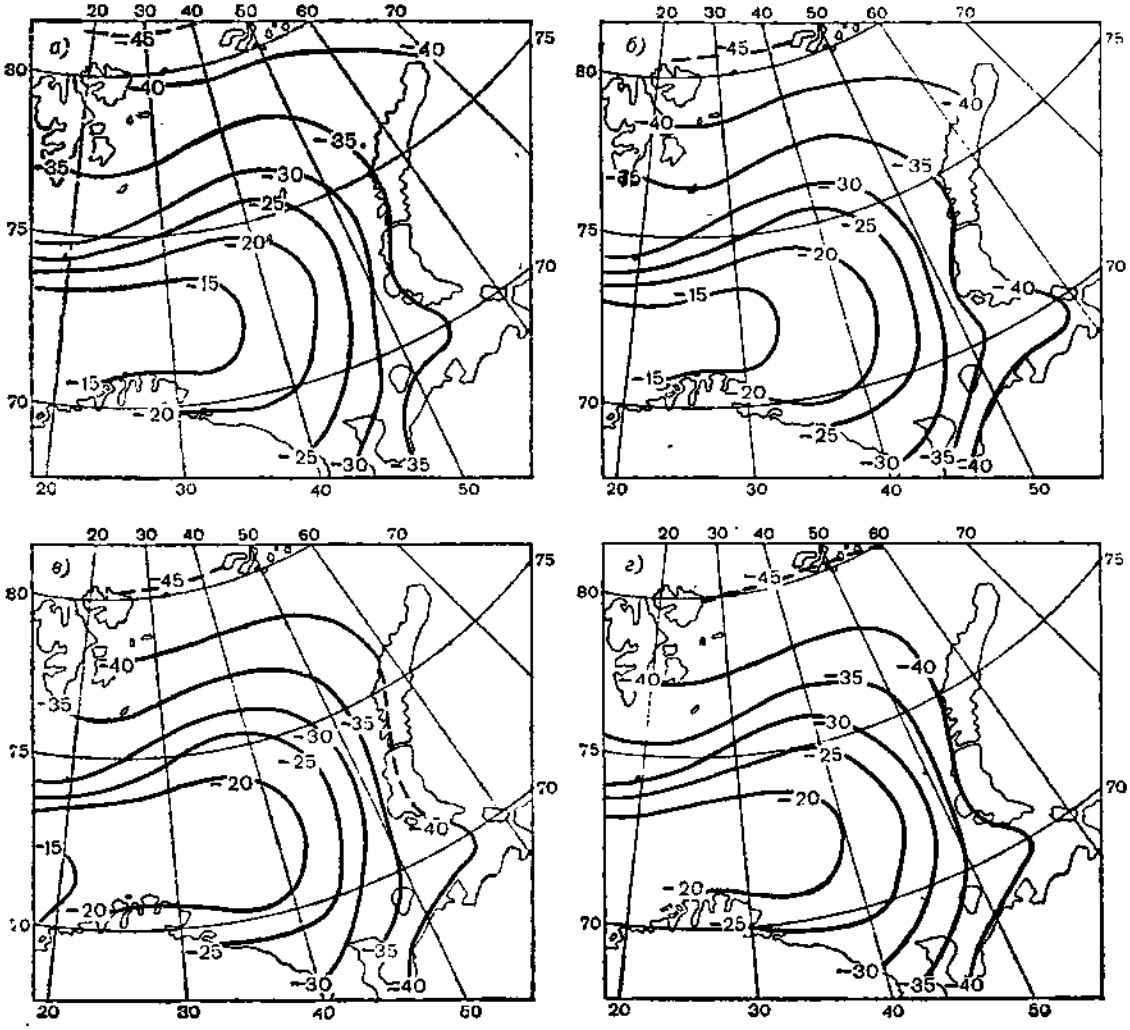


Рис. 2.35. Минимальная температура воздуха, возможная 1 раз в 5 (*а*), 10 (*б*), 20 (*в*), 50 (*г*) лет.

Результаты расчетов косвенным методом хорошо согласуются с полученными при применении теоретических законов распределения Гаусса и Гумбеля и соответствующих районах моря. Поэтому он был использован в основном для определения границ этих районов. На рис. 2.34, 2.35 представлена рассчитанная экстремальная температура воздуха,

ние минимальной температуры с наименьшей средней суточной температурой такой же вероятности показывает, что различия между ними достигают 2—4 °С.

В настоящей главе рассмотрено значительное число характеристик температуры воздуха, раскрывающих особенности формирования температурного

режима воздуха в тех или иных районах моря в зависимости от сезонов. При этом особое внимание уделено изучению изменчивости температуры в разных масштабах времени (внутрисуточной, междусуточной, внутримесячной, междусезонной, междугодовой), а также пространственным изменениям ее на акватории моря. Применены методы аппроксимации теоретическими законами статистических распределений ряда температурных характеристик (средней суточной, экстремальной температуры и суточных амплитуд), что позволило получить их значения малой вероятности. Многие характеристики термического режима воздуха на Баренцевом море получены впервые, в том числе рассчитанные по теоретическим функциям и косвенными методами, специально разработанными применительно к исследуемому географическому району.

3. ВЕТЕР

3.1. Повторяемость направлений и средняя скорость ветра

Режим ветра над морем определяется в основном характером сезонного барического поля, складывающегося в результате атмосферной циркуляции. Зимой в соответствии с глубокой ложбиной, образованной преобладающими траекториями циклонов и простирающейся от исландского минимума на Баренцево море, в южной части его преобладают ветровые потоки, направленные с юго-запада и юга. Повторяемость юго-западных и южных ветров на побережье Скандинавии и Кольского полуострова составляет в сумме около 50 %. С удалением от побережья их доля несколько уменьшается, и на 71—72° с. ш. южные и юго-западные ветры составляют 30—40 %. В восточных районах моря, примыкающих к Новой Земле, преобладающими

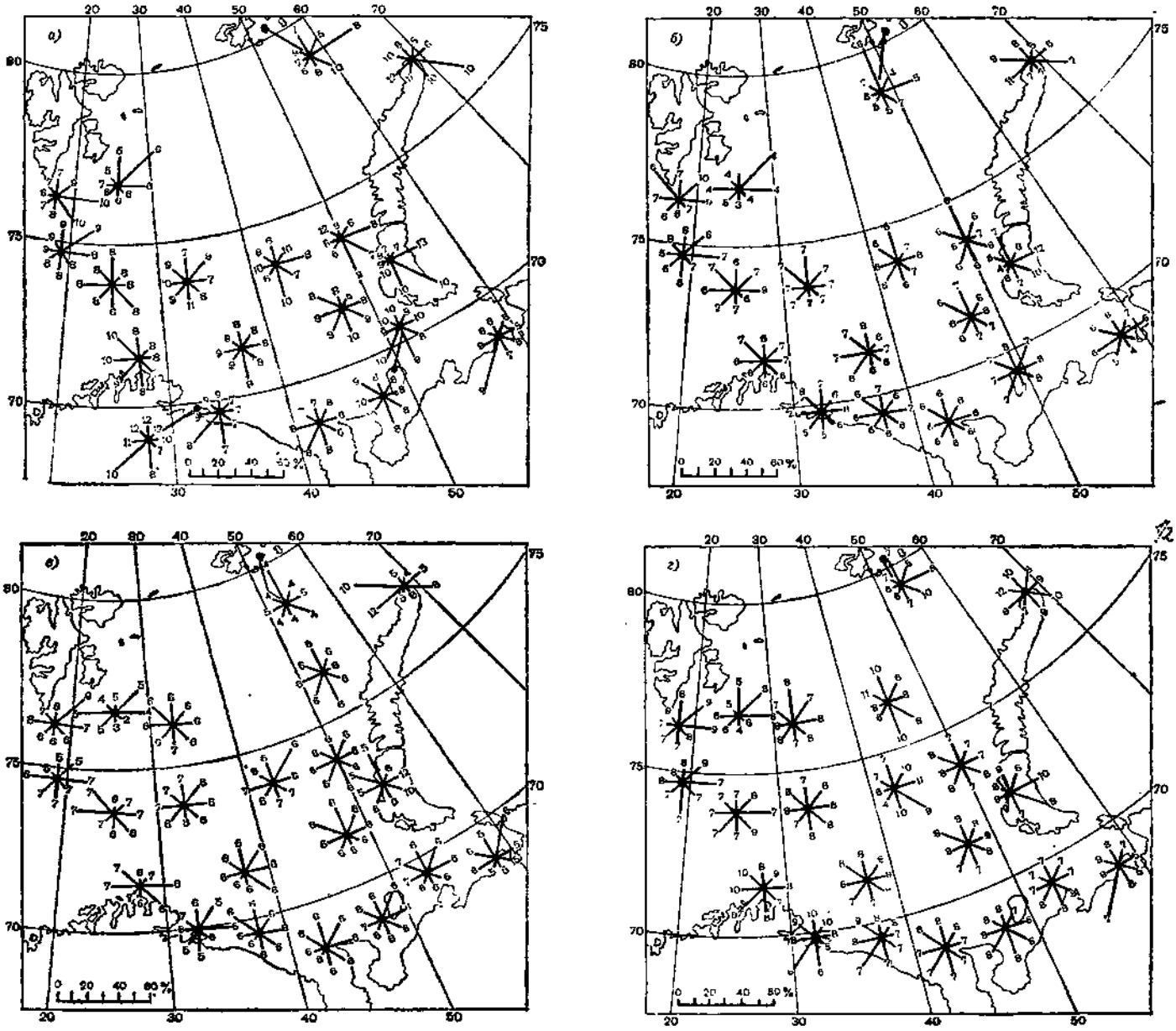


Рис. 3.1. Повторяемость направлений и средняя скорость ветра по направлениям.

а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь; длина луча — повторяемость ветра данного направления в указанном масштабе, %; цифры — средняя скорость ветра, м/с.

являются юго-восточные и восточные ветры, повторяемость их 60 % и более. Северная половина моря зимой находится под действием северо-восточных и восточных потоков воздуха (рис. 3.1, табл. 3.1).

Таблица 3.1

Статистические характеристики повторяемости направлений ветра и штилей, %

Месяц	Характеристика	Направление ветра								Штиль
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Нагурское, 1953—1983 гг.										
Январь	$\bar{P}$	11,5	9,5	17,4	13,0	21,0	5,6	10,0	12,1	7,2
	σ_P	5,8	5,9	8,3	8,3	10,8	3,9	7,2	5,8	5,2
Май	$\bar{P}$	17,3	13,3	12,6	9,1	18,7	5,4	9,7	13,9	6,8
	σ_P	7,3	7,8	5,8	5,6	8,4	3,5	5,5	8,1	5,5
Июль	$\bar{P}$	9,6	10,2	6,7	7,7	24,8	7,8	20,5	12,8	4,8
	σ_P	6,2	6,2	4,7	4,8	9,9	5,3	8,3	7,5	4,7
Октябрь	$\bar{P}$	13,5	13,4	14,8	12,2	17,6	7,1	10,5	10,8	7,1
	σ_P	7,7	8,5	7,5	9,7	9,5	6,5	6,4	5,9	4,9
Мыс Желания, 1936—1983 гг.										
Январь	$\bar{P}$	6,0	2,9	6,1	32,0	14,0	7,9	15,2	16,1	8,9
	σ_P	5,1	2,6	3,7	13,4	9,4	5,8	8,9	10,0	66,8
Май	$\bar{P}$	8,7	5,8	7,6	23,3	5,4	2,5	19,5	27,2	7,6
	σ_P	4,2	4,9	4,6	11,2	4,5	2,5	8,1	10,5	5,2
Июль	$\bar{P}$	4,5	2,2	9,9	21,2	1,8	1,8	24,5	34,1	9,7
	σ_P	3,3	2,2	5,3	9,0	1,8	1,3	10,6	10,5	7,1
Октябрь	$\bar{P}$	11,4	9,0	9,6	18,2	14,1	9,0	13,5	15,2	4,3
	σ_P	5,4	5,3	5,4	8,2	6,7	4,9	7,1	8,8	3,5
Остров Медвежий, 1949—1979 гг.										
Январь	$\bar{P}$	13,0	26,8	19,0	8,7	10,9	6,2	8,2	5,5	1,6
	σ_P	7,7	11,4	10,1	6,0	6,0	5,0	6,9	4,1	1,9
Май	$\bar{P}$	12,0	18,6	19,6	7,4	12,9	8,7	10,8	7,7	2,2
	σ_P	6,8	8,6	9,8	5,5	6,6	5,2	5,3	5,4	2,0
Июль	$\bar{P}$	10,9	14,6	16,3	6,0	12,0	11,5	19,0	6,8	2,7
	σ_P	8,5	8,0	10,6	6,4	6,7	7,0	9,6	3,2	2,6
Октябрь	$\bar{P}$	11,1	16,0	19,5	10,0	17,1	8,0	10,1	6,9	1,5
	σ_P	7,6	8,9	7,7	5,9	8,0	3,4	5,4	4,2	1,9
Цып-Наволок, 1936—1975 гг.										
Январь	$\bar{P}$	11,4	6,8	3,9	5,4	13,7	42,0	31,7	7,8	1,2
	σ_P	8,1	4,5	3,6	6,7	8,5	11,5	12,3	5,0	1,8
Май	$\bar{P}$	16,0	10,3	11,2	18,1	9,9	13,4	19,8	22,6	2,6
	σ_P	8,2	5,9	6,4	9,0	5,2	6,5	8,1	11,1	2,8
Июль	$\bar{P}$	17,8	12,4	16,8	25,9	12,6	6,6	4,5	23,6	3,6
	σ_P	8,7	6,8	10,4	8,4	8,0	5,5	3,2	8,5	3,7
Октябрь	$\bar{P}$	12,4	7,1	4,0	6,4	16,4	32,5	27,8	15,0	1,0
	σ_P	7,4	4,1	4,4	7,5	8,2	9,6	7,9	6,7	1,5
Варандей, 1941—1983 гг.										
Январь	$\bar{P}$	5,9	7,8	12,9	9,0	13,2	38,7	7,7	4,8	5,5
	σ_P	4,7	5,8	7,5	4,8	6,3	10,6	4,9	3,2	5,3
Май	$\bar{P}$	11,3	12,5	15,1	6,3	6,1	14,6	18,2	15,9	3,2
	σ_P	4,4	6,1	8,7	3,6	3,6	6,2	7,1	5,8	2,7
Июль	$\bar{P}$	15,2	24,7	11,1	8,0	4,7	4,6	15,0	16,7	2,9
	σ_P	6,8	12,5	6,6	4,7	3,2	3,8	7,8	8,4	2,4
Октябрь	$\bar{P}$	8,8	8,5	14,3	11,3	12,4	26,1	9,5	9,0	1,9
	σ_P	5,3	4,9	9,5	6,4	7,6	10,4	5,7	6,0	2,2

Месяц	Характеристика	Направление ветра								Штиль
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Канин Нос, 1936—1983 гг.										
Январь	$\bar{P}$	7,7	7,4	6,9	16,5	29,1	17,3	9,4	5,7	2,3
	σ_P	5,9	5,3	5,2	9,2	10,5	8,8	5,5	3,8	3,0
Май	$\bar{P}$	13,3	14,8	12,8	10,2	21,3	7,6	8,4	11,7	2,1
	ρ_P	6,7	6,6	7,0	5,4	9,6	3,5	4,4	5,9	2,2
Июль	$\bar{P}$	14,2	20,8	15,0	9,4	24,6	3,8	3,5	8,7	2,8
	σ_P	7,8	11,8	6,7	5,3	12,0	2,6	2,4	6,0	2,9
Октябрь	$\bar{P}$	15,6	10,2	8,0	10,3	14,1	16,0	13,1	12,7	2,3
	σ_P	7,4	5,8	6,3	6,3	7,9	7,4	5,3	6,2	2,4

Картина распределения средней скорости ветра в зимние месяцы также соответствует барическому рельефу [19]. В юго-западной части моря в центре барической ложбины отмечаются наибольшие значения средней месячной скорости ветра, равные 10 м/с и больше (январь). К северу и востоку скорость ветра убывает и особенно сильно в районах, прилегающих к Восточному Шпицбергену (до 6 м/с и менее). У побережий и в самой береговой зоне создается своеобразный ветровой режим. У Северной Скандинавии наблюдается сгущение изолиний и уменьшение средней скорости, вызванное тормозящим влиянием суши. У побережья Кольского полуострова и арх. Новая Земля, наоборот, отмечаются зоны повышенных значений средней скорости. Первая из них связана с дополнительным усилением преобладающих зимой юго-западных ветров под влиянием термического контраста между холодной сушей и теплым морем [119]. Вторая — обусловлена частым возникновением новоземельской боры на западном побережье острова.

В течение почти всей зимы наблюдается ровный ход средней месячной скорости ветра (табл. 3.2). Средняя скорость ветров различных направлений неодинакова. Имеют место определенные закономерности в ее пространственном изменении. В юго-западной и центральной частях моря наибольшую среднюю скорость имеют западные и северо-западные ветры (9—10 м/с), преобладающие направления в среднем уступают им по силе (8—9 м/с) (см. рис. 3.1, табл. 3.3).

Севернее о. Медвежий указанные ветры также характеризуются наибольшей средней скоростью наравне с преобладающими здесь зимой северными и северо-восточными ветрами. В юго-восточной части моря, к востоку от 40° в. д., наиболее сильными являются преобладающие юго-западные ветры, такую же среднюю скорость имеют и более редко наблюдаемые зимой западные ветры.

В зоне влияния новоземельской боры [289] средняя скорость, наоборот, существенно выше и достигает значений, характерных для некоторых направлений ветра с моря. Следует отметить, что в ряде мест южного побережья (Цып-Наволок, Колгуев Северный и др.) средняя скорость северных и северо-восточных ветров, сравнительно редко наблюдаемых зимой, оказалась самой высокой (10—12 м/с), повторяемость каждого из направлений в отдельности менее 10 %. Наименьшая средняя скорость во всей южной половине моря, кроме

Таблица 3.2

Средняя месячная скорость ветра (первая строка) и среднее квадратическое отклонение (вторая строка), м/с

Станция, период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Нагурское	6,2	6,7	6,1	5,6	5,3	5,2	5,3	5,2	5,6	6,0	6,1	6,0	5,8
1952—1983	1,5	1,7	1,5	1,7	1,1	0,8	0,9	0,9	0,8	1,1	1,5	2,0	1,3
Остров Виктория	6,1	6,5	6,1	5,5	5,1	4,9	4,9	5,2	5,8	6,1	6,2	6,2	5,8
1961—1967, 1969—1983	1,2	1,4	1,2	1,7	0,8	0,8	0,8	0,9	0,7	1,7	1,5	1,4	0,8
Мыс Желания	8,7	8,5	8,3	8,1	7,2	7,1	7,2	7,0	7,6	8,4	8,7	9,0	8,0
1932—1950, 1961—1983	1,5	1,8	1,4	1,6	1,2	1,4	1,2	1,5	1,1	1,1	1,4	1,8	0,6
Остров Надежды	6,0	5,6	5,8	5,0	4,4	4,5	4,4	4,4	5,0	5,4	5,8	6,2	5,2
1947—1979	1,2	1,2	1,2	1,0	0,8	1,0	0,8	1,0	1,0	0,8	1,0	1,2	0,6
Остров Медвежий	8,2	8,4	8,2	7,3	6,6	6,4	6,0	6,2	7,0	7,5	8,2	8,2	7,4
1947—1979	1,0	1,4	1,0	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,6	0,8	0,6	0,4
Цып-Наволок	10,2	10,0	9,2	7,7	6,3	5,6	4,8	5,2	6,4	7,7	8,6	9,4	7,6
1938—1983	1,4	1,2	1,5	1,2	1,0	0,8	0,9	0,8	1,1	1,4	1,4	1,1	0,6
Колгуев Северный	8,6	8,4	7,8	6,9	6,8	6,4	6,0	6,5	7,2	7,9	8,4	8,7	7,4
1934—1983	1,4	1,4	1,2	1,0	1,0	1,3	1,1	1,0	1,3	1,2	1,3	1,3	0,7
Варандей	6,8	6,4	6,2	5,8	5,7	5,4	5,1	5,4	6,0	6,6	6,6	7,0	6,1
1941—1983	1,3	1,3	1,1	1,0	0,7	0,6	0,7	0,8	1,1	1,0	1,0	1,4	0,5
Канин Нос	9,5	9,3	8,2	7,4	7,0	7,1	6,7	6,7	7,5	8,4	9,1	9,5	8,0
1936—1983	1,3	1,6	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,9	1,1	1,2	1,2	0,4

Средняя скорость ветра по направлениям $\bar{V}$ и межгодовая изменчивость скорости σ, м/с

Месяц	Характеристика	Направление ветра							
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Нагурское, 1952—1983 гг.									
Январь	$\bar{V}$	5,6	6,2	6,1	6,7	8,2	6,6	5,7	5,4
	σ	2,1	2,4	2,2	3,2	2,3	1,8	2,3	1,9
Май	$\bar{V}$	5,7	4,8	4,5	5,6	6,4	5,3	5,3	5,5
	σ	1,2	1,5	1,8	2,0	1,6	2,4	1,2	1,3
Июль	$\bar{V}$	4,7	4,3	4,8	6,4	6,8	5,7	5,6	5,0
	σ	1,1	0,9	1,7	1,4	0,7	1,3	0,9	1,0
Октябрь	$\bar{V}$	6,0	6,1	5,4	6,6	7,4	6,3	5,7	5,6
	σ	2,2	2,1	2,2	2,3	2,4	2,2	2,2	2,1
Остров Виктория, 1960—1967, 1969—1984 гг.									
Январь	$\bar{V}$	5,2	5,1	7,6	8,1	7,7	6,7	5,8	6,6
	σ	1,8	1,2	3,8	2,6	2,0	2,1	1,9	1,6
Май	$\bar{V}$	4,6	4,5	5,7	6,2	6,3	5,4	5,2	6,0
	σ	0,9	1,0	1,6	2,0	1,6	1,7	2,2	1,2
Июль	$\bar{V}$	3,7	3,7	4,5	5,8	6,5	5,4	4,7	4,6
	σ	1,3	1,4	1,4	1,6	1,0	1,0	1,1	1,2
Октябрь	$\bar{V}$	6,1	5,9	6,8	7,2	6,7	5,8	6,2	7,2
	σ	2,0	1,7	2,3	2,0	1,5	1,7	2,6	1,8
Мыс Желания, 1951—1983 гг.									
Январь	$\bar{V}$	6,6	5,4	6,4	9,8	10,6	10,5	11,1	9,9
	σ	2,2	2,1	2,3	2,6	2,6	2,6	2,7	2,6
Май	$\bar{V}$	6,1	4,6	4,9	6,9	7,3	6,2	9,6	8,8
	σ	2,2	2,0	2,1	2,3	2,3	2,2	2,6	2,5
Июль	$\bar{V}$	4,2	3,4	4,2	6,2	6,8	8,2	11,1	8,4
	σ	1,9	1,7	1,9	2,2	2,2	2,4	2,7	2,5
Октябрь	$\bar{V}$	8,0	6,4	7,5	9,6	8,5	6,2	8,6	9,8
	σ	2,5	2,3	2,4	2,6	2,5	2,2	2,5	2,6
Цып-Наволок, 1936—1974 гг.									
Январь	$\bar{V}$	11,0	9,7	9,8	8,5	9,2	10,5	10,3	12,6
	σ	3,1	3,4	3,4	2,7	2,6	1,6	1,8	3,3
Май	$\bar{V}$	6,7	5,8	6,4	5,7	4,3	6,1	6,8	7,1
	σ	1,3	2,0	2,2	1,5	1,0	1,4	1,4	1,2
Июль	$\bar{V}$	4,8	4,2	4,7	4,4	3,8	5,9	6,0	6,2
	σ	1,2	1,2	1,3	0,8	1,0	1,8	2,0	1,2
Октябрь	$\bar{V}$	8,9	8,5	6,0	7,3	6,6	7,1	7,3	9,3
	σ	2,6	3,1	2,6	2,0	1,4	1,8	1,9	2,5
Канин Нос, 1942—1952, 1956—1980 гг.									
Январь	$\bar{V}$	9,2	9,9	8,2	8,8	10,5	10,6	8,5	8,9
	σ	2,7	3,2	2,8	1,9	1,7	1,8	2,5	2,9
Май	$\bar{V}$	6,6	7,4	8,3	8,1	7,9	6,1	5,2	5,4
	σ	1,5	1,2	2,0	1,9	1,1	1,1	1,3	1,1
Июль	$\bar{V}$	6,2	7,0	7,0	6,8	7,0	4,2	4,3	5,0
	σ	1,5	1,7	1,6	1,6	1,0	1,5	1,6	1,4
Октябрь	$\bar{V}$	9,5	9,0	6,9	6,2	9,0	9,3	7,7	8,6
	σ	1,9	2,1	3,0	2,2	2,0	2,0	1,6	2,0

Месяц	Характеристика	Направление ветра							
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Варандей, 1945—1980 гг.									
Январь	$\bar{V}$	5,8	6,0	5,0	4,9	7,0	8,5	9,2	6,6
	σ	1,8	2,0	2,3	1,5	1,8	1,5	3,4	2,2
Май	$\bar{V}$	5,6	6,3	6,2	4,7	4,6	5,4	6,4	5,9
	σ	1,1	1,2	1,3	1,4	1,4	1,2	1,5	1,1
Июль	$\bar{V}$	4,6	5,3	5,0	4,3	4,5	4,7	5,7	5,5
	σ	1,0	1,1	1,4	1,0	1,5	1,3	1,5	1,2
Октябрь	$\bar{V}$	7,5	6,9	5,1	5,0	6,3	7,3	7,8	7,4
	σ	1,8	2,0	1,3	1,3	1,4	1,2	1,9	2,0

Примечание. По станциям Мыс Желания, Цып-Наволок, Варандей средняя скорость по некоторым направлениям ветра отличается на 1 м/с от приведенных на рис. 3.1 вследствие использования наблюдений последних лет.

районов, примыкающих к Новой Земле, свойственна ветрам восточной четверти.

Весной в связи с перестройкой поля давления изменяется и направление преобладающего ветрового потока, увеличивается повторяемость ветров с северной составляющей (см. рис. 3.1 *б*). На большей части моря в это время наблюдаются северо-западные и северные ветры.

В северном и северо-западном районах моря повторяемость направлений ветра в мае еще в значительной степени сохраняет зимний характер — заметно высокой остается повторяемость восточных ветров. К этому времени сокращается число североатлантических циклонов, перемещающихся на Баренцево море. Средняя месячная скорость ветра уменьшается до 4—5 м/с на северо-западе и до 6—7 м/с — на остальной части моря. В районах открытого моря нет существенной разницы в средней скорости ветра отдельных направлений. Она равна 6—7 м/с. На побережье, вследствие влияния орографии, ориентации береговой линии и по другим причинам, наблюдается усиление ветров определенных направлений [399], что отражается на средней скорости.

Летом над исключительно однородной и холодной подстилающей поверхностью моря образуется малоградиентное поле высокого давления, в связи с чем почти над всем морем господствуют однородные ветровые условия с преобладанием воздушных потоков с северной половины горизонта и только в западной части моря (в июле) нередки также западные ветры (см. рис. 3.1 *в*). Средняя месячная скорость ветра около 6 м/с, на севере — около 5 м/с. При этом средняя скорость ветра западного направления несколько выше.

Осенью происходит активизация ветровой деятельности в связи с увеличением количества циклонов, перемещающихся в район Баренцева моря. Сокращается повторяемость ветров северных направлений, чаще отмечаются ветры, характерные для зимы, хотя повторяемость их меньше, чем зимой (см. рис. 3.1 *г*). К октябрю средняя скорость ветра возрастает до 7 м/с, а на западе моря до 8 м/с и более. Наибольшая средняя скорость свойственна преимущественно тем же направлениям ветра, что и в зимний период. Разность между наибольшей и наименьшей средней скоростью ветра по румбам в удаленных от побережий районах моря составляет обычно 2—3 м/с, а на побережье — возрастает до 4—5 м/с.

Рассмотренная выше средняя картина сезонной повторяемости направлений ветра над морем подвержена межгодовым изменениям в соответствии с колебаниями циркуляции атмосферы. Однако проанализировать эту изменчивость можно лишь по наблюдениям береговых станций.

Наибольшие средние квадратические отклонения повторяемости отмечаются у преобладающих направлений ветра в сезоне, а наименьшие — у тех, что имеют небольшую повторяемость (табл. 3.1). Относительные межгодовые изменения повторяемости ветра (коэффициент вариации — C_v) колеблется от 0,4 до 1,0.

Межгодовые изменения средней скорости по направлениям подвержены еще меньшим изменениям, чем повторяемости направлений. Коэффициенты вариации их редко достигают 0,4—0,5. При этом средняя скорость преобладающих направлений ветра изменяется от года к году в меньшей степени, чем средняя скорость наиболее сильных ветров, но имеющих относительно небольшую повторяемость. Так, например, средние квадратические отклонения средней скорости ветра юго-западного и западного направлений, которые в январе в Цып-Наволоке преобладают и отмечаются в 74 % случаев, составляют всего 1,6—1,8 м/с, в то время как у наиболее сильных ветров северо-западного и северного направлений они почти в 2 раза больше (3,1—3,3 м/с), хотя суммарная повторяемость этих направлений составляет всего 19 % (табл. 3.3). Менее четко выраженные закономерности в многолетней изменчивости средней скорости наблюдаются у ветров тех направлений, у которых и средняя скорость, и повторяемость небольшая. В связи с этим различен также вклад ветров разных направлений в многолетнюю изменчивость средней месячной скорости ветра (рис. 3.2—3.6).

На севере моря (ст. Нагурское) высокая средняя месячная скорость ветра зимой наблюдается в годы, когда возрастает повторяемость ветров преобладающих направлений, южного и юго-восточного, которые характеризуются наибольшей средней

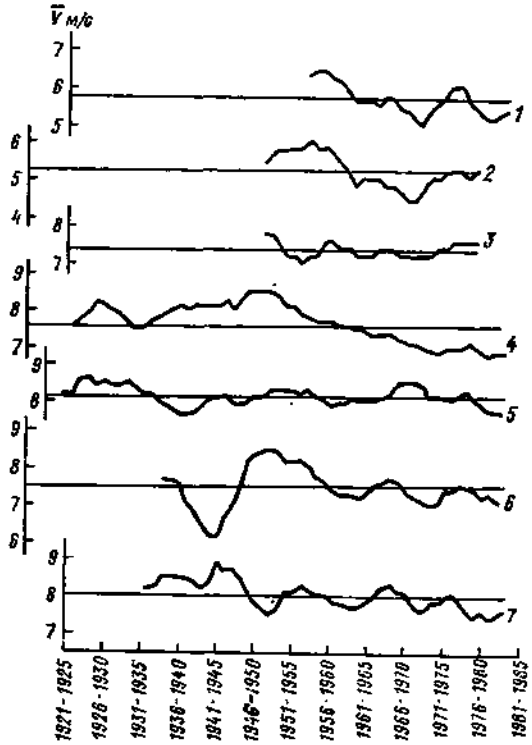
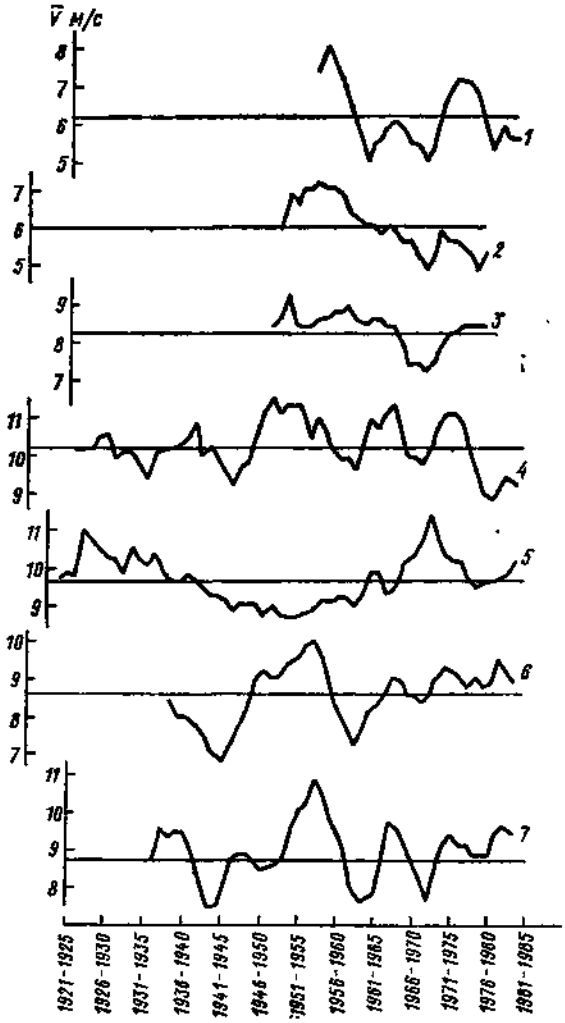


Рис. 3.2. Многолетний ход средней скорости ветра. Год.

1 — Нагурское; *2* — Остров Надежды; *3* — Остров Медвежий; *4* — Цып-Наволок; *5* — Канин Нос; *6* — Колгуев Северный; *7* — Мыс Желания.



скоростью (8—7 м/с). Вклад восточного румба с относительно слабыми скоростями отрицателен, т. е. в зимы с повышенной повторяемостью восточных ветров средняя месячная скорость падает, как это было в январе во второй половине 50-х и 70-х годов, и наоборот (см. рис. 3.3). Многолетние изменения скорости ветра, происходящие в зимние месяцы, определяют также ход средней годовой скорости, так как зимний режим более продолжителен, чем другие, и является преобладающим в году (см. рис. 3.2).

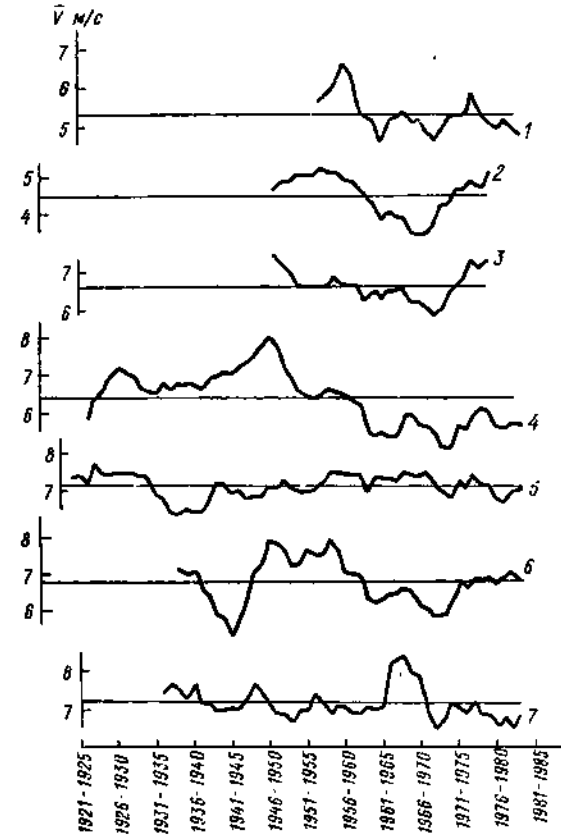


Рис. 3.4. Многолетний ход средней месячной скорости ветра. Май.

Усл. обозначения см. рис. 3.2.

В южной части моря за последние 60 лет (1920—1980) наблюдалось несколько периодов роста и падения средней месячной и годовой скорости ветра, которые имели место или на всей акватории моря и во все сезоны года, как это было при повышении в 50-е годы (кроме ст. Канин Нос в январе и декабре), или они четко проявились только в некоторых районах и в определенные месяцы, как рост в начале 70-х годов (см. рис. 3.3—3.6). Увеличение средней скорости ветра в многолетнем ходе в южной части моря было вызвано чаще ростом не только повторяемости, но и скорости ветров, причем не одного, а нескольких направлений. Периоды повышений и понижений сред-

Рис. 3.3. Многолетний ход средней скорости ветра. Январь.

Усл. обозначения см. рис. 3.2.

ней скорости ветра хорошо согласуются по времени с периодами увеличения и уменьшения повторяемости штормовых ветров со скоростью свыше 15 м/с.

Согласованность многолетних изменений средней скорости ветра и повторяемости сильных ветров свыше 15 м/с лучше проявляется в зимние месяцы, так как доля сильных ветров в суммарной повторяемости скоростей различных градаций зи-

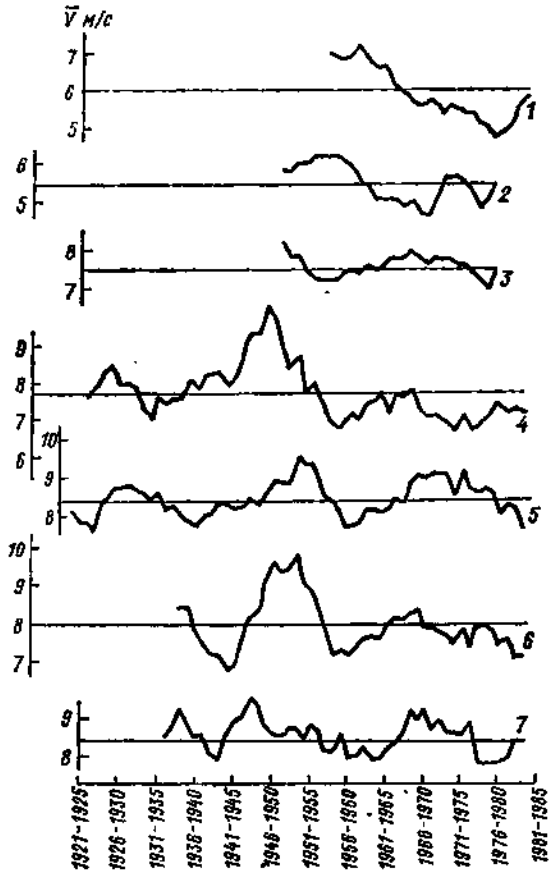


Рис. 3.5. Многолетний ход средней месячной скорости ветра. Июль.

Усл. обозначения см. рис. 3.2.

мой больше, чем в другие сезоны. Об этом же свидетельствуют и значения коэффициентов корреляции (табл. 3.4) между указанными характеристиками ветра, отражающие тесноту связи между ними. Зимой эта связь оценивается коэффициентом корреляции выше 0,80, а летом (в августе) — в 4 раза меньше. Следует отметить также, что с середины 70-х годов средняя скорость ветра на большей части моря ниже средней многолетней (см. рис. 3.2). В некоторых районах процесс понижения скорости ветра отмечается в течение длительного периода, а именно, со времени повышения его в 50-х годах (Цып-Наволок, Колгуев Северный).

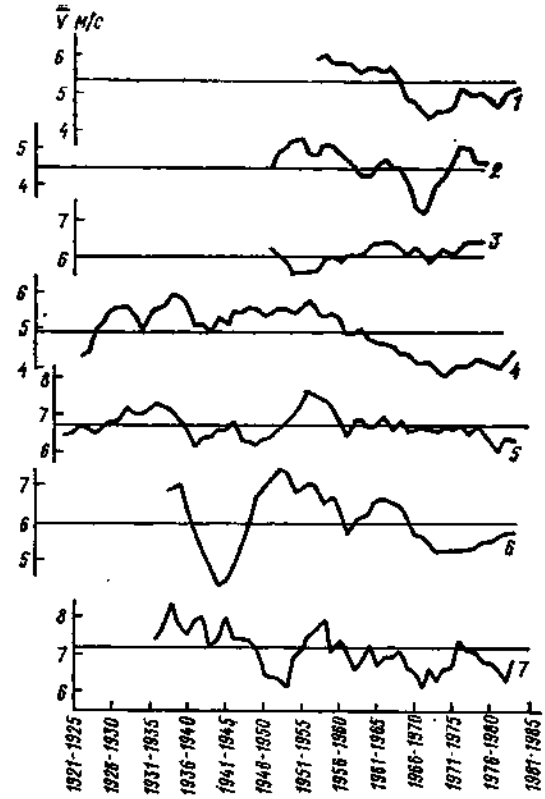


Рис. 3.6. Многолетний ход средней месячной скорости ветра. Октябрь.

Усл. обозначения см. рис. 3.2.

3.2. Повторяемость ветров различной силы

Наиболее частыми ветрами при всех направлениях зимой являются ветры со скоростью 6—10 м/с. Тихая погода со скоростями до 5 м/с на большей части моря наблюдается в 20—30 % случаев (рис. 3.7). Вдоль юго-восточных берегов моря повторяемость слабых ветров несколько увеличивается (до 30—40 %). Значительные пространственные изменения претерпевает она на западе моря. Южнее о. Медвежий слабые ветры отмечаются менее чем в 20 % времени, а к северу от него повторяемость их быстро возрастает и достигает 50 % и более в районах, прилегающих к о. Восточный Шпицберген.

Интересно отметить, что повторяемость слабых ветров у западного побережья арх. Новая Земля больше, чем у Мурманского побережья, несмотря на частое возникновение новоземельской боры. Маловетреная погода наблюдается здесь зимой в 30—33 % времени, перемежаясь периодами усиления ветра, причем в половине случаев (16 %) слабые скорости ветра отмечаются при тех же направлениях (восточном и юго-восточном), при которых возникает сильный порывистый ветер-бора. Реже всего здесь слабые ветры направлены со стороны моря, т. е. с западной четверти горизонта. У по-

Таблица 3.4

Коэффициенты корреляции между средней скоростью и повторяемостью сильных ветров (>15 м/с). Цып-Наволок

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Коэффициент	0,84	0,82	0,88	0,77	0,58	0,39	0,42	0,20	0,33	0,82	0,81	0,78	0,71

бережья Кольского полуострова маловетреная погода со скоростью до 5 м/с зимой возможна в среднем в 15—20 % случаев и наблюдается преимущественно при ветрах южных направлений (Ю, ЮВ, ЮЗ).

как правило, хорошо согласуются с наблюдениями за ветром в море на расстоянии около 300 км от берега. Орографическое искажение (возмущение) воздушного потока особенно резко проявляется при большой скорости ветра (рис. 3.9). Известно уси-

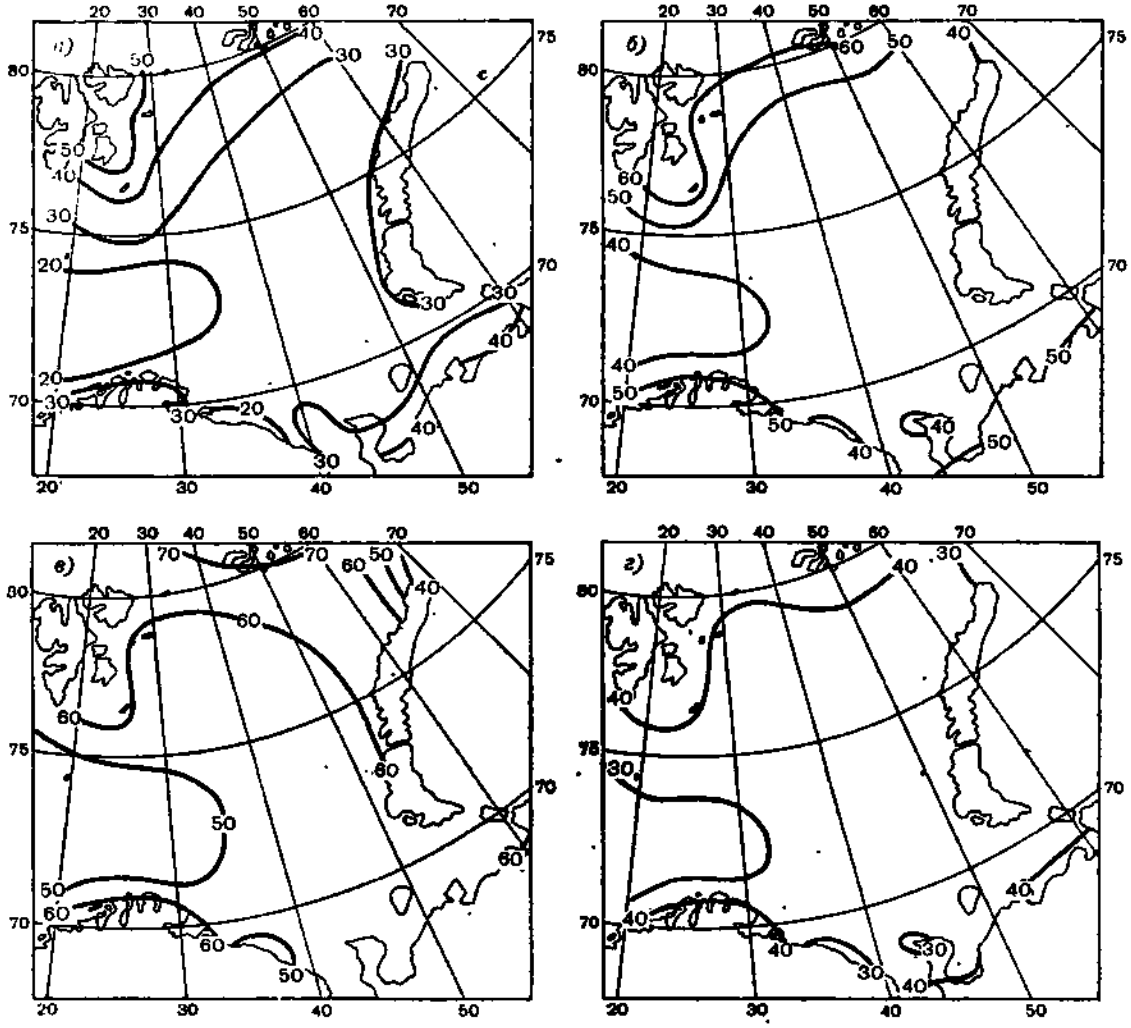


Рис. 3.7. Повторяемость слабых ветров (≤5 м/с), %.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

На долю скоростей ≥11 м/с в районах открытого моря зимой приходится около 30—40 % (рис. 3.8). Это значит, что около 17—20 дней в месяце ветер с указанной скоростью дует в течение части или целых суток. В северо-западной и юго-восточной частях моря их повторяемость уменьшается до 20 % и менее. Однако выделяются районы с повышенной повторяемостью указанных скоростей. На юго-западе моря вдоль оси зимней барической ложбины, а также около о. Южный арх. Новая Земля повторяемость скорости ≥11 м/с превышает 40 %, а у побережья Мурмана такие скорости наблюдаются зимой почти в половине всех случаев (45—55 %), вследствие чего средняя месячная скорость ветра в декабре—феврале достигает здесь самых высоких значений (около 11 м/с), а число дней с указанной скоростью составляет 21—30 в месяц.

Исследованием [14] установлено, что при скорости ветра до 5 баллов (8—11 м/с) показания береговых станций южной части Баренцева моря,

ление ветра при движении воздуха по касательной к выпуклой береговой линии при расположении суши справа от потока [47, 313], которое проявляется у Канина Носа при ветрах южного и юго-восточного направлений, у Святого Носа — при западном и северо-западном ветрах. Кроме того, на ст. Канин Нос происходит дополнительное ускорение юго-восточного ветра за счет гравитационного стока воздуха по склону хребта к морю [51]. В губах и заливах Кольского полуострова с ориентацией близкой к меридиональной наблюдается усиление преобладающих зимой ветров с континента — южного и юго-западного направлений.

Немаловажную роль играет термический контраст между сушей и теплым морем. Зимой, при прочих равных условиях, штормы юго-западного направления у побережья достигают особенно большой силы в том числе, когда над сушей температура воздуха ниже, чем над морем [119]. В результате влияния всех указанных причин повторяемость сильных ветров ≥15 м/с у побережья Мур-

мана превышает 15 % (см. рис. 3.9). Так же часто сильные ветры наблюдаются в районе моря между северной оконечностью Скандинавии и о. Медвежий, где они связаны преимущественно с западным и северо-западным направлениями. В центральной части южной половины моря (квадраты XIII—XV) в 88 % случаев усиление ветра происходит при восточном и юго-восточном направлениях. В прилегающем к острову квадрате XVII сильные ветры $\geqslant$15 м/с возможны чаще при северном и северо-западном направлениях и реже при юго-восточном (табл. 3.5). По данным работы [399], радиус дей-

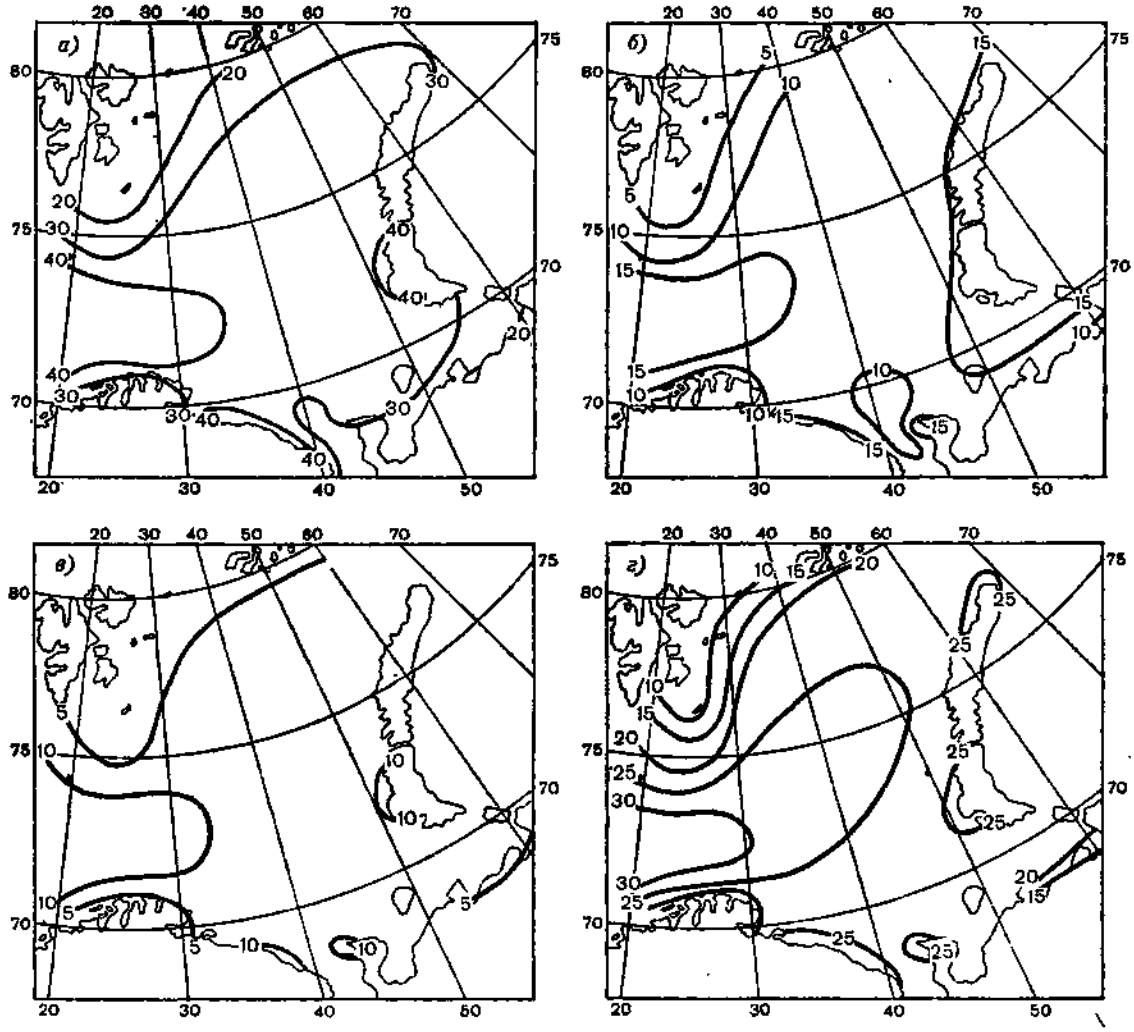


Рис. 3.8. Повторяемость скорости ветра $\geqslant$11 м/с, %.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

скорость ветра $\geqslant$15 м/с отмечается в 10—15 % случаев, чаще при южном и юго-западном направлениях (табл. 3.5).

В северо-западной части моря такая скорость сравнительно редка (5 %) и наиболее вероятна при преобладающих зимой северных и северо-восточных ветрах.

В соответствии с годовыми изменениями в барическом поле и в циркуляции атмосферы весной повторяемость слабых ветров возрастает на большей части моря до 40—50 %, а в северных районах даже до 50—60 % (см. рис. 3.7). Уменьшается повторяемость сильных ветров (см. рис. 3.8, 3.9). В южной половине моря последние возникают чаще при северном и северо-западном направлениях. В мае повторяемость скорости ветра 15 м/с и более на акватории моря составляет 1—4 % (см. рис. 3.9). На побережье Новой Земли она остается еще высокой (более 10 %) и связана в основном с возникновением новоземельской боры, так как ствия новоземельской боры в сторону моря в среднем не превышает 25 км. Для сравнения отметим, что на Черном море во время действия новороссийской боры (со скоростью 30 м/с) происходит усиление ветра до 15 м/с в открытом море на расстоянии 150 км от берега [241].

Летом над морем преобладают слабые ветры до 5 м/с, повторяемость их на большей части моря в июле равна 50—60 %. Скорости $\geqslant$11 м/с наблюдаются в 5—10 % случаев, из них на долю сильных ветров $\geqslant$15 м/с приходится всего лишь около 1—2 %. Сильные ветры почти на всем море летом наблюдаются при северных румбах и только в районе Нордкап—Медвежий еще и при западном направлении. Уменьшается повторяемость сильных ветров у побережья Новой Земли (до 2—5 %), но, как и в другие сезоны, они наблюдаются главным образом при возникновении боры — в 88—89 % случаев сильные ветры имеют восточные и юго-восточное направления.

Осенью в связи с увеличением горизонтального барического градиента, началом сезонной активности атмосферной циркуляции уменьшается повторяемость слабых ветров. В октябре они наблюдаются в 30—40 % случаев, т. е. реже, чем в мае. Почти в 3—4 раза по сравнению с летом возрастает повторяемость скорости ⩾11 м/с (до 20—30 %). Из них на долю сильных ветров ⩾15 м/с приходится 5—10 %. Наиболее вероятны сильные ветры при западном направлении в районе Нордкап—Медвежий, при северо-западном — в районе Центральной возвышенности и Мурманской банки и при ветрах восточной четверти — в Печорском море. В районах моря, прилегающих к Шпицбергену, сильные ветры, как и зимой, наиболее вероятны при преобладающих ветрах северного и северо-восточного румбов (квадраты I, II). Многолетняя повторяемость скорости ветра ⩾11, 15 м/с в среднем за год близка по своим значениям и по закономерностям пространственного распределения к данным в осенний период (рис. 3.10, 3.11).

Годовой ход повторяемости сильных ветров по береговым станциям (табл. 3.6) соответствует ходу средней месячной скорости ветра, рассмотренной в предыдущем разделе. Средние квадратические отклонения повторяемости сильных ветров, характеризующие ее межгодовую изменчивость, свидетельствуют, что в зимние месяцы повторяемость скорости ⩾15 м/с претерпевает особенно значительные

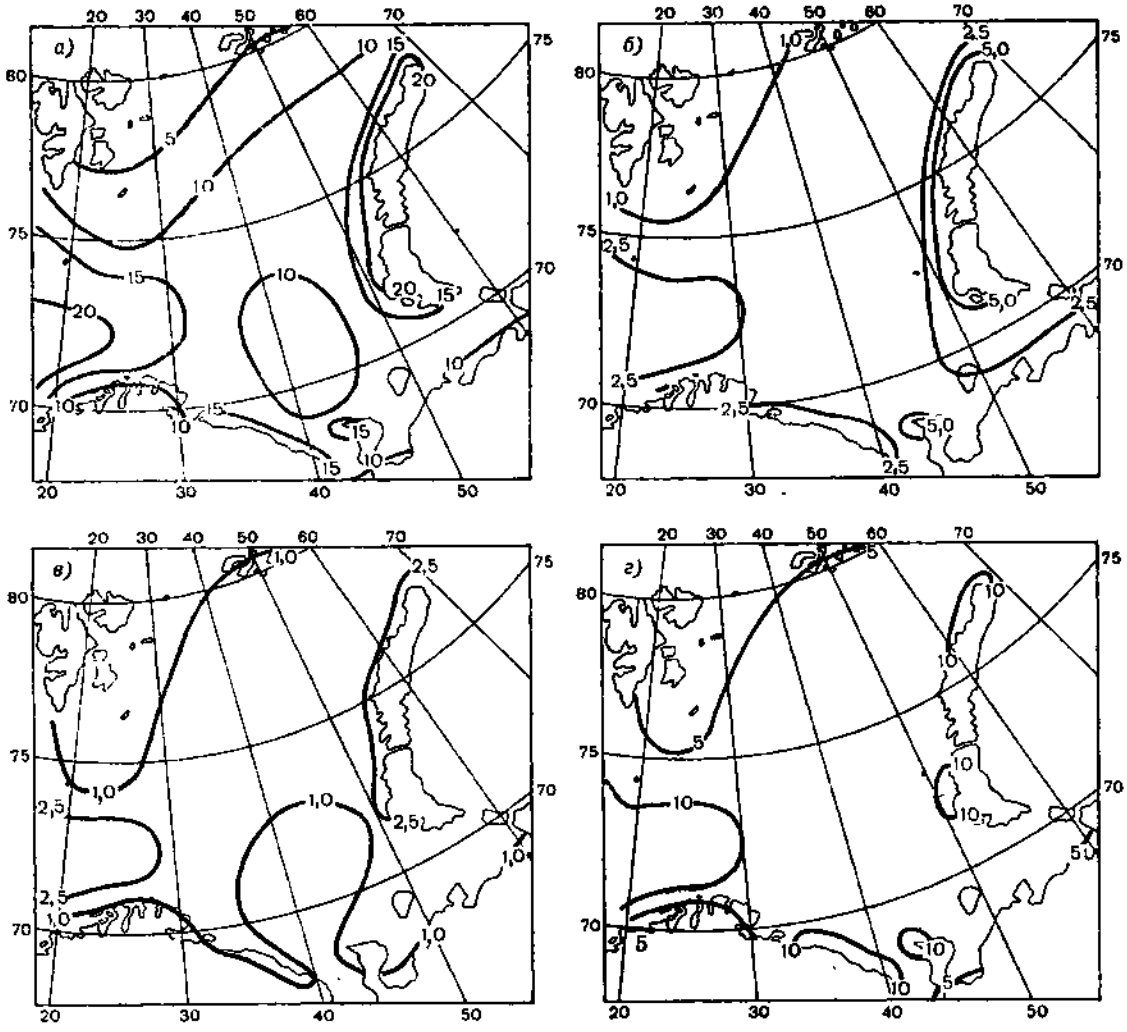


Рис. 3.9. Повторяемость скорости ветра ⩾15 м/с, %.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

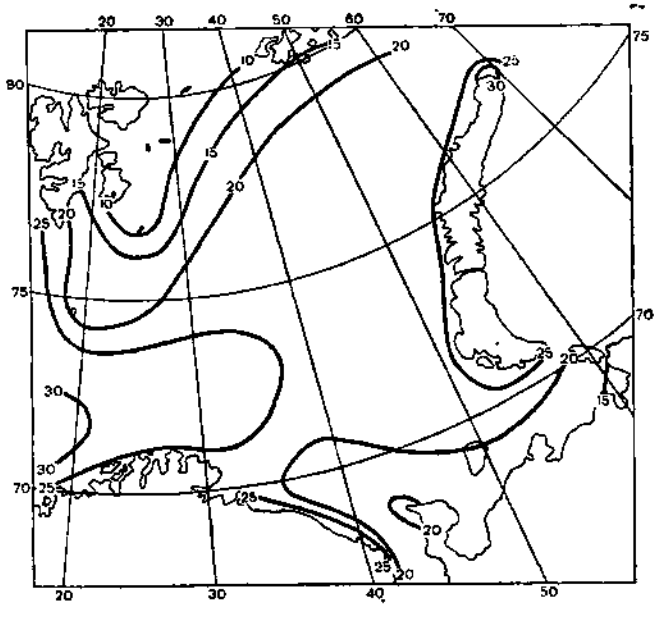


Рис. 3.10. Повторяемость скорости ветра ⩾11 м/с. Год, %.

изменения от года к году. Среднее квадратическое изменение составляет около 50—85 % от многолетнего среднего значения повторяемости. В теплое время года межгодовые изменения невелики, но по абсолютному значению они приблизительно в 1,5 раза превышают среднюю повторяемость сильных ветров.

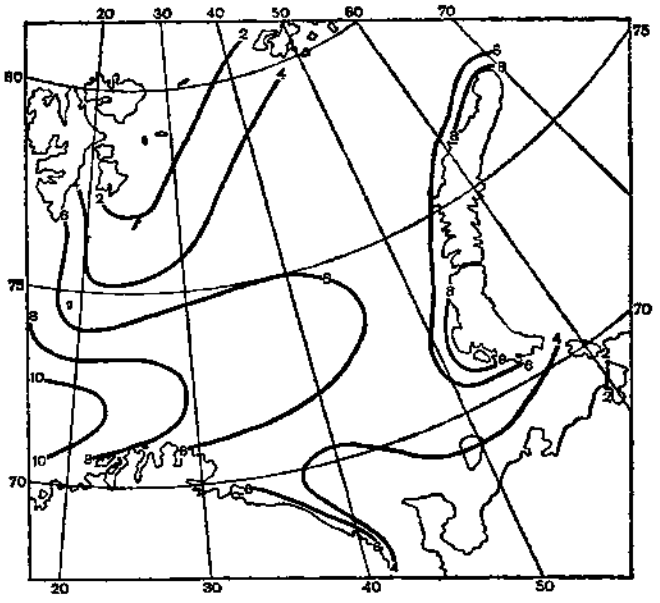


Рис. 3.11. Повторяемость сильных ветров (≥15 м/с). Год, %.

Таблица 3.5

Условная повторяемость скорости ветра ≥15 м/с по направлениям. Открытые районы моря, % числа наблюдений в румбе за сезон

Сезон	Направление ветра								Все направления
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Квадрат I									
Зима	5,0	19,3	19,0	15,4	4,2	4,2	3,7	5,5	11,7
Весна	1,7	6,2	3,6	0,5	1,1	3,7	4,4	4,5	3,2
Лето	2,2	10,8	6,0	3,5	2,1	1,7	5,2	3,8	4,8
Осень	5,3	11,2	9,0	7,1	4,2	4,8	5,3	8,4	6,8
Год	4,2	11,5	8,4	7,3	2,3	2,8	4,7	3,3	6,2
Квадрат II									
Осень	5,6	2,8	2,8	1,7	1,1	1,7	1,3	1,0	2,3
Квадрат IX									
Лето	1,4	0,6	0,04	0,2	1,0	1,7	1,4	2,2	1,2
Квадрат X									
Зима	10,9	11,3	14,8	12,0	10,9	20,0	22,0	16,2	14,8
Весна	2,2	5,5	5,0	1,0	1,4	2,5	2,2	3,3	3,4
Лето	2,3	4,5	3,4	1,5	1,8	3,9	3,3	3,7	1,5
Осень	6,9	7,2	5,6	2,4	5,6	9,2	9,3	5,2	6,9
Год	6,6	8,3	8,5	6,6	6,1	12,0	12,0	9,0	9,0
Квадрат XI									
Зима	11,4	13,5	13,9	14,0	7,6	13,5	25,0	14,4	14,0
Весна	2,5	2,6	6,5	1,6	4,1	3,3	4,2	4,1	3,5
Лето	2,3	2,4	3,4	1,0	1,9	3,4	3,0	1,9	2,8
Осень	5,5	10,0	6,6	6,0	4,5	10,0	12,0	8,7	8,0
Год	6,6	7,5	8,4	8,7	5,0	10,0	10,2	7,6	8,7
Квадрат XII									
Зима	10,1	7,0	12,8	13,0	8,9	10,9	19,0	19,0	12,8
Весна	1,7	2,0	4,4	3,1	1,3	1,3	3,7	3,1	3,0
Лето	1,2	0,8	2,2	1,5	0,6	2,6	4,5	2,6	1,3
Осень	7,5	8,7	5,3	6,2	5,6	7,5	7,5	10,9	7,0
Год	7,7	6,0	6,9	7,7	6,9	8,5	11,5	12,1	8,5
Квадрат XIV									
Зима	6,5	5,5	7,0	8,5	9,1	9,7	8,0	8,3	8,0
Весна	2,9	1,3	2,3	0,8	1,2	1,4	3,1	2,5	1,9
Лето	2,7	1,2	0,6	0,8	0,2	0,2	1,4	1,8	1,2
Осень	5,0	5,8	3,7	3,7	2,6	2,4	4,2	2,4	4,2
Год	5,1	3,9	5,3	5,1	6,5	7,3	6,0	5,1	5,3
Квадрат XV									
Зима	6,6	5,1	8,0	8,0	10,8	8,0	8,0	10,8	8,0
Весна	1,8	1,3	2,1	1,0	0,8	0,8	1,9	3,9	1,7
Лето	1,2	0,6	1,2	0,6	0,3	0,3	1,2	0,9	0,9
Осень	4,7	6,6	6,6	8,5	4,7	3,0	4,7	6,0	4,7
Год	5,0	4,0	6,1	7,0	8,0	8,0	5,1	7,0	6,1
Квадрат XVI									
Зима	5,0	2,5	10,4	8,5	10,6	13,0	8,1	6,4	8,1
Весна	2,0	1,1	1,6	1,6	0,9	1,1	1,1	1,6	1,6
Лето	1,2	0,9	0,7	0,5	0,6	0,2	1,1	1,6	1,1
Осень	5,7	4,6	7,2	9,0	5,5	2,9	4,2	4,2	5,7
Год	3,4	2,0	6,8	6,8	8,0	5,6	5,1	3,9	5,1
Квадрат XVII									
Зима	2,0	14,2	29,0	12,0	6,7	24,0	5,5	8,7	20,1
Весна	1,2	0,4	0,1	0,7	0,3	0,4	0,5	0,8	0,5
Лето	1,7	0,9	1,2	1,9	1,0	0,8	0,8	1,2	1,2
Осень	2,5	3,6	4,0	5,7	6,5	5,1	4,8	4,1	4,6
Год	3,0	3,0	10,9	6,9	4,1	3,3	2,4	3,3	4,6
Квадрат XIX									
Зима	5,9	4,4	5,4	4,2	5,0	7,0	8,0	6,5	6,0
Весна	1,4	0,7	1,4	0,9	0,3	0,3	1,0	1,6	1,0
Лето	1,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3	0,6	1,2	0,6
Осень	4,4	2,7	3,2	1,5	2,6	3,5	4,5	6,0	3,5
Год	2,8	2,0	2,4	1,7	2,4	4,2	4,3	3,5	2,8
Квадрат XX									
Зима	2,6	2,5	1,9	1,8	3,0	3,0	2,8	6,0	2,8
Весна	0,4	1,0	0,4	0,1	0,1	0,2	0,2	0,8	0,4
Лето	0,6	0,5	0,4	0,2	0,1	0,2	0,4	0,5	0,4
Осень	4,0	2,9	2,0	1,6	2,3	3,0	3,0	5,0	3,0
Год	2,0	1,7	1,3	1,0	1,7	1,6	2,3	3,7	1,9
Квадрат XXI									
Зима	4,5	4,4	6,3	7,0	8,3	12,2	4,5	6,3	7,0
Лето	1,4	1,5	1,4	0,5	0,5	0,8	1,3	1,3	1,1
Осень	5,0	4,2	5,0	4,7	7,5	12,0	4,3	4,3	5,4
Год	3,5	3,5	4,0	3,8	5,4	9,5	4,0	4,5	4,5
Квадрат XXII									
Зима	2,1	1,2	8,9	3,2	8,8	8,8	5,6	5,6	8,9
Лето	2,8	1,9	1,7	0,5	0,6	0,6	2,3	2,3	1,5
Осень	4,0	3,2	4,7	4,0	4,7	4,0	2,5	2,5	3,3
Год	2,8	2,6	2,8	2,8	4,3	5,2	3,1	3,3	3,4
Квадрат XXIII									
Теплый период	3,0	4,0	1,0	2,4	1,8	5,3	3,0	4,2	3,0

Таблица 3.6

Повторяемость скорости ветра выше 15 м/с (первая строка) и среднее квадратическое отклонение повторяемости (вторая строка), %

Станция, период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Нагурское	5,2	5,4	4,7	2,5	1,0	0,5	0,6	0,6	1,2	2,7	4,6	3,6	2,8
1952—1983	4,6	4,9	4,6	2,5	1,1	0,8	1,0	1,1	1,5	2,9	4,2	3,6	1,6
Мыс Желания	15,4	14,1	13,1	11,7	6,3	6,7	7,3	6,5	7,2	10,8	12,2	14,8	10,5
1932—1983	6,6	8,3	7,5	7,0	5,2	5,8	5,6	5,5	5,3	5,7	6,5	9,1	2,6
Остров Надежды	6,0	4,4	4,2	2,8	0,6	1,0	0,4	0,2	1,1	2,2	3,6	6,0	2,8
1949—1979	4,8	4,7	4,1	3,5	1,2	2,8	0,8	0,9	1,2	2,4	4,0	5,5	1,8
Остров Медвежий	14,5	13,3	9,8	6,1	2,6	1,4	1,1	1,1	3,9	7,3	9,8	10,4	6,8
1949—1979	8,5	9,2	6,7	5,7	3,5	1,7	1,3	1,6	4,2	4,1	5,3	6,4	2,5
Цып-Наволок	17,8	15,0	12,4	5,4	2,0	1,4	0,7	1,1	3,1	6,1	9,9	12,9	7,3
1922—1983	9,9	7,8	9,4	4,7	2,8	1,9	1,3	1,7	4,0	5,8	7,4	8,2	3,1
Колгуев Северный	12,8	11,9	8,5	5,8	4,5	3,5	2,6	3,0	7,1	9,3	11,7	12,3	7,8
1941—1982	8,8	9,7	8,5	5,5	6,0	5,4	4,4	2,9	6,7	6,6	8,3	9,5	5,0
Канин Нос	18,3	13,6	9,2	6,6	4,6	3,7	2,4	2,8	6,2	9,8	13,6	15,6	8,9
1920—1983	9,3	8,1	6,9	4,4	4,1	2,8	3,1	3,5	4,9	5,7	7,5	8,5	3,3

В многолетних колебаниях характеристик ветрового режима проявляются естественные изменения в циркуляции атмосферы, которая является основным и наиболее динамичным фактором, играющим главную роль в формировании режима ветра. На основе анализа многолетнего хода повторяемости и продолжительности действия всех типовых элементарных циркуляционных механизмов северного полушария [109, 110] сделан вывод о наличии в природе циркуляционных эпох, характеризующихся сравнительно однородным циркуляционным режимом, вследствие преобладания определенных форм циркуляции, которым соответствуют также периоды повышенной или пониженной ветровой активности. Так, в первые десятилетия 20-го века преобладали меридионально направленные процессы, а затем они значительно ослабли, и заметно возросли продолжительность действия и повторяемость зональных процессов. Смена циркуляционного режима произошла в 20—30-е годы, а затем наметился перелом в 50-е годы, о чем свидетельствовали резкие колебания погоды. Высказано предположение, что возможен ход колебаний с зональной и меридиональной циркуляцией с 20—25-летним периодом.

Нет необходимости делать непосредственное сопоставление многолетнего хода характеристик ветрового режима с ходом циркуляции, так как один и тот же тип (или разновидность типа) циркуляции в разных районах обусловливает различную погоду. Неодинаковым может быть также эффект действия одной и той же формы циркуляции в разных сезонах.

На кривых многолетнего хода повторяемости скоростей ветра более 15 м/с на побережье и островах Баренцева моря с 1920 по 1983 г. (рис. 3.12—3.16) выделяются три периода с повышенной повторяемостью сильных и штормовых ветров на рубежах: 20—30, 40—50 и 60—70-х годов. В такие периоды имеет место резко выраженная тенденция к преобладанию штормовых лет, но не исключена возможность и отдельных лет с относительно слабыми ветрами. Точно так же в периоды преобладания слабой скорости ветра могут наблюдаться годы с большой повторяемостью сильных и штормовых ветров. Из указанных трех периодов наиболее высокая повторяемость сильных и штормовых ветров в западной части моря наблюдалась на границе 40—50-х годов, а в восточной — в середине 50-х. Последнее повышение было менее значительным повсеместно, и поэтому за последние 30—35 лет, т. е. со времени второго повышения, а на некоторых станциях и с 20—30-х годов, наблюдается общая тенденция к понижению повторяемости сильных ветров. Таким образом в многолетнем ходе

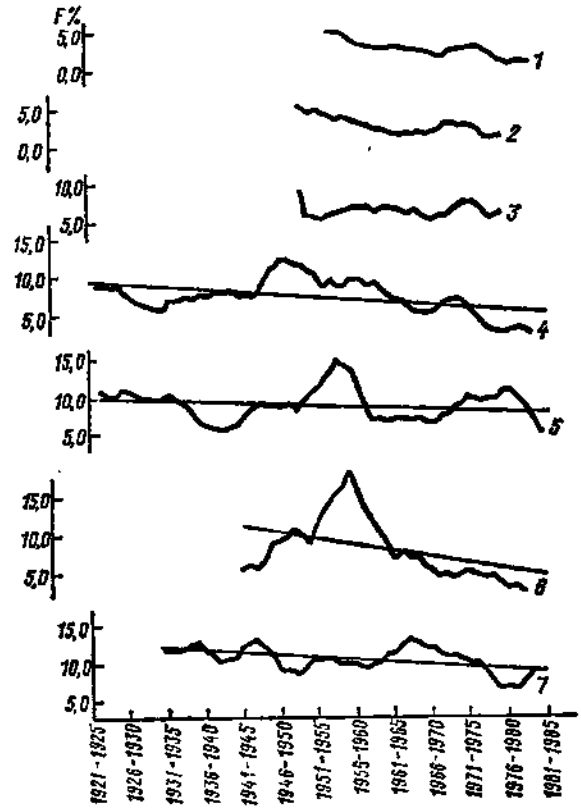


Рис. 3.12. Многолетний ход повторяемости ветра ≥ 15 м/с. Год.

1 — Нагурское; *2* — Остров Надежды; *3* — Остров Медвежий; *4* — Цып-Наволок; *5* — Канин Нос; *6* — Колгуев Северный; *7* — Мыс Желания.

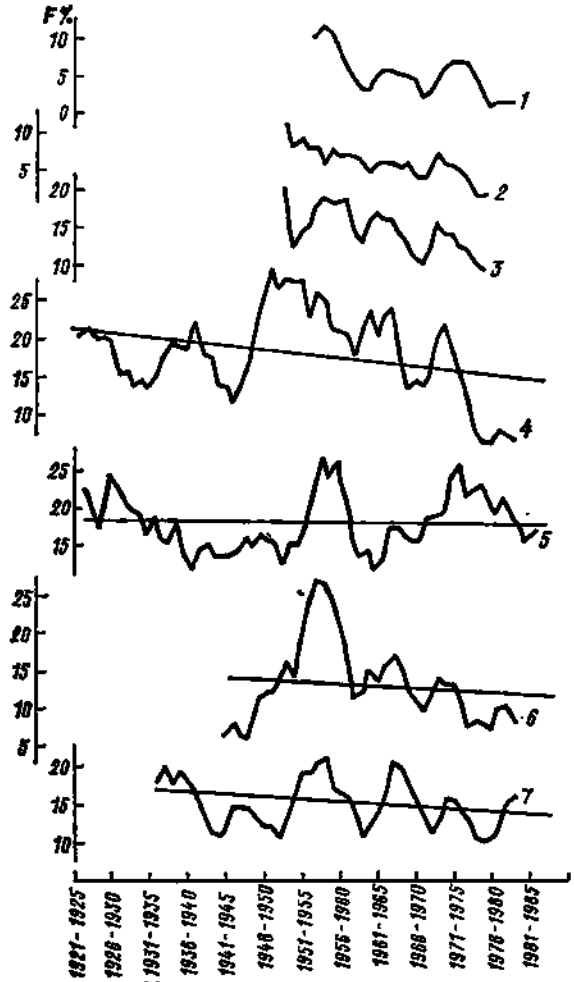


Рис. 3.13. Многолетний ход повторяемости ветра $\geqslant$ 15 м/с. Январь.

Усл. обозначения см. рис. 3.12

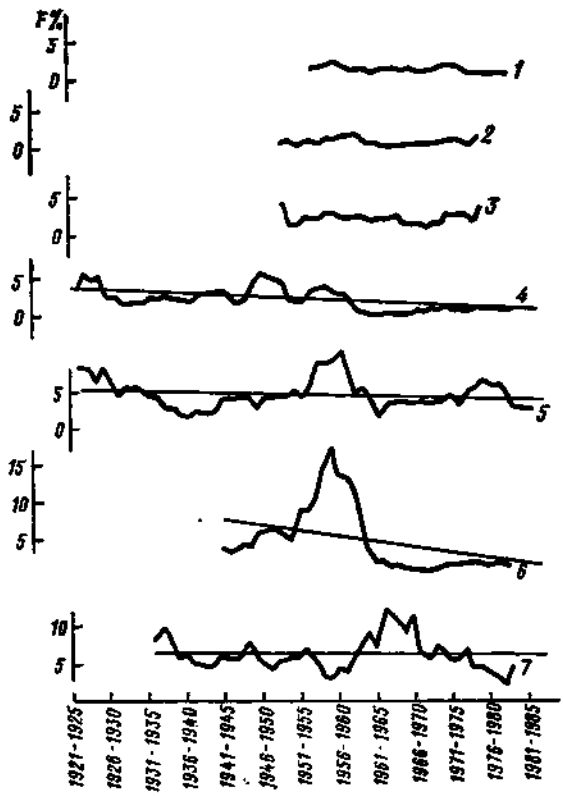


Рис. 3.14. Многолетний ход повторяемости ветра $\geqslant$ 15 м/с. Май.

Усл. обозначения см. рис. 3.12.

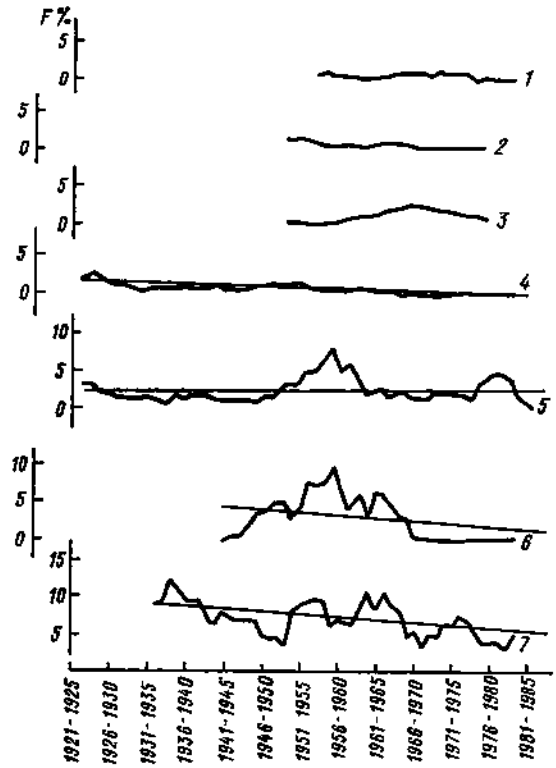


Рис. 3.15. Многолетний ход повторяемости ветра $\geqslant$ 15 м/с. Июль.

Усл. обозначения см. рис. 3.12.

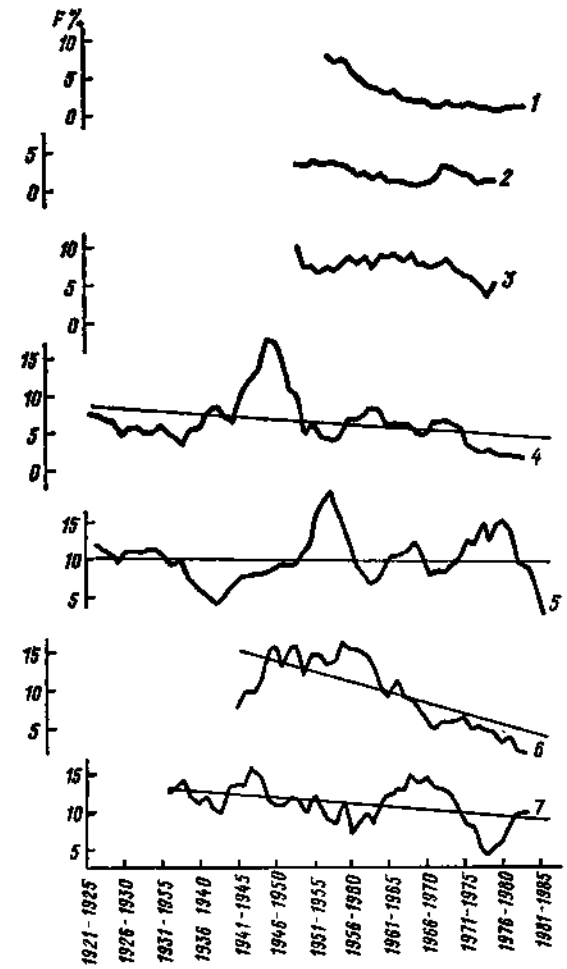


Рис. 3.16. Многолетний ход повторяемости ветра $\geqslant$ 15 м/с. Октябрь.

Усл. обозначения см. рис. 3.12.

повторяемости сильных и штормовых ветров за период с 1920 по 1980 г. имеет место отрицательный линейный тренд, в среднем равный 0,8—1,0 % за 10 лет.

В первый и в последний периоды повышений рост повторяемости скорости более 15 м/с отмечен в основном в холодное время года, причем в отдельные месяцы он был незначительным или вовсе не наблюдался. В 40—50-е годы количество штормов увеличилось почти повсеместно в холодное время года, а в восточной половине моря и в теплое. На юго-западе моря на рубеже 40—50-х годов доля сильных ветров в среднем за год достигала 14,1 %, а в период наметившегося последнего понижения упала до 1,8 % (1980). Аналогичное изменение повторяемости сильных ветров наблюдалось и на севере моря, хотя размах колебаний ее был меньше: максимум на ст. Нагурское составил 6,7 % в 1956 г., а минимум 0,6—0,8 % в 1978—1979 гг. Еще более значительные изменения в повторяемости скоростей более 15 м/с отмечены в юго-восточной части моря. На о. Колгуев скорость ветра выше указанного предела в 1955 г. наблюдалась в 23,2 %, а в 1979 г. — лишь в 1,4 % случаев.

Все эти изменения в режиме скорости ветра являются отражением реального хода колебаний зональной и меридиональной циркуляций. Однако вопрос о том, действительно ли они происходят с периодом в 20—25 лет, требует дополнительного исследования.

3.3. Непрерывная продолжительность ветров различной силы и направления

Непрерывная продолжительность ветров различной силы на побережье определялась по 4-срочным наблюдениям. При этом условно считалось, что скорость ветра, отмеченная в срок наблюдений, является характерной и для 6-часового интервала времени между сроками. Так, если скорость ветра более определенного предела отмечалась в два последовательных срока наблюдения, то непрерывная продолжительность ее принималась равной 12 ч. Считалось, что период прерывался, если скорость ветра уменьшалась и переходила через заданный предел хотя бы в один из сроков наблюдений. Оценка возможных погрешностей при таком методе расчета непрерывной продолжительности ветров определенной силы дана в работе [148]. По многолетним наблюдениям береговых станций было установлено, что имеется достаточно тесная корреляционная связь (рис. 3.17) между средней продолжительностью периода со скоростью ветра выше определенного предела τ и интегральной повторяемостью скоростей ветра выше этого же уровня $F(x)$, которая выражается уравнением

$$\bar{\tau} = (21{,}8/\sqrt{-\ln F(x)}) - 4{,}0. \qquad (3.1)$$

Теснота корреляционной связи оценивается коэффициентом, равным 0,92. Средняя квадратическая погрешность расчета продолжительности по уравнению (3.1) составляет 1,8 ч.

Для отдельных направлений ветра указанная корреляционная связь имеет меньшую тесноту, выражающуюся коэффициентом корреляции 0,76. Для районов открытого моря непрерывная продолжительность сильных и штормовых ветров рассчитана по данным о повторяемости ветров со скоростью выше определенного предела с использованием уравнения связи (3.1).

Наибольшая продолжительность сильных и штормовых ветров наблюдается в тех районах моря, где располагаются основные пути активных циклонов и в тех районах побережья и островов, где есть местные условия, способствующие увеличению скорости ветрового потока при определенных его направлениях. Эти два фактора обусловливают различия в распределении на акватории моря среднего годового числа штормов, различных по силе, направлению и продолжительности.

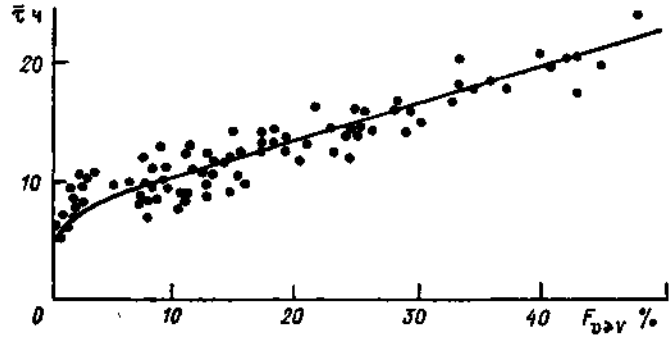


Рис. 3.17. Связь между средней продолжительностью $\bar{\tau}$ скорости ветра более определенного предела и интегральной повторяемостью скорости более того же предела.

Средняя продолжительность ветров со скоростью $\geqslant 10$ м/с (с учетом всех направлений) зимой на большей части моря составляет 15—20 ч и лишь в отдельных районах превышает 20 ч: между м. Нордкап и о. Медвежий, у побережья Мурмана и Новой Земли. В первом из этих районов сравнительно большая длительность сильных и штормовых ветров обусловлена частыми перемещениями активных циклонов, в двух других — влиянием физико-географических особенностей при определенных синоптических ситуациях, о чем уже было сказано в предыдущем разделе. Продолжительность ветров разных направлений с указанной скоростью на море различается в это время года в среднем на 5—7 ч (рис. 3.18), на побережье эти различия больше. В условиях равнинного или слабо пересеченного рельефа южного побережья средняя продолжительность сильных ветров разных направлений различается в 1,5—2 раза, а в условиях горно-берегового рельефа Новой Земли — в 2—3 раза. Среднее число периодов со скоростью $\geqslant 10$ м/с в среднем за год составлет 100—160, из них на зимний сезон приходится от 50 до 95 периодов, т. е. около 50—60 % (табл. 3.7).

Таблица 3.7

Непрерывная продолжительность ветров со скоростью $\geqslant 15$ м/с. Год, ч

Направление ветра	$\bar{\tau}$	σ_τ	τ_q, возможное 1 раз в q лет:					$\tau_{макс}$
			1	5	10	20	50	
Бухта Тихая								
С	7	9	7	19	25	32	40	66
В	9	10	20	36	44	54	63	66
ЮВ	11	11	32	48	58	68	73	72
Ю	10	13	12	28	36	44	56	108
СЗ	8	9	8	22	30	36	44	42

Направление ветра	$\bar{\tau}$	σ_τ	τ_q, возможное 1 раз в q лет:					$\tau_{макс}$
			1	5	10	20	50	
Русская Гавань								
ЮВ	14	13		72	92	105	112	108
Ю	15	17	52	92	104	114	120	192
ЮЗ	9	9	17	33	42	50	60	72
З	8	10	22	36	44	52	59	144
СЗ	12	14		21	30	36	48	66
Малые Кармакулы								
С	8	7	9	26	32	42	56	36
СВ	6	5	4	17	24	30	40	30
В	19	20	66	102	118	125	140	354
ЮВ	16	17	52	88	106	116	130	114
Ю	9	8	22	48	58	80	92	114
ЮЗ	8	7	14	33	42	48	66	48
З	8	8		17	25	34	44	36
СЗ	8	10		17	25	32	40	42
Вайда-Губа								
С	10	10	21	39	46	56	68	60
СВ	10	8	10	26	33	42	51	42
В	9	11	8	21	28	34	44	60
ЮВ	6	7		9	14	21	28	30
Ю	9	7	9	25	30	39	50	30
ЮЗ	10	11	24	43	50	58	70	90
З	9	8	16	30	38	44	56	42
СЗ	10	9	19	38	45	52	66	48
Цып-Наволок								
С	14	15	24	45	56	64	87	96
СВ	11	10	13	30	36	45	58	64
В	13	14	15	36	44	54	78	84
ЮВ	12	12	10	30	40	51	62	60
Ю	8	6	9	22	27	33	44	36
ЮЗ	12	12	34	54	70	82	88	72
З	11	11	27	44	54	65	78	66
СЗ	14	14	32	56	64	84	93	120
Ходовариха								
С	9	8	9	25	32	39	51	42
СВ	9	9	7	19	26	32	38	36
В	9	7		21	28	34	45	36
ЮВ	8	9		14	21	28	36	42
Ю	12	12	11	32	40	54	62	60
ЮЗ	10	11	20	34	43	50	66	78
З	8	8	11	25	30	36	46	48
СЗ	9	10	11	27	42	40	52	60
Варандей								
С	11	9		22	32	40	50	36
СВ	10	9	7	18	22	26	30	48
В	7	7		16	19	24	33	36
Ю	7	5		22	28	35	44	24
ЮЗ	11	10	22	40	45	56	66	60
З	9	9	14	27	33	38	50	54
СЗ	8	6	8	17	21	25	33	30
Канин Нос								
С	11	9	24	35	44	52	70	42
СВ	11	11	24	44	54	72	86	66
В	11	10	20	38	48	56	76	54
ЮВ	8	8	17	33	40	50	63	48
Ю	12	14	34	54	70	82	88	102
ЮЗ	12	14	22	45	54	66	84	84
З	9	10	7	22	30	38	50	54
СЗ	11	9	15	30	36	42	52	42

Средняя продолжительность штормов силой 15 м/с и более зимой составляет 8—10 ч (см. рис. 3.18 *б*). В южной и юго-восточной частях моря штормовые ветры наиболее продолжительны при

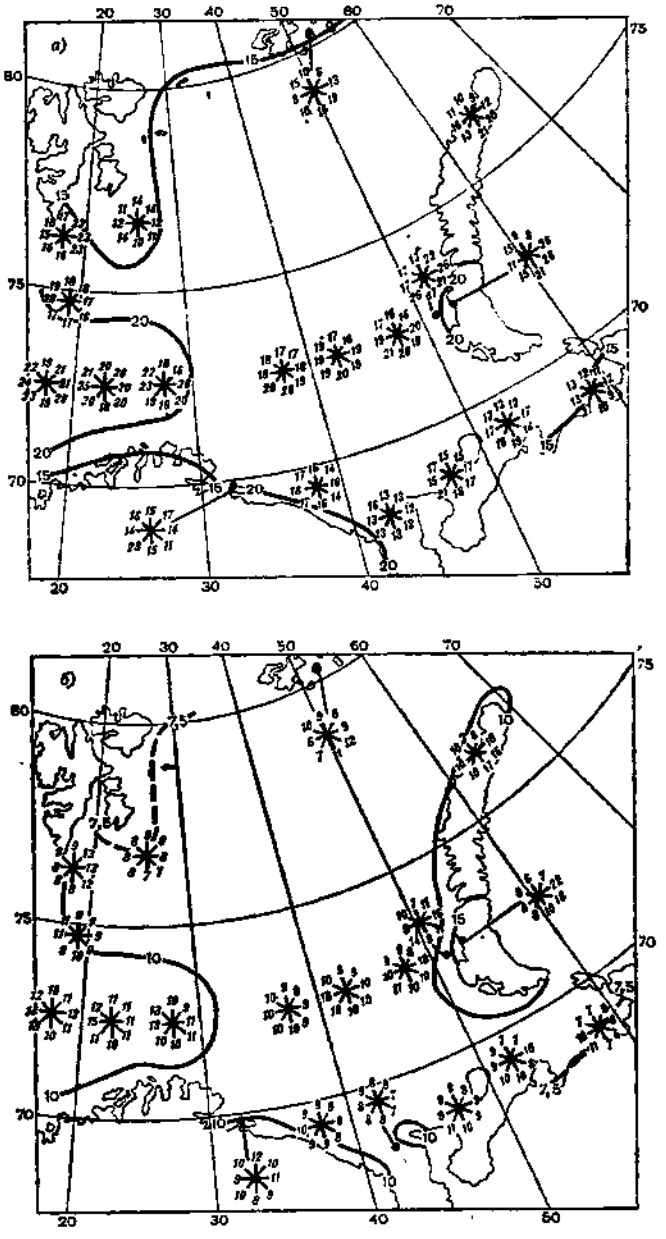


Рис. 3.18. Непрерывная продолжительность ветра зимой.

а — ⩾10 м/с; *б* — ⩾15 м/с; изолинии — средняя продолжительность с учетом всех направлений ветра; розы — продолжительность по направлениям

юго-западных и южных направлениях и в среднем длятся 10—15 ч. В районе Нордкап-Медвежий такая скорость ветра дольше сохраняется при западных и северо-западных направлениях (в среднем 13—15 ч). Один раз в 10 лет непрерывная продолжительность штормов со скоростью 15 м/с и более может составить 40—60 ч. Еще более продолжительны ветры восточных направлений у побережья о. Южный арх. Новая Земля. В среднем они наблюдаются около 20—22 ч непрерывно, а 1 раз в 10 лет их продолжительность достигает 100 ч (табл. 3.7).

С увеличением интенсивности штормов число и продолжительность их уменьшается. Степень этого

Таблица 3.8

Среднее число периодов со скоростью ветра ⩾10; ⩾15; ⩾20 м/с

Сезон, год	Скорость ветра, м/с		
	⩾10	⩾15	⩾20
Бухта Тихая			
Зима	63,0	28,4	12,1
Весна	12,2	2,8	0,8
Лето	9,2	1,8	0,4
Осень	20,1	6,3	1,8
Год	104,5	39,3	15,1
Русская Гавань			
Зима	52,9	47,5	31,9
Весна	20,6	7,4	2,8
Лето	18,7	7,7	3,6
Осень	20,8	11,5	4,8
Год	113,0	74,1	43,1
Малые Каракулы			
Зима	77,7	44,4	25,0
Весна	22,0	8,1	4,4
Лето	17,9	6,1	2,8
Осень	25,7	10,0	3,7
Год	143,3	68,6	35,9
Вайда-Губа			
Зима	94,9	37,7	10,2
Весна	15,3	2,0	
Лето	12,6	0,9	
Осень	23,8	5,7	0,9
Год	146,6	46,3	11,1
Цып-Наволок			
Зима	70,4	38,4	13,2
Весна	23,0	6,3	
Лето	20,1	3,4	
Осень	23,8	10,7	
Год	137,3	58,8	13,2
Ходоварихa			
Зима	60,6	18,2	4,1
Весна	16,2	1,8	0,2
Лето	14,1	1,2	0,1
Осень	19,6	4,9	1,0
Год	110,5	26,1	5,4
Варандей			
Зима	57,8	16,1	3,6
Весна	13,8	2,0	0,3
Лето	11,8	1,7	0,0
Осень	17,2	4,5	0,7
Год	100,5	24,3	4,6
Канин Нос			
Зима	87,7	39,0	14,3
Весна	25,1	5,7	1,0
Лето	22,8	4,1	0,4
Осень	25,0	9,3	2,8
Год	160,6	58,1	18,5
Индига			
Зима	71,0	25,5	7,4
Весна	18,6	1,9	0,3
Лето	14,8	1,5	0,0
Осень	23,0	5,8	0,9
Год	127,4	34,7	8,6

уменьшения неодинакова в различных районах моря. Число штормов со скоростью ветра ⩾15 м/с на юго-западе в 2—3 раза, а на юго-востоке — в 3—4 раза меньше, чем со скоростью ⩾10 м/с. Количество штормов, при которых скорость ветра достигает 20 м/с и более, соответственно уменьшается в 5—9 раз в юго-западной части и еще более значительно — в юго-восточной. В юго-западной части моря в среднем насчитывается 36—39 штормовых периодов различной длительности со скоростью 15 м/с и более, суммарная их продолжительность за зиму превышает 500 ч. Это составляет 70—80 % от их продолжительности за год. В юго-восточной части моря число периодов уменьшается более чем вдвое по сравнению с районом Нордкап—Медвежий и составляет 16—18 (табл. 3.8), при этом их суммарная продолжительность равна 150—180 ч.

Количество штормов, во время действия которых сила ветра достигает 9 баллов (⩾20 м/с), в южной половине моря также уменьшается с запада на восток от 15 до 4 за зиму. Доля продолжительных штормов падает, а кратковременных увеличивается с ростом их интенсивности. Кратковременные периоды продолжительностью ⩽6 ч составляют зимой 30—40 % при скорости ветра ⩾10 м/с, 40—50 % при сильных ветрах (⩾15 м/с) и до 50—65 % при штормах (⩾20 м/с). Поэтому средняя продолжительность периодов со скоростью ⩾20 м/с невелика, от нескольких до 10 ч. Более продолжительные периоды наблюдаются не ежегодно. Например, 1 раз в 10 лет возможна продолжительность, равная 20—35 ч.

На западном побережье Новой Земли ветры штормовой силы (⩾9 баллов) возникают в среднем 25—35 раз за зиму, что составляет 70—75 % их числа за год. Средняя продолжительность их зависит от направления ветра. При возникновении боры штормовые ветры восточного и юго-восточного направлений наблюдаются в среднем по 11—17 ч подряд. При других направлениях ветры указанной силы менее продолжительные и длятся в среднем 5—10 ч.

Весной уменьшается не только повторяемость сильных и штормовых ветров, но и их непрерывная продолжительность. Число периодов с ветрами ⩾10, 15 м/с в южной части моря сокращается в 3—6 раз по сравнению с зимой, но не только в связи с уменьшением активности циклонической деятельности, но и потому, что весенний сезон значительно короче зимнего. На три сезона (весна, лето, осень), длительность которых в сумме равна длительности зимы, приходится около 40—50 % годового числа периодов со скоростью ⩾10 м/с, 20—35 % периодов с сильным ветром ⩾15 м/с и только 10—20 % с ветрами штормовой силы (⩾20 м/с).

Средняя продолжительность скорости ветра ⩾10 м/с с учетом всех направлений весной равна 10—14 ч (рис. 3.19). Продолжительность при отдельных направлениях может отличаться на 2—3 ч. Усиление ветра до 15 м/с и более на море происходит 2—6 раз за сезон со средней непрерывной продолжительностью 5—8 ч. В южной и юго-западной частях моря сильные ветры бывают наиболее продолжительными чаще при северных и северо-восточных направлениях ветра. На побережье местами средняя продолжительность сохранения ско-

рости ⩾15 м/с при некоторых направлениях ветра достигает 10—15 часов, а 1 раз в 10 лет возможна от 20 до 48 ч. Случаи возникновения штормового ветра со скоростью ⩾20 м/с весной редки и наблюдаются не каждый год.

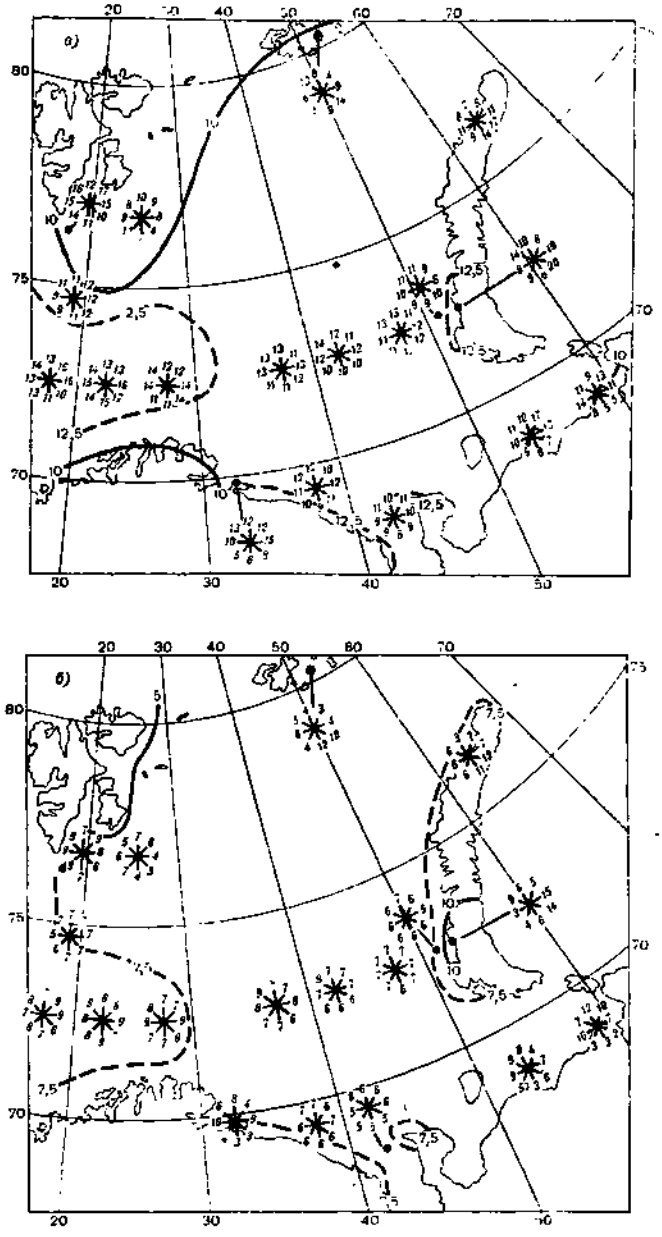


Рис. 3.19. Непрерывная продолжительность ветра весной.

а — ⩾10 м/с; *б* — ⩾15 м/с усл. обозначения см. рис. 3.18.

Летом средняя картина распределения продолжительности ветров со скоростью ⩾10 м/с и ⩾15 м/с на море (рис. 3.20) мало отличается от весенней, хотя число случаев усиления ветра до указанных пределов несколько уменьшается (табл. 3.8).

Штормовые ситуации, когда ветер на короткое время достигает скорости 20 м/с и более, на море возникают в это время года не чаще 1—2 раз за 10 лет, за исключением побережья Новой Земли, где такое усиление ветра при боре может быть в среднем 3 раза за лето. В районе Русской Гавани штормовые ветры продолжительны при южном направлении (в среднем около 8 ч), хотя преобладающими в это время года являются западные ветры, а в районе Малых Кармакул, как и зимой, при восточном (10—11 ч) и юго-восточном направлениях (7—9 ч).

Осенью в связи с увеличением циклонов, перемещающихся в район Баренцева моря, число периодов с сильными ветрами ⩾15 м/с возрастает до 5—10, а их непрерывная продолжительность — в среднем до 8—10 ч. При этом ветры, дующие с запада и северо-запада, как и зимой, более продолжительны (10—15 ч), чем ветры других направлений (рис. 3.21). В отдельных случаях осенью наблюдается усиление ветра до штормовых скоростей ⩾20 м/с (в среднем 1 раз за сезон).

В табл. 3.9 дана непрерывная продолжительность скорости ⩾20 м/с на побережье в среднем за год и возможная 1 раз в определенное число лет при тех направлениях ветра, при которых штормовые скорости наиболее часты и продолжительны.

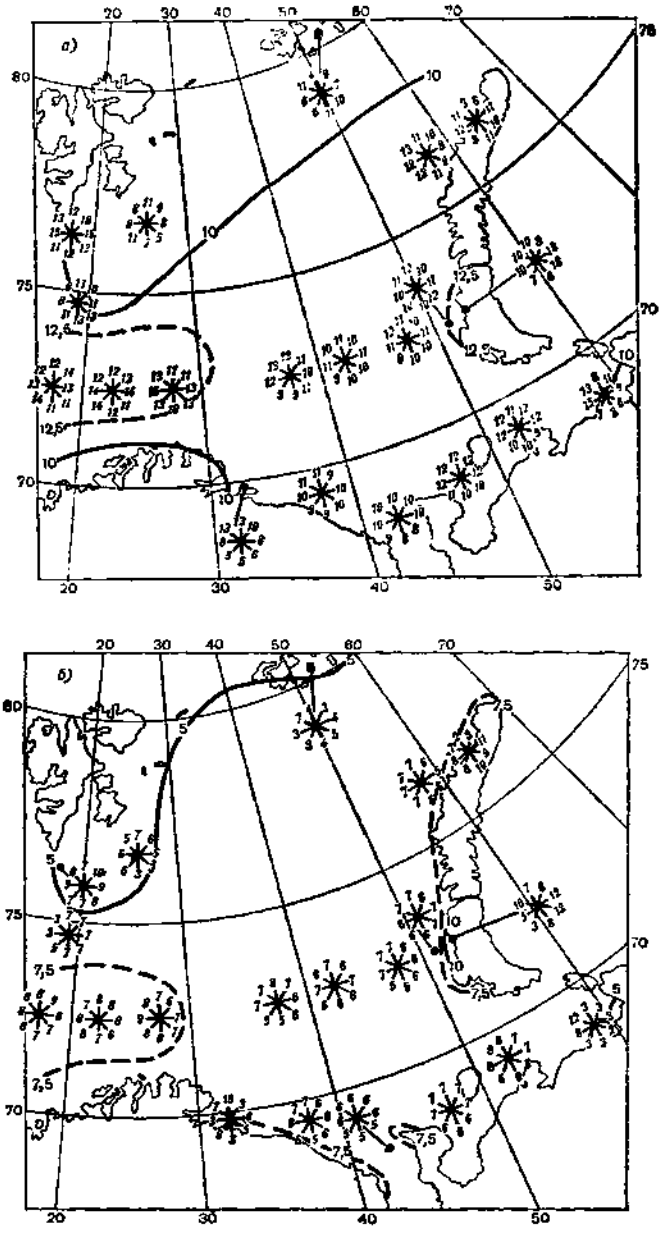


Рис. 3.20. Непрерывная продолжительность ветра летом.

а — ⩾10 м/с; *б* — ⩾15 м/с; усл. обозначения см. рис. 3.18.

Продолжительность штормового ветра, возможная 1 раз в 10 лет, при некоторых направлениях может достигать 1—1,5 сут, а при новоземельской боре — 2—4 сут. Наблюдавшаяся максимальная продолжительность штормовых ветров чаще соответствует возможной 1 раз в 50 лет или превышает ее.

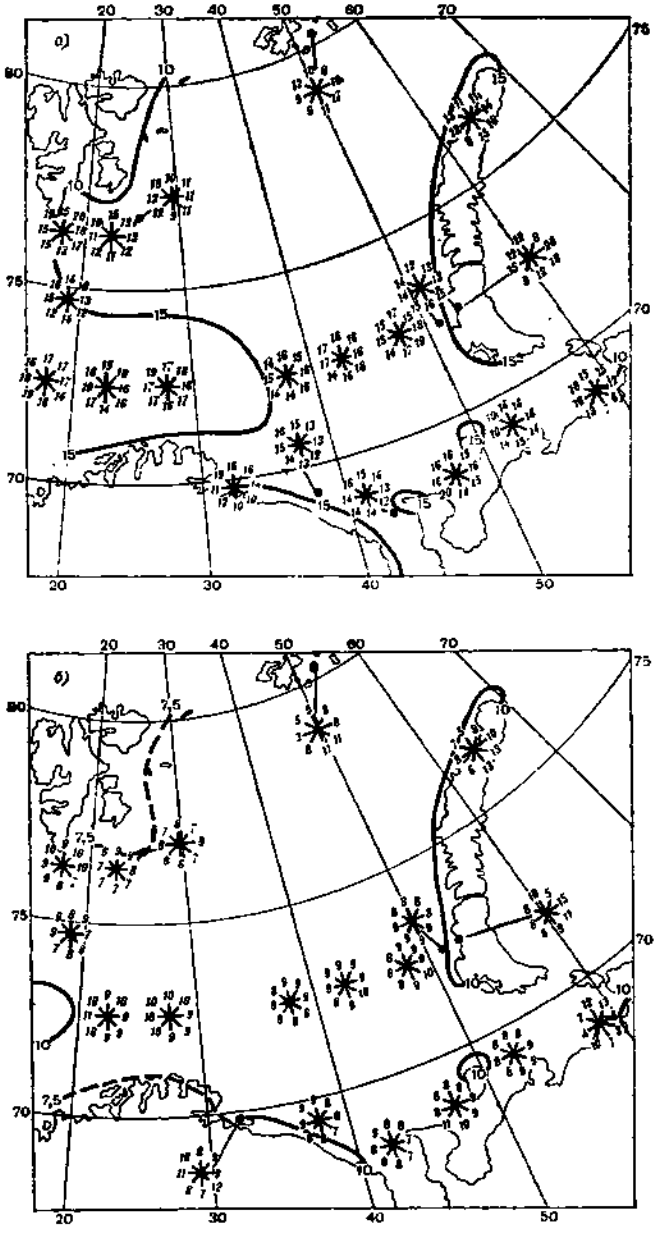


Рис. 3.21. Непрерывная продолжительность ветра осенью.
а — ⩾10 м/с; *б* — ⩾15 м/с; усл. обозначения см. рис. 3.18.

Таблица 3.9

Непрерывная продолжительность ветров τ со скоростью ⩾20 м/с. Год, ч

Направление ветра	$\bar{\tau}$	σ_τ	τ_q, возможное 1 раз в q лет:					$\tau_{макс}$
			1	5	10	20	50	
Бухта Тихая								
В	7	6	10	21	27	30	39	30
ЮВ	8	8	16	28	34	40	50	54
Ю	7	7		12	15	21	28	30
Русская Гавань								
ЮВ	11	12	26	44	52	65	74	96
Ю	11	12	34	52	64	78	74	108
ЮЗ	6	6	8	22	27	32	46	48
З	6	6	8	20	26	31	40	36
Малые Кармакулы								
В	12	17	44	72	92	100	108	192
ЮВ	11	13	25	52	60	81	90	96
Ю	9	9	9	26	32	40	56	25
ЮЗ	5	4		3	8	12	18	13
Вайда-Губа								
С	8	9	8	19	24	28	38	60
ЮЗ	7	7		16	22	28	37	36
З	6	7		12	16	20	28	36
СЗ	8	7		17	22	28	35	42
Цып-Наволок								
С	10	11		20	28	33	40	60
СВ	9	8		13	21	27	37	36
В	9	10		14	22	30	39	54
ЮЗ	9	10	15	29	33	40	51	60
З	11	11	11	27	34	40	52	66
СЗ	9	10	9	22	28	34	44	66
Канин Нос								
С	8	8		17	21	28	32	36
СВ	8	6	9	21	27	33	38	24
В	6	6		11	16	20	27	36
ЮВ	10	8		20	24	28	34	30
Ю	9	9	13	24	28	32	44	54
ЮЗ	7	8	8	18	20	28	36	36
СЗ	8	7		15	18	22	28	36
Индига								
Ю	7	9		9	14	19	26	42
ЮЗ	7	6	10	29	26	29	32	42

3.4. Наибольшая скорость и порывы ветра

На большей части моря нет или очень мало надежных судовых наблюдений при экстремальных погодных условиях. Поэтому наибольшая скорость ветра различной вероятности может быть получена лишь расчетным методом. Для этого использованы измерения скорости ветра на судах за весь период наблюдений по 1971 г. Интегральные кривые распределения всей совокупности измеренных скоростей аппроксимированы двухпараметрической функцией вида

$$F_{(V \geqslant x)} = \exp(-x/\beta)^{\gamma}, \qquad (3.2)$$

где $F_{(V \geqslant x)}$ — вероятность того, что скорость ветра V превосходит величину X; β, γ — параметры этой функции.

На рис. 3.22 дана наибольшая скорость ветра различной вероятности, полученная по совокупности измерений скорости ветра за год. Она характерна и для зимнего сезона, так как самая большая скорость ветра наблюдается именно в это время года. Следует отметить, что скорость ветра, рассчитанная по совокупности наблюдений за год, иногда оказывается выше на 1 м/с, чем за зиму, вследствие сложения малых значений сезонных вероятностей. Наибольшая скорость ветра редкой повторяемости

(с учетом всех направлений), возможная в другие сезоны, не приводится, но она меньше, чем зимой: на 5—7 м/с весной и летом, на 3—5 м/с осенью. Румбовые значения их соответственно ниже зимних на 7—10 м/с весной и летом, на 4—7 м/с осенью

ятности для различных направлений рассчитана по условным вероятностям скорости ветра, полученным для каждого направления, и представлена в виде розы преимущественно для южной половины моря.

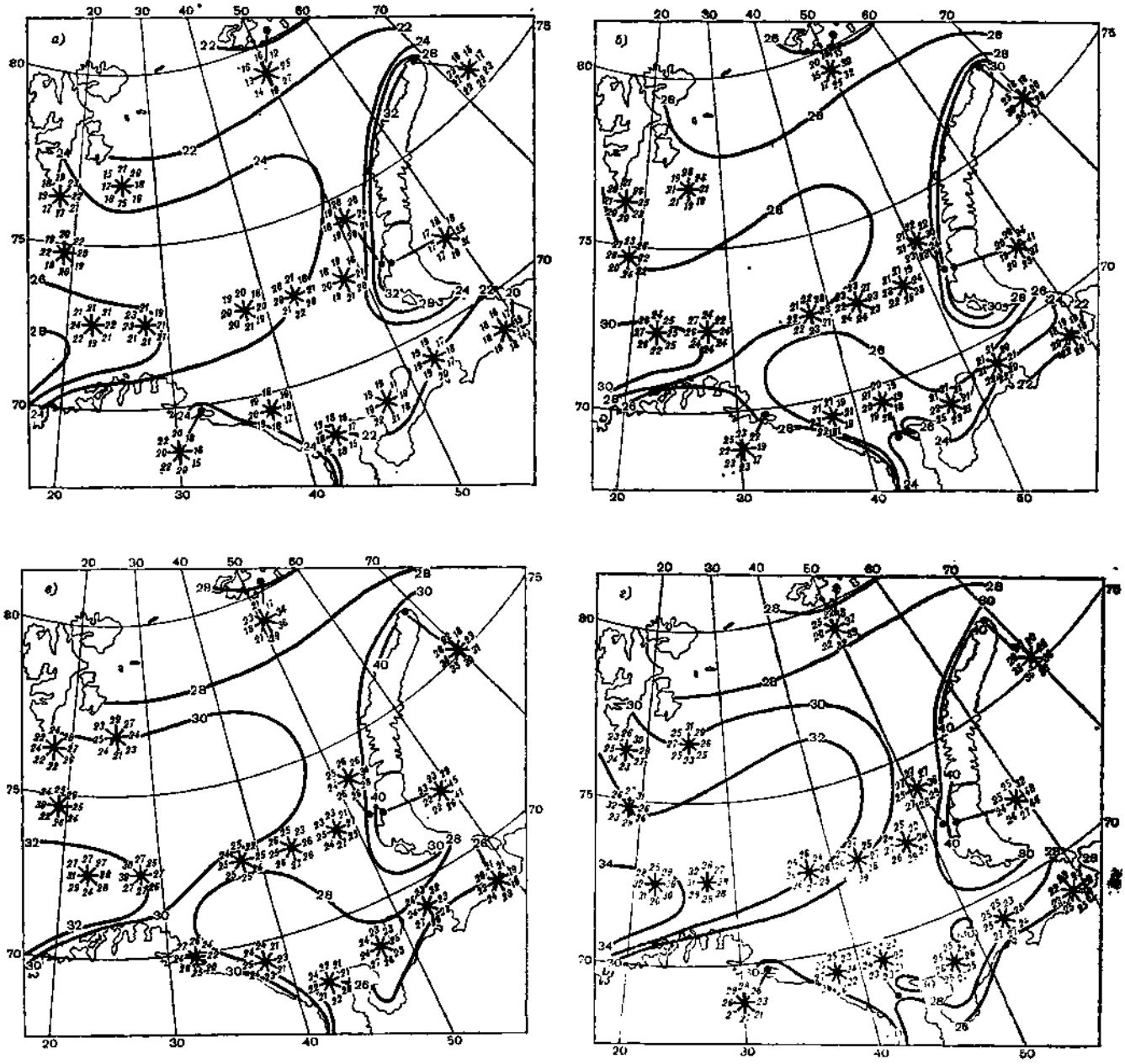


Рис. 3.22. Наибольшая скорость ветра, возможная 1 раз в 1 год (*а*), в 5 лет (*б*), в 20 лет (*в*), в 50 лет (*г*), м/с.
Изолинии — наибольшая скорость ветра с учетом всех направлений; розы — наибольшая скорость по направлениям.

[66]. Значения параметров γ и β аппроксимирующей функции (3.2) в открытых районах моря изменяются в зимнее время в пределах $\gamma=2{,}2\ldots 2{,}4$, $\beta=9\ldots 12$ м/с; в теплый период $\gamma=1{,}9\ldots 2{,}1$, $\beta=3\ldots 6$ м/с.

Приведенная на рис. 3.22 скорость ветра малой вероятности возможна не в любой момент времени, а в один из четырех сроков наблюдений. При увеличении числа сроков наблюдений значения скорости ветра несколько возрастают по сравнению с 4-срочными. Так, при 8-срочных наблюдениях они будут выше на 1—2 м/с, а при ежечасных на 2—3 м/с. Наибольшая скорость ветра малой вероятности для различных направлений рассчитана по условным вероятностям скорости ветра, полученным для каждого направления, и представлена в виде розы преимущественно для южной половины моря.

Плавание судов в северных районах моря возможно лишь в теплое время года, а поэтому ограниченный объем судовой информации не позволяет получить данные о наибольшей скорости ветра редкой повторяемости рассмотренным методом. Они рассчитаны одним из известных косвенных методов [149]. Однако в этом случае с достаточной степенью точности можно получить лишь скорость малой вероятности без учета направления ветра.

На большей части акватории моря скорость ветра, возможная 1 раз в 1 год (независимо от его направления), равна 21—26 м/с (см. рис. 3.22). Скорость ветра, возможная 1 раз в 5, 10, 20 и

50 лет, выше указанных соответственно на 10, 14, 19 и 23 %. У побережий с особым режимом большой скорости ветра, о чем было сказано в предыдущих разделах этой главы, скорость ветра редкой повторяемости увеличивается по сравнению с районами открытого моря, особенно значительно для некоторых направлений.

Исследования порывистости ветра и уточнение режимных характеристик порывистости над акваторией моря производятся, главным образом, в целях определения нагрузок и воздействий на строительные сооружения и суда. Известно, что порывистость ветра зависит от температурной стратификации атмосферы, шероховатости подстилающей поверхности, интервала осреднения порывов, высоты уровня измерения. По измерениям, выполненным на береговых станциях северных морей, получены характеристики порывистости ветра, которые оказались очень близкими между собой, несмотря на некоторые возможные различия в шероховатости подстилающей поверхности [150]. В береговой зоне измерялись порывы ветра $V_{макс\,2}$ длительностью 2—3 с за интервал времени 2 мин. Средняя скорость ветра V_{10} при этом определялась за интервал 10 мин (табл. 3.10). Абсолютная порывистость ветра линейно возрастает с увеличением

Таблица 3.10

Характеристики порывистости при различной средней скорости ветра на побережье

Скорость ветра V_{10}, м/с	$\overline{V}_{10}$, м/с	$\overline{V}_{макс_2}$, м/с	σ	$K=\overline{V}_{макс_2}/V_{10}$	Число измерений
1—4	2,8	3,9	1,1	1,39	1941
5—8	6,5	7,9	1,3	1,22	3502
9—12	10,3	12,1	1,5	1,17	3731
13—16	14,3	16,6	1,7	1,16	1732
17—20	18,2	21,1	2,0	1,16	532
21—24	22,3	25,9	2,1	1,16	107
⩾25	27,4	31,4	2,1	1,15	57

его средней скорости в соответствии с уравнением

$$V_{макс_2} = 1{,}14V_{10} + 0{,}5. \qquad (3.3)$$

Вариации индивидуальных значений максимальных порывов увеличиваются с ростом средней скорости ветра, вследствие изменения физических характеристик воздушных масс и условий их стратификации. Средние квадратические отклонения порывов за 2 мин составляют 1,1—1,2 м/с при слабых ветрах и 2,0—2,4 м/с при скорости более 20 м/с:

$$\sigma_2 = 0{,}05V_{10} + 1{,}0. \qquad (3.4)$$

Общепринятой характеристикой относительной порывистости ветра является коэффициент порывистости, представляющий собой отношение максимального порыва, осредненного за промежуток времени $\Delta\tau$, к средней скорости ветра за интервал τ (в нашем случае $\Delta\tau = 2\ldots 3$ с, $\tau = 10$ мин)

$$K = V_{макс}/V_{10}. \qquad (3.5)$$

Однако интервал времени, за который определяется максимальный порыв ветра на побережье (2 мин), не совпадает с интервалом средней скорости (10 мин). Коэффициент порывистости быстро уменьшается с ростом скорости при слабых и умеренных ветрах и медленно — при сильных и штормовых. В последнем случае коэффициент порывистости равен 1,15—1,16.

Максимальные порывы ветра над акваторией моря, в отличие от береговых станций, измерены за тот же 10-минутный интервал времени, за который определена средняя скорость ветра. И следовательно, они должны быть больше по значению, чем порывы за 2 мин [151]. В районах моря, свободных ото льдов, эти различия составляют в среднем 1 м/с. Рост порывистости ветра происходит здесь в соответствии с уравнением

$$V_{макс_{10}} = 1{,}14V_{10} + 1{,}6. \qquad (3.6)$$

При одинаковой средней скорости ветра максимальные порывы у поверхности моря, покрытой 5—7-балльными льдами, в среднем несколько меньше, чем над водной поверхностью, что видно из табл. 3.11 и уравнения

$$V_{макс_{10}} = 1{,}14V_{10} + 1{,}0. \qquad (3.7)$$

Таблица 3.11

Характеристики максимальных порывов ветра при различной средней скорости и в зависимости от состояния поверхности моря

Скорость ветра V_{10}, м/с	$\overline{V}_{10}$	$\overline{V}_{макс_{10}}$	σ	$K=\overline{V}_{макс_{10}}/V_{10}$	n
Вода					
1—4	2,7	4,7	1,3	1,74	132
5—8	6,7	9,1	1,8	1,36	282
9—12	10,4	14,0	2,2	1,35	295
13—16	14,4	18,3	2,0	1,27	133
17—23	18,5	22,8	1,9	1,23	68
Лед					
1—4	3,2	4,4	0,9	1,38	405
5—8	6,4	8,3	0,9	1,30	734
9—12	10,2	12,6	0,8	1,24	349
13—16	14,0	16,9	0,9	1,21	118
17—23	18,8	23,0	1,3	1,22	48

Кроме того, они характеризуются также меньшей изменчивостью, которая возрастает с увеличением средней скорости ветра, но медленнее, чем над водной поверхностью.

Основной причиной различий в характеристиках порывистости ветра, вероятно, является неодинаковое состояние поверхности моря и связанная с этим стратификация атмосферы. Над теплыми водами моря зимой при прохождении холодных арктических масс воздуха часто создаются условия, благоприятные для развития турбулентности в неустойчиво стратифицированном нижнем слое атмосферы. Известно, что в конвективных условиях структура порывов характеризуется значительной неоднородностью, большими амплитудами и периодами пульсаций [221].

В области кромки льда, в 5—7-балльных льдах молодого возраста, условия температурной стратификации нижнего слоя атмосферы отличаются от тех, что наблюдаются над водной поверхностью.

При устойчивой стратификации, часто наблюдаемой над снежной поверхностью и льдами, структура порывов более однородна и, следовательно, изменчивость их меньше, чем над водной поверхностью.

Максимальные порывы, рассчитываемые по уравнениям (3.3), (3.6), (3.7), представляют собой средние значения, обеспеченность которых составляет 53—57 % на побережье, 67 % над водой и 75 % над льдами. Максимальные порывы различной вероятности, в том числе и редко наблюдаемые, могут быть рассчитаны, если известно статистическое распределение всей совокупности значений порывов (или закон их распределения) при заданной средней скорости ветра.

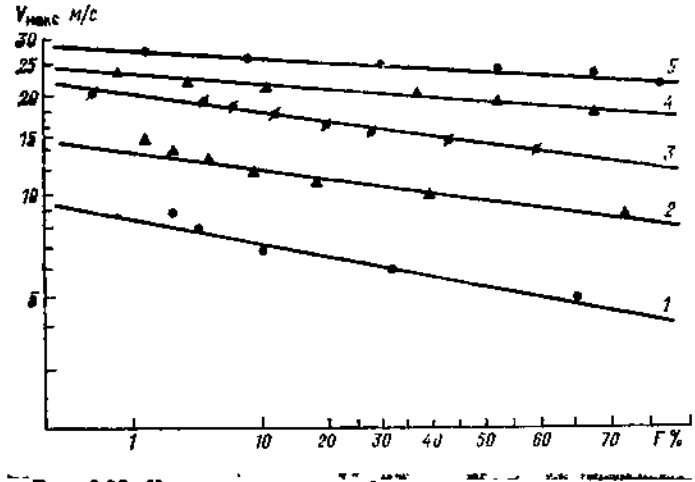


Рис. 3.23. Кривые интегральной повторяемости максимальных порывов при различных скоростях ветра над водной поверхностью моря.

1) 1—4 м/с; *2)* 5—8 м/с; *3)* 9—12 м/с; *4)* 13—16 м/с; *5)* ⩾17 м/с.

Эмпирические распределения максимальных порывов, измеренных на море, или их отклонений от средней скорости, достаточно хорошо аппроксимируются, как и средние скорости ветра, уравнением (3.2) по методу работы [13] (рис. 3.23). Значения параметров β и γ этой функции не остаются постоянными при различных средних скоростях, а возрастают с увеличением силы ветра. При этом параметр β увеличивается прямолинейно:

$$\beta = 1{,}17\overline{V}_{10} + 1{,}6 \text{ лед}; \qquad (3.8)$$

$$\beta = 1{,}20\overline{V}_{10} + 2{,}1 \text{ вода}; \qquad (3.9)$$

$$\beta = 1{,}15\overline{V}_{10} + 1{,}8 \text{ побережье}, \qquad (3.10)$$

а параметр γ — криволинейно (рис. 3.24).

При расчетах динамической составляющей ветровой нагрузки на сооружения, осуществляемых с определенной степенью риска, необходимо такое значение максимального порыва, вероятность которого была бы достаточно мала. На рис. 3.25 даны максимальные порывы ветра, которые не будут превышены с вероятностью 99 % при максимальных скоростях ветра, возможных 1 раз в определенное число лет, рассмотренных выше. Максимальные порывы, возможные 1 раз в год, достигают на акватории открытого моря 32—38 м/с, а в районах, прилегающих к побережью Новой Земли, увеличиваются до 42—44 м/с. Порывы, возможные 1 раз в 5, 20, 50 лет, больше порывов, возможных 1 раз в 1 год, соответственно на 9, 16, 20 %.

Поскольку порывистость ветра возрастает с увеличением его средней скорости, наибольшие значения порывов следует ожидать при направлениях ветра, с которыми связана наиболее высокая средняя скорость.

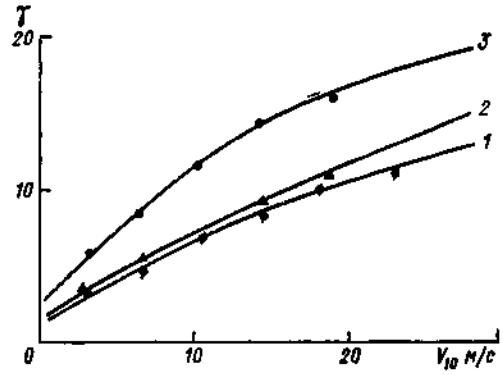


Рис. 3.24. Зависимость параметра γ от средней скорости ветра.

1 — лед; *2* — вода; *3* — побережье.

3.5. Типовые атмосферные процессы, обусловливающие сильные и штормовые ветры

Атмосферные процессы, вызывающие ветры со скоростью 15 м/с и более на акватории моря, отличаются большим разнообразием. Поэтому выявление характерных генетических и морфологических признаков этих процессов и типизация их по выявленным признакам является сложной задачей. Кроме того, она дополнительно усугубляется недостаточной метеорологической освещенностью акватории моря и отсутствием приемлемого метода типизации. В основу данной типизации положена генетическая пространственно-временная аналогия синоптических ситуаций, представленных барическим рельефом, фронтами, траекториями движения барических образований у поверхности земли, а также высотной фронтальной зоной (ВФЗ) на $АТ_{500}$ [274].

В качестве исходного материала для типизации атмосферных процессов использованы карты погоды у поверхности земли и карты абсолютной топографии $АТ_{500}$ за 1966—1975 гг. Всего за указанный период рассмотрено 813 случаев усиления ветра до 15 м/с и более. Под случаем подразумевается период непрерывного шторма на акватории.

В результате получено восемь типов атмосферных процессов, обусловливающих сильные и штормовые ветры на акватории моря в холодный (октябрь—март) и семь типов в теплый (апрель—сентябрь) периоды года. Типы процессов теплого полугодия по морфологии сходны с соответствующими типами холодного полугодия. Однако они отличаются меньшей повторяемостью (табл. 3.12) и интенсивностью развития. Атмосферные процессы холодного времени года приведены на рис. 3.26—3.29. Характерные особенности их сводятся к следующему.

Тип 1. Штормовые ветры возникают в связи с выходом циклонов из районов Северной Атлантики на акваторию Баренцева моря (рис. 3.26 *а*, *б*).

Высотная фронтальная зона на AT_{500} в этом случае имеет северо-западную ориентацию, в связи с чем циклонические образования «ныряют» по ведущему потоку с акваторин моря на европейскую часть СССР и Западную Сибирь. Штормовая зона приурочена к тыловой и южной периферии циклонов.

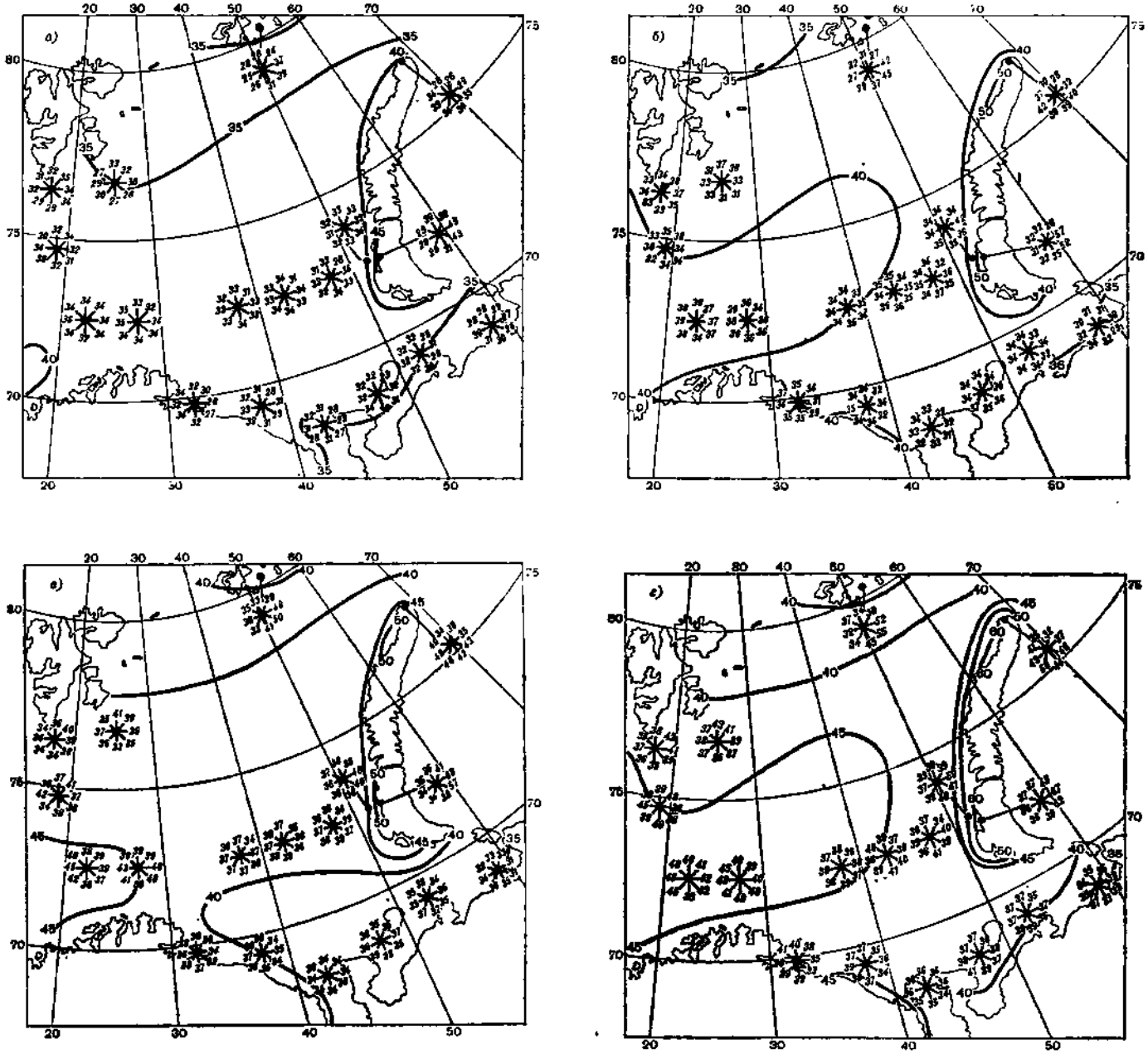


Рис. 3.25. Максимальные порывы ветра, возможные 1 раз в 1 год (*а*), в 5 лет (*б*), в 20 лет (*в*), в 50 лет (*г*), м/с.
Изолинии — максимальные порывы ветра с учетом всех направлений; розы — максимальные порывы по направлениям.

Тип 2. Штормовые и сильные ветры с одинаковой частотой как в холодное, так и в теплое время года возникают на южной периферии быстро перемещающихся циклонов с районов Северной Атлантики в направлении арх. Земля Франца-Иосифа (рис. 3.26 *в*, *г*).

Тип 3. Является одним из наиболее часто наблюдаемых в течение всего года (рис. 3.27 *а*, *б*). При прохождении циклонов из районов Исландии на Скандинавию на Баренцевом море возникают сильные ветры восточного и юго-восточного направлений. Высотное барическое поле представлено хорошо выраженной ультраполярной ложбиной.

Тип 4. При смещении заполняющихся циклонов с Северной Атлантики в направлении на северо-восток как в холодный, так и в теплый периоды года на море наблюдаются юго-западные штормовые ветры (рис. 3.27 *в*, *г*).

Тип 5. С обширным циклоном, хорошо выраженным на уровне AT_{500}, является результатом эволю-

Таблица 3.12

Повторяемость типов атмосферных процессов, среднее число случаев

Тип атмосферных процессов . . .	1	2	3	4	5	6	7	8	Всего
Повторяемость в холодный период	11,1	2,5	11,0	14,0	4,5	7,0	2,7	5,9	58,7
Повторяемость в теплый период	4,1	2,3	5,0	1,7	1,5	3,6	1,2	—	19,4

ции атмосферных процессов предыдущего типа, с ним связаны южные штормовые ветры (рис. 3.28 *а, б*).

Тип 6. В случае выхода циклонов с Северной Атлантики на Баренцево море и при дальнейшем смещении их на восток происходит усиление ветров в тылу циклона, расположенного в районе арх. Новая Земля. Барическое поле на уровне AT_{500} представлено хорошо оформившимся циклоном в районе северной части Баренцева моря с ярко выраженной ВФЗ на его южной периферии. Высотная фронтальная зона имеет широтную ориентацию над

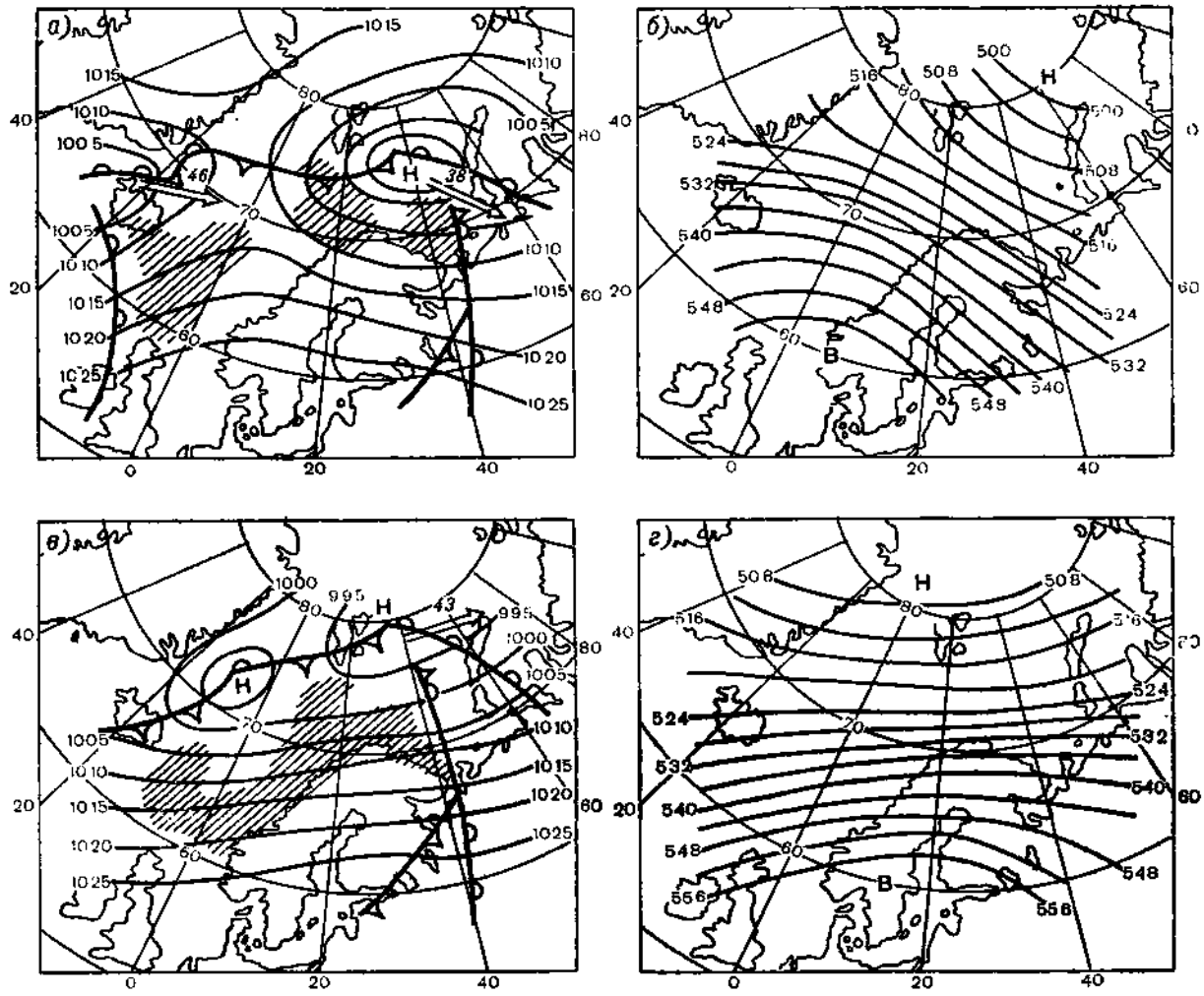


Рис. 3.26. Тип 1 (*а, б*) и тип 2 (*в, г*) атмосферных процессов.

а, в — приземные; *б, г* — высотные карты (AT_{500}); штриховка — штормовая зона; двойная стрелка — результирующее направление движения циклонов; цифра над стрелкой — средняя скорость движения циклонов, км/ч.

северо-восточного и восточного направлений до штормовых скоростей. Штормовая зона приурочена к северной и северо-западной периферии циклонов. На карте высотного поля обширный циклон располагается в северной части Баренцева моря (рис. 3.28 *в, г*).

Тип 7. Характеризуется циклонами, смещающимися на восток от Исландии на Скандинавию. На северной периферии этих барических образований наблюдаются восточные и северо-восточные штормовые ветры. Высотное поле представлено циклоном с хорошо выраженной на его южной периферии высотной фронтальной зоной широтной ориентации (рис. 3.29 *а, б*).

Тип 8. Наблюдается в основном в холодный период года. Циклонические образования смещаются из района исландской депрессии через Норвежское и Баренцево моря на северо-восток. Штормовая зона находится в западной части Баренцева моря Норвежским и меридиональную — над Баренцевым морями (рис. 3.29 *в, г*).

Атмосферные процессы всех типов, вызывающие сильные и штормовые ветры в холодное полугодие, наблюдаются в 3 раза чаще, чем в теплое, что обусловлено сезонной активизацией циклонической деятельности на арктическом фронте. В это же время отмечаются и наиболее затяжные штормовые ветры на Баренцевом море. Частота возникновения тех или иных из рассмотренных типов атмосферных процессов в другие десятилетия может несколько отличаться от полученной за 1966—1975 гг., даже в пределах одной циркуляционной эпохи.

В заключение следует отметить, что одни из представленных в этой главе характеристик режима ветра даны с большей полнотой, чем в ранее изданных аналогичных работах по Баренцеву морю (средние и наибольшие скорости ветра редкой

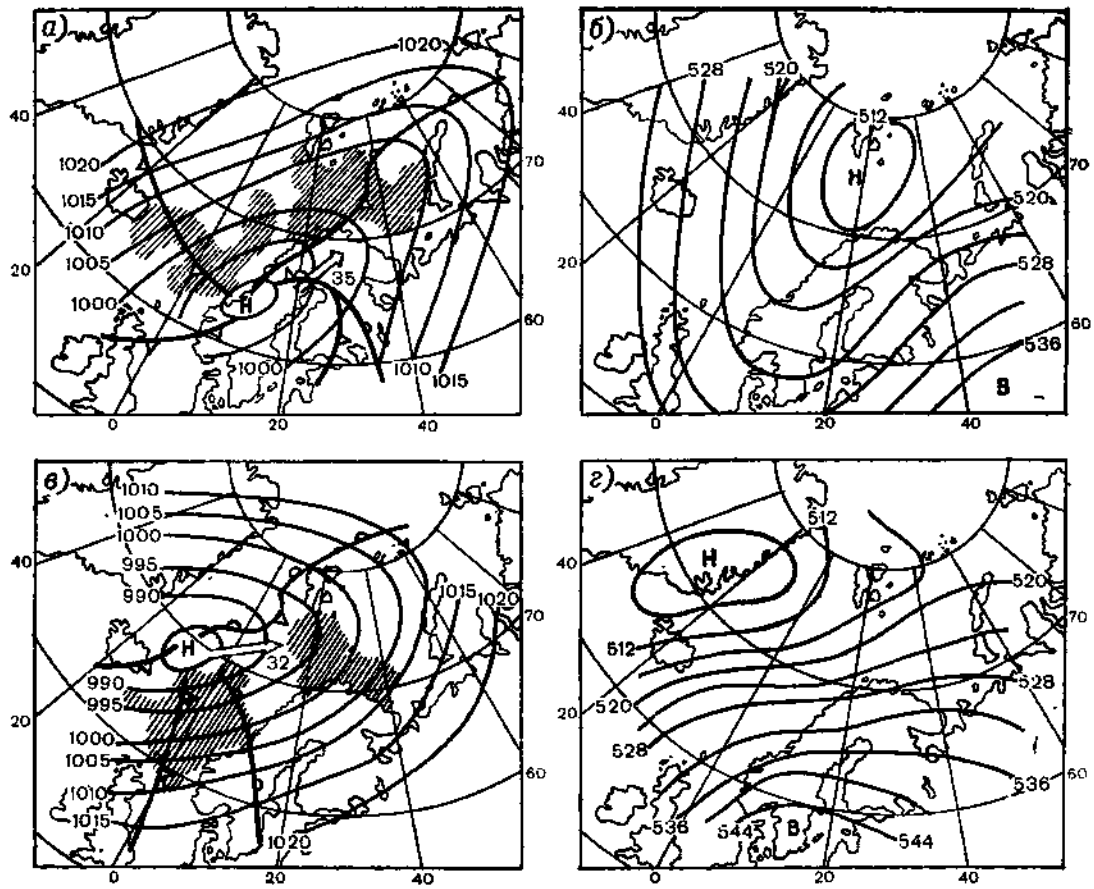


Рис. 3.27. Тип 3 (*а, б*) и тип 4 (*в, г*) атмосферных процессов.

Усл. обозначения см. рис. 3.26.

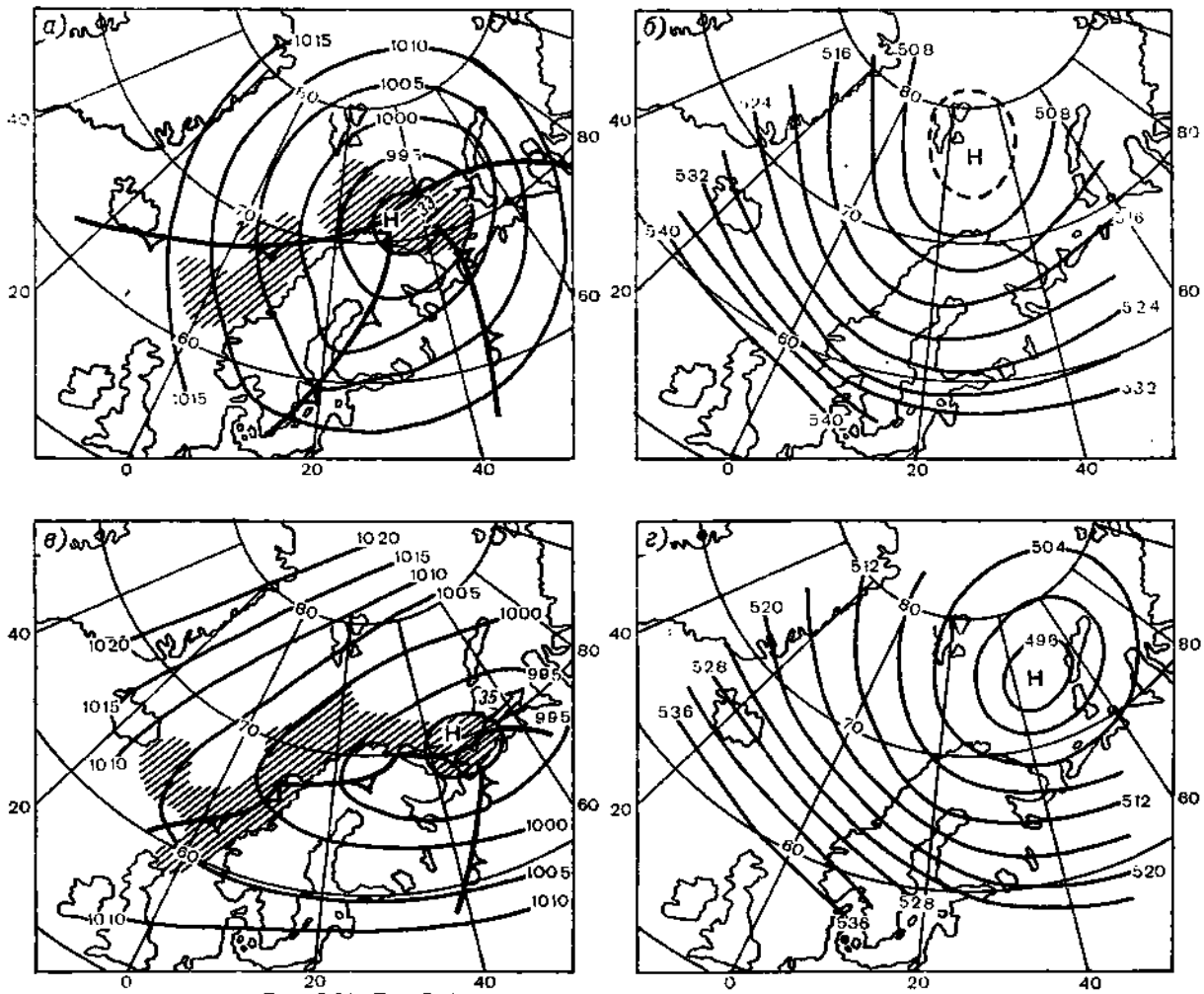


Рис. 3.28. Тип 5 (*а, б*) и тип 6 (*в, г*) атмосферных процессов.

Усл. обозначения см. рис. 3.26.

повторяемости), другие являются совершенно новыми (непрерывная продолжительность ветров различной силы и направления, порывистость ветра на побережье и акватории моря, оценки изменчивости скорости и направлений, максимальные порывы ветра заданной вероятности).

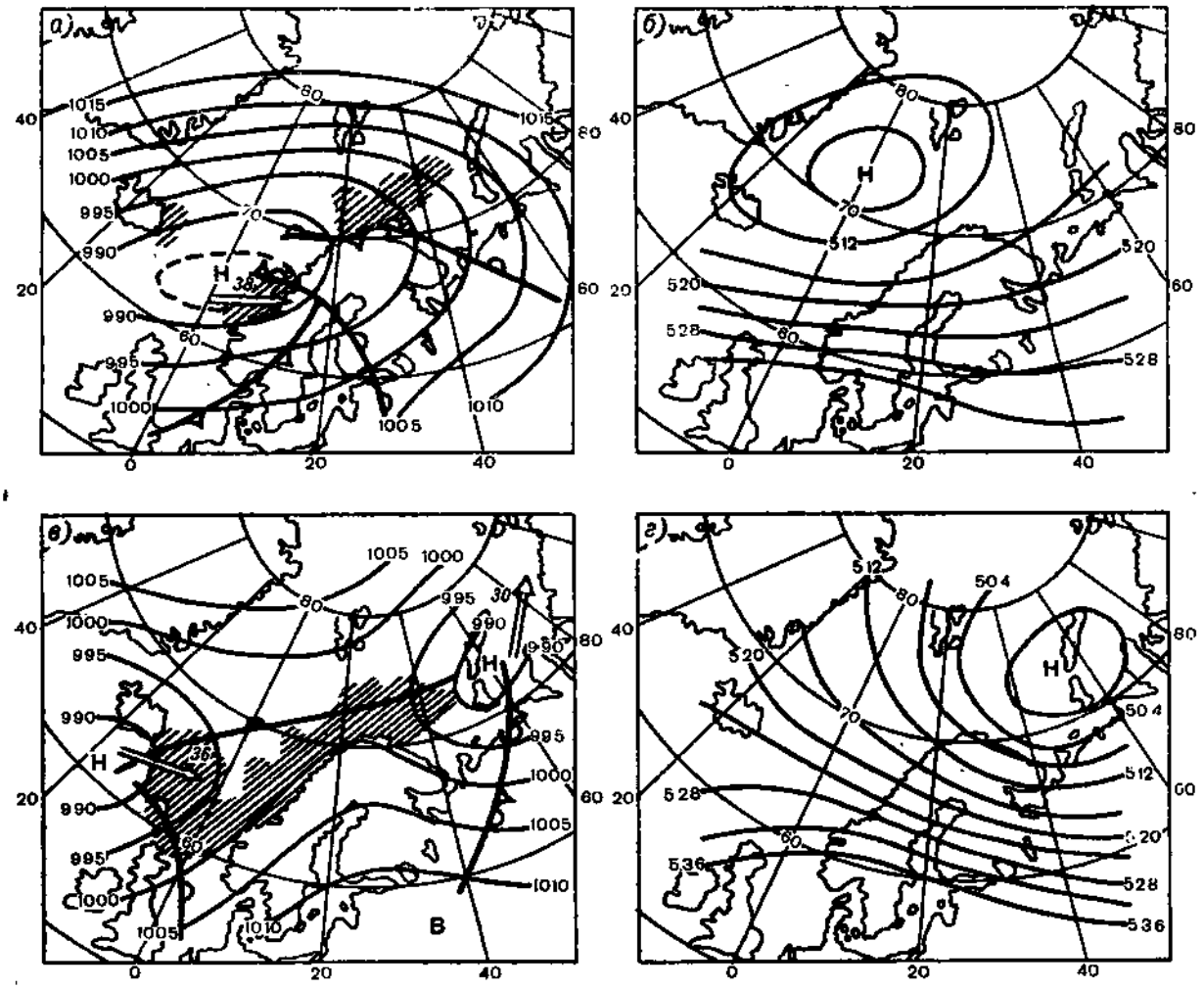


Рис. 3.29. Тип 7 (*а, б*) и тип 8 (*в, г*) атмосферных процессов.
Усл. обозначения см. рис. 3.26.

4. ТЕМПЕРАТУРНО-ВЕТРОВОЙ КОМПЛЕКС

Исследование метеорологических комплексов, оказывающих сложное воздействие на различные объекты, имеет большое практическое значение. Из многих комплексов особое внимание в условиях северных морей привлекает температурно-ветровой в холодное время года. При отсутствии регулярных наблюдений на море использование теоретических законов для расчета двумерных распределений этих элементов является наиболее перспективным. Правильный выбор их, позволяющий получить информацию, наиболее приближенную к фактическим сочетаниям температуры и ветра в прошлом, а также вероятностному появлению в будущем, можно сделать только после предварительного исследования закономерностей формирования эмпирических поверхностей двумерных распределений в разных районах моря по многолетним наблюдениям на островах и побережье. Существующий опыт исследований характеристик временной структуры температурно-ветрового комплекса как в месячной, так и в годовой совокупностях свидетельствует о больших трудностях в подборе математических выражений, удовлетворительно описывающих особенности этой структуры. Объясняется это рядом причин, в том числе и характером генетически обусловленных взаимосвязей между компонентами комплекса.

4.1. Закономерности формирования двумерных распределений температуры воздуха и скорости ветра

Известно, что зимой при усиленной циркуляции атмосферы в результате адвекции воздушных масс происходят значительные и резкие изменения температуры воздуха. При этом повышение температуры чаще сопровождается усилением ветра в процессе циклонической деятельности, а понижение ее — ослаблением ветра преимущественно в антициклонических условиях. В результате этого в большинстве случаев возникает слабая корреляционная связь между температурой и скоростью ветра. Установлено также, что эта связь теснее в цент-

ральной полосе европейской части СССР, а к югу и северу она ослабевает [176]. В Западной Сибири отмечено уменьшение тесноты связи с севера на юг [117, 226, 227].

Над Баренцевым морем циклоническая циркуляция наблюдается в среднем 21—23 сут в каждом из зимних месяцев (индексы Вительса). Зимние стационарные антициклоны с малооблачной погодой, наоборот, образуются редко. Мощные антициклоны с давлением в центре 1035 гПа возможны в среднем 3 раза (сут) за 10 лет (см. табл. 1.4). Хотя на изменение температуры воздуха решающее влияние оказывает адвекция воздушных масс, влияние термического состояния поверхности моря на их трансформацию и даже на характер самой циркуляции атмосферы проявляется в неравной вероятности этих изменений, в непостоянстве тесноты и формы связи между компонентами температурно-ветрового комплекса как на акватории моря, так и в течение зимнего сезона в соответствии с пространственными и временными изменениями ледовитости моря.

Анализ параметров статистических распределений температуры воздуха при разных скоростях ветра свидетельствует, что над незамерзающей юго-западной частью моря наиболее низкая средняя температура воздуха наблюдается не при тихом, а при умеренном ветре (4—9 м/с). Наиболее теплый воздух поступает при скорости ветра 15—20 м/с (табл. 4.1). При штормовых ветрах более 20 м/с температура вновь несколько понижается. Последнее, по-видимому, объясняется случаями динамического усиления ветра в неустойчиво стратифицированном нижнем слое атмосферы при вторжениях холодного воздуха на относительно теплую водную поверхность. Однако это не означает, что штормовые ветры возможны только при холодных вторжениях, а понижения температуры не отмечаются при слабых и умеренных скоростях. И все же различия в значениях условной средней температуры при разных скоростях ветра здесь невелики, вследствие большого стока тепловой энергии через поверхность моря в атмосферу. Именно над теплыми водными массами юго-западной части моря располагается область наибольшей теплоотдачи от моря к атмосфере в январе—марте. Связь между компонентами комплекса здесь слабая, но линия регрессии выделяется своеобразной кривизной (рис. 4.1).

В южной части Баренцева моря теснота корреляционной связи между температурой и ветром возрастает с запада на восток, достигая в Печорском море $\eta_{T/V}=0{,}30\ldots 0{,}37$ для сезонной совокупности. Наиболее низкая условная средняя температура воздуха (—16... —19 °С) наблюдается здесь при затишьях и тихом ветре (0—3 м/с) и возрастает до —9, —10 °С с его усилением при скоростях 16—20 м/с. На этом участке двумериого распределения наблюдается наиболее тесная положительная корреляция ветра и температуры, что видно по увеличению угла наклона линии регрессии к оси абсцисс, который может приближенно считаться мерой связности составляющих комплекса. Понижение средней температуры при штормовых ветрах более 20 м/с в юго-восточной части моря также происходит интенсивнее, чем у побережья Кольского полуострова и соответствующим образом отражается на линии регрессии температуры по скорости ветра.

Таблица 4.1

Параметры статистических распределений температуры воздуха при различной скорости ветра. Зима

Скорость ветра, м/с	T °С	σ °С	A_S	E_S	n
Остров Надежды, 1947—1979 гг.					
0—3	—12,4	8,4	—0,20	—1,13	6 884
4—10	—10,7	8,5	—0,33	—1,07	9 342
11—14	—8,9	8,6	—0,47	—0,90	926
15—17	—12,1	8,1	0,10	—0,66	590
17—29	—13,3	8,0	0,28	—0,66	197
>25	—11,6				3
Всего	—11,3	8,5	—0,26	—0,90	17 942
Цып-Наволок, 1936—1965 гг.					
0—3	—4,4	5,0	—0,42	—0,42	2 053
4—9	—4,8	5,0	—0,44	—0,34	8 604
10—15	—4,4	4,6	—0,43	—0,19	7 486
16—20	—4,0	4,2	—0,44	0,10	2 913
21—24	—4,5	4,4	—0,31	—0,55	269
⩾25	—4,2	3,9	—0,47	0,55	127
Всего	—4,5	4,7	—0,45	—0,20	21 452
Малые Кармакулы, 1940—1965 гг.					
0—3	—13,9	7,9	—0,15	—0,52	3 806
4—9	—10,3	7,7	—0,46	—0,65	6 810
10—15	—9,0	6,8	—0,57	—0,36	4 824
>16	—13,3	6,6	—0,04	—0,50	3 606
Всего	—11,2	7,6	—0,33	—0,64	19 046
Остров Медвежий, 1947—1979 гг.					
0—3	—7,4	6,2	—0,82	—0,08	1 582
4—10	—6,2	6,5	—0,86	—0,01	11 472
11—14	—5,6	6,1	—0,82	0,30	2 796
15—17	—4,7	6,1	—1,01	0,28	1 377
17—29	—5,3	5,7	—1,03	1,49	681
>25	—6,3	6,3	—1,49	1,66	35
Всего	—6,1	6,3	—0,87	0,10	17 943
Ходовариха, 1940—1965 гг.					
0—3	—16,1	8,7	0,03	—0,75	4 216
4—9	—12,4	8,2	—0,30	—0,65	9 349
10—15	—9,7	7,2	—0,44	—0,47	4 305
16—20	—9,1	6,3	—0,37	—0,63	900
21—24	—10,0	5,5	—0,70	—0,33	38
>25	—11,1	6,3	0,83	—0,55	11
Всего	—12,4	8,4	—0,32	—0,62	18 819
Варандей, 1945—1965 гг.					
0—3	—19,0	9,2	0,12	—0,73	4 055
4—9	—13,7	8,4	—0,25	—0,61	6 832
10—15	—10,6	7,2	—0,39	—0,52	2 835
>16	—9,4	6,9	—0,38	—0,79	777
Всего	—14,3	8,9	—0,29	—0,63	14 499

В целом такой же характер изменения температуры воздуха с ростом скорости ветра имеет место в районе среднего положения зимней кромки льдов у Медвежинского течения (о. Медвежий). Однако есть отличие, которое заключается в том, что в области малых и умеренных скоростей ветра положительная связь между компонентами комплекса здесь слабее, чем в Печорском море и является вообще характерной особенностью юго-запад-

ного района моря. По-видимому, теснота связи в указанной части двумерного распределения возрастает на море не только в восточном направлении, но и в северном и южном (при переходе с моря на сушу). С удалением от моря в глубь континента сезонная линия регрессии T по V приобретает прямолинейность, и теснота корреляции увеличивается. Уже в районе Мурманска понижение условной средней температуры при штормовых ветрах наблюдается только в январе под влиянием хотя и не

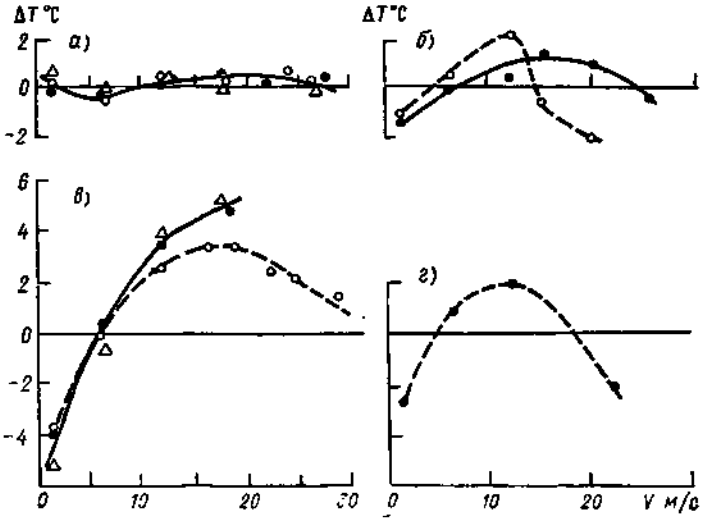


Рис. 4.1. Линии регрессии температуры воздуха (в отклонениях) по скорости ветра в разных районах моря. Зима.

а — юго-запад; *б* — северо-запад; *в* — юго-восток; *г* — Малые Кармакулы.

очень частых случаев понижения температуры до —22 °С при скоростях $\geqslant$21 м/с.

Изменение знака корреляции на обратный при сильных или штормовых ветрах также является характерной закономерностью для Баренцева моря, разница лишь в уровне скорости ветра, при котором происходит эта смена в том или ином районе или месяце сезона. На северо-западе моря, над Восточно-Шпицбергенским течением (о. Надежды), падение средней температуры начинается с меньшей скорости (15—17 м/с), чем на о. Медвежий (17—24 м/с). Теснота корреляции между температурой и ветром для всей поверхности распределения на о. Надежды оценивается корреляционным отношением $\eta_{T/V}$=0,11, причем его значение в интервале 0—14 м/с равно 0,23, а при скоростях более 15 м/с $\eta_{T/V}$=—0,20.

В районах с проявлениями местных особенностей ветрового режима можно ожидать некоторых нарушений рассмотренной закономерности в изменениях условной средней температуры в зависимости от ветра. Однако и на побережье Новой Земли (Малые Кармакулы) она не только сохраняется, но и проявляется более выразительно. Рост средней температуры от наименьших ее значений при затишьях и очень слабом ветре происходит лишь до скоростей около 15 м/с. Более сильные ветры сопровождаются обычно резким понижением температуры воздуха (новоземельская бора). Таким образом, часть поверхности двумерного распределения образуется здесь при положительном коэффициенте корреляции r_{TV}=0,61, а часть — при отрицательном r_{TV}=—0,41. Корреляционное отношение между компонентами комплекса по всей поверхности распределения равно 0,26. При очень низкой температуре ($\leqslant$—30 °С), по-видимому, имеет место положительная связь, о чем свидетельствует уменьшение средней скорости ветра до 4 м/с при этой градации температуры.

Другие параметры условных статистических распределений температуры воздуха при определенных скоростях ветра, приведенные в табл. 4.1, показывают, что вариации температуры повсеместно уменьшаются с ростом скорости ветра, за исключением северо-западного района (о. Надежды), где они меняются мало, σ_t=8,1... 8,6 °С. Изменение условной средней температуры воздуха с увеличением скорости ветра происходит или без заметной деформации кривой распределения, как это видно в южной части моря, или со смещением моды и увеличением отрицательной асимметрии — в области кромки льдов (о. Медвежий).

На северо-западе распределениям температуры воздуха зимой, как отмечено в п. 2.5, характерна двухмодальность, свидетельствующая о неоднородности физических процессов в атмосфере. При более детальном анализе с привлечением дополнительной информации о скорости ветра и разделением распределения температуры на составляющие выяснилось, что двухмодальность при слабой асимметрии более четко выражена при слабых и умеренных ветрах, а с увеличением скорости до 11—14 м/с возникает плосковершинность и возрастает отрицательная асимметрия до умеренной. Форма кривой распределения существенно меняется при переходе к крепким и штормовым ветрам, приобретая положительную асимметрию, вследствие сдвига моды в область более низких значений температуры. Формирование этой кривой мы рассмотрим ниже с привлечением сведений о повторяемости направлений сильных и штормовых ветров.

Известно, что статистическое распределение скорости ветра, как существенно положительной величины, не подчиняется закону Гаусса, а лучше аппроксимируется двухпараметрической экспоненциальной функцией [13]. Поэтому статистические характеристики (табл. 4.2) не очень показательны как параметры распределения скорости ветра. Тем не менее есть смысл рассмотреть их, хотя бы потому что изменения условной средней скорости ветра в диапазоне наблюдаемой температуры характеризуют регрессию ветра по температуре.

В южной части моря наибольшая условная средняя скорость ветра, определяющая уровень распределений, отмечается при положительной и слабо отрицательной температурах: до —10 °С на юго-западе и до —5 °С на юго-востоке, что несомненно свойственно условиям циклонической деятельности. С понижением градации температуры условная средняя скорость ветра уменьшается, однако в юго-западной части моря, у берегов Кольского полуострова, наблюдается повторное увеличение силы ветра при температуре —20... —25 °С и ниже, что соответствует факту понижения средней температуры при штормовых ветрах и подтверждает однозначность взаимной отрицательной связи между компонентами температурно-ветрового комплекса в интервале температуры ниже —20 °С.

Аналогичное, но менее значительное увеличение средней скорости ветра при низкой температуре

Таблица 4.2

Статистические характеристики скорости ветра при различной температуре воздуха. Зима

Температура, °С от	до	$\bar{V}$ м/с	σ_V м/с	A_S	E_S
		Остров Надежды, 1947—1979 гг.			
—34,0	—28,1	4,6	3,2	2,4	6,0
—28,0	—22,1	4,7	2,9	2,3	6,1
—22,0	—16,1	5,3	3,4	2,1	4,9
—16,0	—10,1	5,3	3,3	2,0	5,1
—10,0	—4,1	5,2	3,0	1,8	4,2
—4,0	0,0	5,2	2,7	1,7	4,2
0,1	4,0	6,4	3,3	1,3	2,4
4,1	10,0	8,9	2,4	—	—
Всего		5,3	3,1	1,9	4,6
		Цып-Наволок, 1936—1965 гг.			
—29,9	—25,0				
—24,9	—20,0	9,1	3,5	0,8	—0,4
—19,9	—15,0	8,4	4,2	1,0	0,8
—14,9	—10,0	9,3	4,5	0,8	0,6
—9,9	—5,0	10,1	4,9	0,5	—0,2
—4,9	0,0	10,4	4,9	0,4	—0,1
0,1	5,0	9,6	4,8	0,5	—0,3
5,1	10,0	10,3	5,4	0,2	—0,2
Всего		10,0	4,9	0,5	—0,1
		Ходовариха, 1940—1965 гг.			
—44,9	—40,0	4,0	2,0		
—39,9	—35,0	3,6	2,0		
—34,9	—30,0	3,9	2,3	0,1	0,4
—29,9	—25,0	4,8	3,1	1,4	1,4
—24,9	—20,0	5,8	3,4	1,1	0,9
—19,9	—15,0	7,0	4,1	0,9	0,1
—14,9	—10,0	7,6	4,2	0,7	—0,3
—9,9	—5,0	8,1	4,2	0,6	—0,3
—4,9	—0,0	8,7	4,2	0,5	—0,6
0,1	5,0	8,6	4,2	0,5	—0,5
Всего		7,4	4,2	0,8	—0,2
		Остров Медвежий, 1947—1979 гг.			
—34,0	—28,1	7,2	2,3	1,4	1,9
—28,0	—22,1	7,7	4,1	2,4	6,5
—22,0	—16,1	7,3	2,9	1,8	4,4
—16,0	—10,1	7,8	3,6	1,8	4,4
—10,0	—4,1	8,3	3,9	1,6	2,4
—4,0	0,0	8,1	3,8	1,8	4,0
0,1	4,0	8,7	3,4	1,7	2,4
4,1	10,0	10,5	4,5	1,0	0,5
Всего		8,2	3,7	1,7	3,4
		Териберка, 1936—1965 гг.			
—29,9	—25,0	7,2	3,7	0,6	1,8
—24,9	—20,0	6,0	3,1	1,0	0,6
—19,9	—15,0	6,1	3,8	1,3	2,1
—14,9	—10,0	7,6	5,2	0,8	0,0
—9,9	—5,0	8,9	5,7	0,5	—0,2
—4,9	0,0	9,9	5,8	0,5	—0,1
0,1	5,0	10,2	5,8	0,4	—0,6
5,1	10,0				
Всего		9,1	5,7	0,6	0,0
		Варандей, 1945—1965 гг.			
—44,9	—40,0	1,5			
—39,9	—35,0	2,7	2,1		
—34,9	—30,0	3,2	2,1	3,1	6,4
—29,9	—25,0	4,3	2,9	1,8	2,7
—24,9	—20,0	5,7	3,7	1,3	1,3
—19,9	—15,0	6,7	4,2	1,0	0,3
—14,9	—10,0	7,4	4,2	0,8	—0,1
—9,9	—5,0	8,1	4,3	0,6	—0,4
—4,9	—0,0	8,8	4,4	0,5	—0,6
0,1	5,0	8,9	4,5	0,5	—0,7
Всего		6,9	4,3	0,9	0,0

проявляется в северо-западной части моря. Одновременно с уменьшением средней скорости ветра или с замедлением ее падения возрастает коэффициент асимметрии ($A_S \geqslant 2{,}0$), вследствие смещения моды с градации скорости 4—9 м/с на градацию 0—3 м/с. Сильные и штормовые ветры ($\geqslant$7 баллов) при температуре ниже —22 °С на о. Надежды возможны относительно чаще, чем при положительных. Условная средняя скорость ветра здесь почти не меняется в широком диапазоне температуры от 0 до —22 °С. В юго-восточной части моря имеет место падение условной средней скорости ветра при изменении температуры воздуха от высоких значений до низких.

Закономерности вариаций скорости ветра при различной температуре воздуха в южной части моря относительно просты. Средние квадратические отклонения возрастают или уменьшаются при изменении температуры воздуха в соответствии с изменениями условной средней скорости ветра, что характерно распределениям, ограниченным слева нулем. Относительная же изменчивость ветра при этом мало меняется. Кроме того, если средняя скорость при определенной температуре увеличивается, то распределение становится более симметричным, и наоборот, когда средняя скорость уменьшается с понижением температуры, распределение асимметричнее.

Теснота и форма связи между компонентами температурно-ветрового комплекса претерпевают изменения не только в пространстве — по акватории моря, но и во времени — внутри сезона и в отдельные годы. Хотя линии регрессии для отдельных месяцев сезона и обладают большим сходством, но в начале и в конце зимы кривизна их меньше, чем в ее середине. Увеличение тесноты связи в середине зимы, в особенности в диапазоне скоростей 0—15 м/с, с одновременным ростом кривизны линии регрессии приводит к тому, что корреляционное отношение в западных районах моря мало меняется от месяца к месяцу (рис. 4.2, табл. 4.3). В теплое время года, с июня по сентябрь, связь здесь практически прямолинейна и заметно теснее, чем зимой ($\eta_{T/V}$=0,20—0,30). Учитывая значительно однообразный характер летних погодных условий на Баренцевом море, можно считать, что связь между температурой и ветром в это время года положительна на всем море, в отличие от южного побережья моря и континентальных районов, где с июня по август возможна слабая отрицательная корреляция, обусловленная понижением температуры и увеличением скорости ветра при циклонической погоде и ростом температуры при слабом и умеренном ветре в антициклонических условиях, вследствие прогрева при малооблачном небе.

Таблица 4.3

Корреляционное отношение между температурой воздуха и скоростью ветра

Станция	XI	XII	I	II	III	IV
Остров Надежды	0,14	0,12	0,15	0,10	0,12	0,04
Остров Медвежий	0,08	0,05	0,11	0,13	0,18	0,06
Малые Кармакулы	0,21	0,29	0,41	0,33	0,27	0,22
Мурманск	—	—	0,25	0,21	0,22	0,19
Им. Е. К. Федорова	0,37	0,31	0,43	0,49	0,36	0,29

О возможных многолетних изменениях тесноты связи можно судить по данным ст. Остров Медвежий, где коэффициент корреляции между температурой и ветром в январе при среднем значении $r_{TV}=0{,}11$ в отдельные годы достигал 0,35 и —0,21.

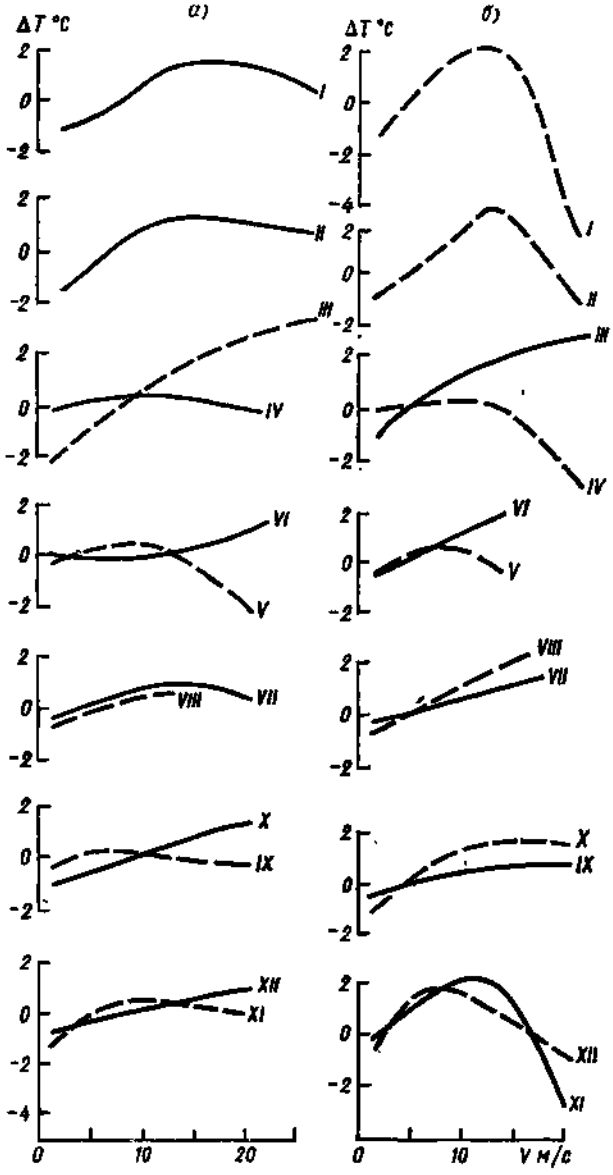


Рис. 4.2. Линии регрессии температуры воздуха (в отклонениях) по скорости ветра в разные месяцы.

а — Остров Медвежий; *б* — Остров Надежды.

Таким образом, влияние ветра на сложные процессы местных изменений температуры воздуха неодинаково. Зависит оно от усиления или ослабления контрастов между морем и материком, ледовыми пространствами севера и всегда открытой частью моря и в особенности с Атлантикой.

4.2. Распределение температуры воздуха при сильных и штормовых ветрах разного направления

В формировании режима температуры воздуха в зимних условиях Баренцева моря, как показали исследования [379, 380], направление ветра, как и действие его скорости, во всех районах моря является фактором неслучайным. Объясняется это тем, что теплообмен путем адвекции воздушных масс может характеризоваться преобладающим направлением ветра по отношению к рассматриваемому району моря, вследствие определенной локализации синоптических процессов. Кроме того, и контактный теплообмен атмосферы с поверхностью моря, зависящий от разности температур воды и воздуха, определяется главным образом термическими характеристиками поступающих в результате адвекции воздушных масс.

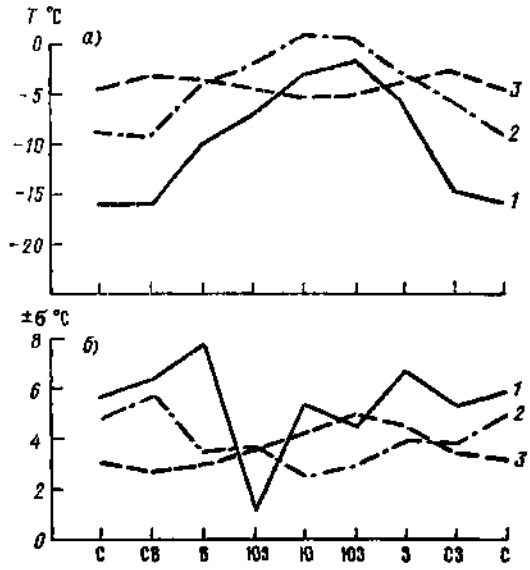


Рис. 4.3. Средняя температура воздуха (*а*) и среднее квадратическое отклонение температуры (*б*) при сильных и штормовых ветрах разного направления.

1 — Остров Надежды; *2* — Остров Медвежий; *3* — Цып-Наволок.

На побережье и в прибрежных водах южной части Баренцева моря наиболее низкая средняя температура воздуха при скорости ветра более 15 м/с зимой связана с южными направлениями с холодного континента, а наиболее высокая — с западным и северными, со стороны открытой водной поверхности. При некотором удалении от побережья область действия теплых ветров переходит к западным и юго-западным румбам, а холодных — к восточным и юго-восточным. Чем дальше к северу, тем существеннее влияние обширных пространств, покрытых льдами, проявляющееся в значительном понижении средней температуры воздуха при ветрах северо-восточной четверти горизонта, и отепляющее действие безледной поверхности моря при ветрах южных румбов (рис. 4.3). Количественно это выражается следующим образом: на побережье Мурмана при сильных и штормовых северных ветрах средняя температура воздуха составляет —3... —5 °С, на широте около 74,5° (о. Медвежий) она равна —9 °С, а на о. Надежды ($\varphi=76{,}5°$) понижается до —15... —17 °С. Наоборот, южные ветры у побережья Кольского полуострова имеют более низкую среднюю температуру (—4... —6 °С), чем в районе о. Медвежий (0,9 °С) и даже о. Надежды (около —2 °С).

Примечательна также степень вариаций температуры воздуха при разных направлениях сильных и штормовых ветров. Среднее квадратическое отклонение температуры при «холодных» направлениях всегда больше, чем при «теплых». Так, на побережье Мурмана при преобладающих зимой

южных и юго-западных ветрах более 15 м/с σ_T = =4... 5 °С, а при ветрах с запада и со стороны отепляющей открытой поверхности моря — почти =—0,4... —1,2); на севере и юго-востоке кривые *1*, *4* более симметричные, но плосковершинны.

Разложение температурных кривых на состав-

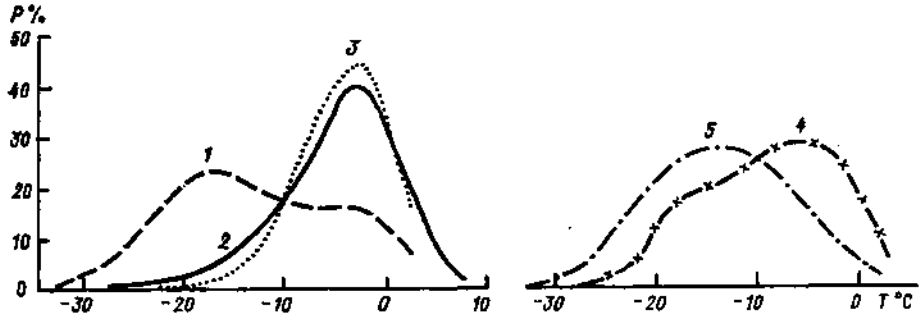


Рис. 4.4. Кривые распределения температуры воздуха при скорости ветра ⩾ 15 м/с.

1 — Остров Надежды; *2* — Остров Медвежий, *3* — Цып-Наволок; *4* — Ходовариха; *5* — Малые Кармакулы.

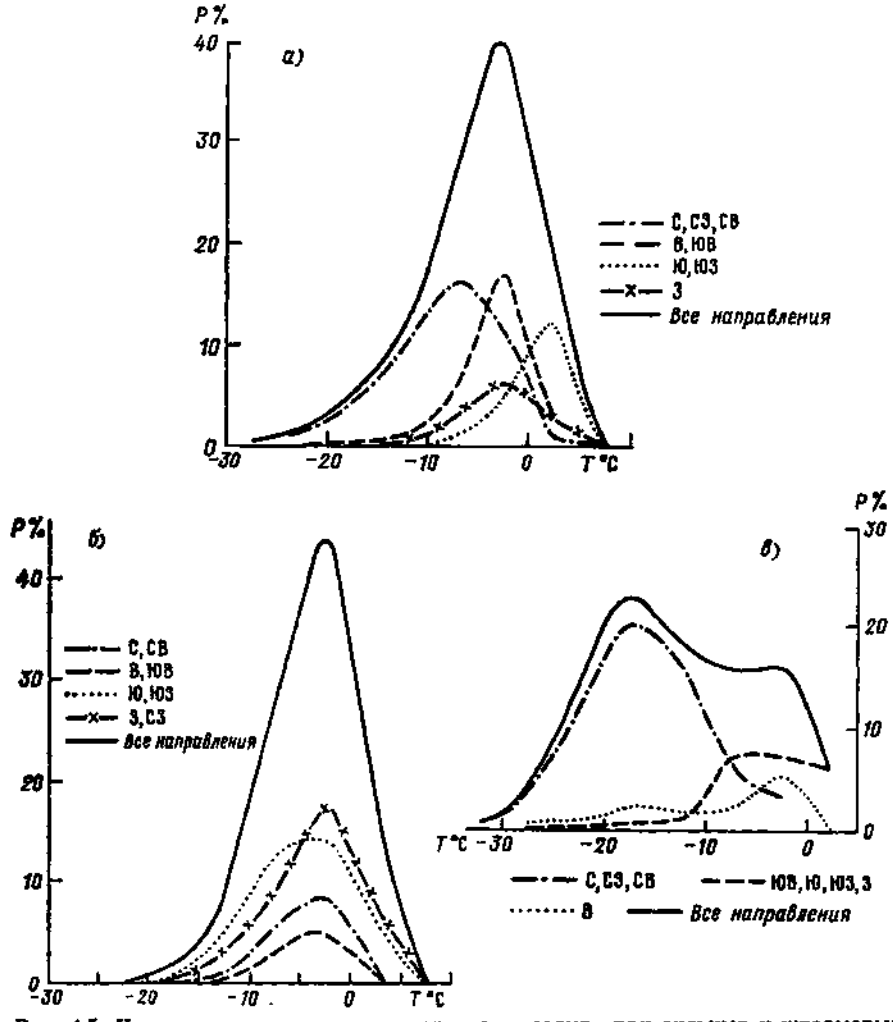


Рис. 4.5. Кривые распределения температуры воздуха при сильных и штормовых ветрах разного направления.

а — Остров Медвежий, *б* — Цып-Наволок; *в* — Остров Надежды.

вдвое меньше. В районе о. Медвежий при холодном северо-восточном ветре σ_T=5,7 °С, а при южных румбах σ_T=2,4... 2,9 °С.

О формах кривых распределений температуры воздуха при сильных и штормовых ветрах (без учета направлений) в разных районах моря дает представление рис. 4.4. Кривые *2*, *3*, характерные для юго-западной части моря, отличаются умеренной или значительной асимметрией (A_S= ляющие, соответствующие определенным направлениям ветра, отчетливо показывает вклад каждой из них в общую температурную кривую, позволяет оценить смещение частных кривых по температурной оси относительно друг друга и результирующей кривой, а также изменение их форм. При одинаковой степени влияния соседних румбов на формирование температурных кривых появляется возможность объединить их (рис. 4.5). Меньше всего раз-

личаются по форме и расположению на оси температуры кривые в юго-западной части моря. Однако уже восточнее 35° в. д. и севернее 74° с. ш. указанные различия в кривых распределения температуры возрастают. При этом отрицательная асимметрия кривых увеличивается для большинства направлений ветра до $A_S = -1{,}0 \ldots -2{,}0$. Наименее асимметричные распределения температуры формируются преимущественно при преобладающих направлениях: у побережья европейского континента при ветрах южной четверти, а севернее 74—75° с. ш. при ветрах северной четверти $|A_S| < 0{,}5$.

Как уже отмечалось в п. 2.5, в районах моря севернее 78° с. ш. знак асимметрии в распределении температуры меняется на обратный — положительный. Такое изменение в форме температурной кривой происходит при ветрах северной четверти уже на широте о. Надежды. При активной адвекции арктических масс воздуха со скоростями ветра более 15 м/с указанных направлений наиболее вероятна температура —15... —20 °С. Слабые и умеренные морозы от 0 до —15 °С отмечаются чаще, чем морозы ниже —20 °С, благодаря чему и образуется слабая положительная асимметрия кривой при северных ветрах (рис. 4.5 *в*). Наоборот, для всех ветров южной четверти горизонта и дующих с запада характерны температурные кривые с сильной отрицательной асимметрией ($A_S = -1{,}1 \ldots -1{,}9$). Практически с ними связаны все повышения температуры до положительных значений в зимний период и большая доля слабых морозов (0... ... —10 °С).

Наиболее сложная кривая распределения температуры воздуха на о. Надежды образуется при восточном штормовом ветре. В зависимости от очага формирования воздушные массы, поступающие в результате адвекции в этот район моря с восточной стороны, имеют существенно разные температурные характеристики. Поскольку влияние двух смежных с ним направлений ветра северо-восточных и юго-восточных на формирование режима температуры воздуха сильно различается (это видно по соответствующим кривым и средней температуре), то двухмодальность при восточном штормовом ветре может образоваться вследствие того, что в одних случаях воздух перемещается с северной составляющей и относительно низкой температурой, в других — с южной и более высокой температурой. Последнее происходит несколько чаще, чем первое. Не исключено также при этом влияние внутрисезонного изменения площади льдов и положения ледовой кромки. Однако для доказательства справедливости сказанного необходим более детальный анализ с привлечением дополнительного материала.

По частоте появления штормы восточного направления (13,7 %) уступают только северо-восточным (32,3 %) и северным (26,6 %). Отмеченную ранее закономерность исчезновения двухмодальности в кривых распределения температуры при сильных и штормовых ветрах над Восточно-Шпицбергенским течением в значительной степени можно объяснить уменьшением доли восточных ветров при штормах (до 13,7 %) по сравнению с их долей при слабых (25—27 %) и умеренных скоростях (30—35 %), особенно если учесть, что суммарная доля южных и западного направлений, участвующих в формировании второй моды температурной кривой в области 0... —10 °С, уменьшается при этом незначительно, от 28 % при слабых и умеренных скоростях до 22 % — при штормовых.

Необходимо заметить, что на северо-западе моря розы ветров при скорости 14—17 м/с (7 баллов) и 17—24 м/с (8—9 баллов) на первый взгляд мало различаются. Однако отчетливо проявляется относительное уменьшение случаев возникновения штормов силой 8—9 баллов при южных направлениях. Характерно также, что ветры $\geqslant 8$ баллов почти всегда холоднее, чем ветры в 7 баллов при тех же направлениях (на о. Надежды в среднем на 2 °С). Исключение составляют южные и юго-западные направления, средняя температура воздуха при которых практически не меняется с таким усилением ветра.

В юго-восточной части моря при сильных и штормовых ветрах формируется более сложное распределение температуры, чем на юго-западе (рис. 4.4). Плосковершинная кривая ($E_S \approx -0{,}6 \ldots -0{,}7$) с умеренной отрицательной асимметрией ($A_S \approx -0{,}4$) имеет основную моду в области отрицательной температуры 0... —10 °С, образованную под действием западных, юго-западных, южных направлений ветра, и неявную моду — при более низкой температуре.

Проявления местных особенностей в температурно-ветровом режиме на западе о. Южный арх. Новая Земля (ст. Малые Кармакулы) таковы, что под действием новоземельской боры здесь формируется почти нормальная кривая распределения температуры. При этом ветры более 15 м/с в 76 % имеют восточное и юго-восточное направления, свойственные боре, а штормовые ветры более 20 м/с возникают при этих направлениях в 95 % всех случаев.

4.3. Аппроксимация двумерных распределений температуры воздуха и скорости ветра

Для независимых случайных величин вероятность сочетаний их определенных значений или градаций рассчитывается по одномерным распределениям путем использования правил умножения вероятностей этих значений или градаций. Выполненные по береговой станции Цып-Наволок расчеты свидетельствуют, что сумма отклонений вероятностей, полученных по теореме умножения, от эмпирических ($\Sigma|\Delta P_i| = 6{,}7$ %) меньше, чем сумма отклонений из двух эмпирических рядов ($\Sigma|\Delta P_i| = 17{,}7$ %), вычисленных хотя и не из равных, но достаточно длительных периодов наблюдений: 1936—1965 и 1966—1984 гг. Оценки соответствия теоретических поверхностей двумерных распределений эмпирическим по сумме абсолютных отклонений, вероятно, допустимы при соотнесении их с суммой отклонений, возможной в двух эмпирических рядах достаточной длительности. Однако такие возможности для сравнения случаются нечасто, и поэтому используются другие критерии согласия.

На основании исследований ряда авторов [34, 170, 229] применять критерий Пирсона χ^2 для этих целей не рекомендуется, так как в двумерных таблицах случается много разрядов с малыми частотами даже при использовании 30-летних наблюдений [229]. В этом случае можно получить неправ-

доподобно большие значения этого критерия и в одномерных распределениях [34]. Наиболее приемлемой считается оценка соответствия с применением основной ошибки частости. При этом, однако, необходимо учитывать связанность рядов, составляевых, как правило, из срочных наблюдений, путем введения коэффициента временной устойчивости [249]. Последние определялись нами путем сравнения основных погрешностей средних многолетних повторяемостей скорости ветра, вычисленных двумя способами:

из срочных наблюдений по уравнению

$$\sigma_{P'} = \sqrt{P(100 - P)/n}, \qquad (4.1)$$

где n — объем срочных наблюдений;

и по средним месячным повторяемостям за каждый год и их средним квадратическим отклонениям с применением уравнения

$$\sigma_{\bar{P}} = \sigma_P/\sqrt{N - 1}, \qquad (4.2)$$

где N — число лет.

Известно [191, 249], что погрешности, вычисленные по ряду срочных наблюдений, занижены из-за временной связности по сравнению с погрешностями из непосредственного ряда повторяемостей, члены которого в определенной степени можно считать независимыми. Отношение

$$K = \sigma_{\bar{P}}/\sigma_{P'} \qquad (4.3)$$

может быть принято за приближенное выражение коэффициента временной устойчивости метеорологической величины, который следует учитывать и при определении стандартной ошибки повторяемостей двумерных комплексов.

Для повторяемостей различных градаций скорости ветра в январе на двух островных станциях (табл. 4.4) коэффициенты устойчивости, получен-

Таблица 4.4

Коэффициенты временной устойчивости повторяемости скорости ветра по градациям

Станция	Скорость ветра, м/с					$\bar{K}$	Период наблюдений
	0–3	4–9	10–16	17–24	≥25		
Остров Надежды	2,3	2,1	2,5	1,8		2,2	1949—1979
Остров Медвежий	1,6	1,6	2,5	2,3	1,7	1,9	1949—1979

ные нами, оказались неодинаковыми. Для пунктов на южном побережье моря значения коэффициентов устойчивости сильных ветров выше, чем на двух указанных островных станциях, и колеблются от 2,5 до 2,9 (табл. 4.5).

Таблица 4.5

Коэффициенты временной устойчивости повторяемости ветра ≥16 м/с. Зима

Станция	$\bar{K}$	Период наблюдений
Остров Надежды	2,1	1949—1979
Остров Медвежий	2,2	1949—1979
Мыс Желания	2,4	1932—1983
Цып-Наволок	2,7	1922—1983
Канин Нос	2,5	1936—1980
Колгуев Северный	2,9	1941—1982

По исследованиям некоторых авторов [229, 249] средний коэффициент устойчивости температуры воздуха принимается равным 2,2. Однако по данным Н. В. Смирновой [333], на Кольском полуострове в летний период с июня по август он меньше единицы для наиболее часто повторяющихся значений средней суточной температуры. К сожалению, аналогичных данных по указанному району для холодного времени года в этой работе не имеется. Поэтому для некоторых береговых пунктов Баренцева моря получены коэффициенты устойчивости повторяемостей температуры воздуха по градациям (табл. 4.6). Средние значения их для разных пунктов колеблются в пределах 1,9—3,4.

Таблица 4.6

Коэффициенты временной устойчивости повторяемости средней суточной температуры воздуха. Зима

Станция	Температура, °С				Среднее K	Период наблюдений
	IV: —10,0	V: —10,0 ... —19,0	VI: —20,0 ... —29,0	VII: —30,0		
Остров Надежды	3,8	2,0	3,7	1,2	3,2	1947—1979
Остров Медвежий	3,5	3,0	3,7		3,4	1947—1979
Мыс Желания	2,3	1,9	1,7	2,3	1,9	1964—1976, 1978—1982

Для простоты расчетов при определении ширины доверительного интервала для связных рядов значение поправочного множителя принято постоянным и равным 2,2 для всех станций. Доверительный интервал эмпирической вероятности, соответствующий доверительной вероятности 95 % (в предположении, что форма кривых распределения повторяемостей в первом приближении близка к нормальному виду), рассчитан по формуле

$$D_P = 3{,}92 \cdot 2{,}2\sqrt{P(100 - P)/n}, \qquad (4.4)$$

где P — вероятность, полученная по большому числу наблюдений, предполагается близкой к истинной вероятности события.

Ошибки повторяемостей температурно-ветровых комплексов в западной части Баренцева моря, рассчитанных по теореме умножения вероятностей (ТУВ), в 81—89 % разрядов двумерной таблицы не выходят за пределы этого доверительного интервала (табл. 4.7). Однако такое соответствие, по исследованиям ряда авторов [170, 229], не считается хорошим, хотя сумма абсолютных отклонений теоретических распределений от эмпирических невелика и составляет 5—8 %. В юго-восточной части моря, где связи между температурой и ветром теснее, поверхности распределений по теореме умножения вероятностей соответствуют эмпирическим в половине всех разрядов (49—61 %), а сумма абсолютных отклонений $\Sigma|\Delta P_i|$ возрастает до 17—25 %. Аналогично при расчетах двумерных распределений за отдельные зимние месяцы ошибки возрастают в середине сезона в связи с увеличением тесноты корреляции компонентов комплекса. Доверительные интервалы вероятностей в месячных совокупностях увеличиваются, так как данные из того же периода наблюдений менее устойчивы, чем за зиму в целом.

Таблица 4.7

Корреляционное отношение $\eta_{T/V}$ и оценки соответствия (%) теоретических и эмпирических поверхностей распределения температуры воздуха и скорости ветра. Зима

Станция	$\eta_{T/V}$	Критерии			
		D_P (95 %)		$\Sigma \mid \Delta P_i \mid$	
		ТУВ	М—Г	ТУВ	М—Г
1	2	3	4	5	6
Остров Надежды	0,11	81,2	87,5	8,3	6,0
Остров Медвежий	0,06	88,9	94,4	5,6	5,5
Цып-Наволок	0,05	81,8	93,2	7,4	7,3
Териберка	0,20	51,4	86,5	16,0	7,3
Малые Кармакулы	0,26	30,3	45,4	22,5	16,9
Ходовариха	0,30	61,0	95,1	16,8	6,8
Варандей	0,36	48,6	82,9	23,0	9,6
Им. Е. К. Федорова	0,37	64,0	94,0	24,6	11,2

Применение метода Моргенштерна—Гумбеля (М—Г) для теоретических расчетов двумерных распределений показывает, что даже при слабой связи температуры и ветра, наблюдаемой в западной части Баренцева моря, этот метод дает лучшие результаты, чем теорема умножения вероятностей (ТУВ) — соответствие с эмпирическими поверхностями возрастает до 88—94 %. Особенно значительно по сравнению с ТУВ увеличивается количество ячеек двумерной таблицы распределения, в которых теоретическая вероятность не выходит за 95-процентный доверительный интервал, в восточных районах моря (82—94 %). Но необходимого соответствия теоретического распределения эмпирическому (≈99 %) и здесь не достигается. Объясняется это, по-видимому, тем, что применение теоремы Моргенштерна—Гумбеля имеет ограничение по тесноте корреляции между компонентами, которая связана с параметром α в уравнении

$$U(x_1x_2) = F_1(x_1)F_2(x_2)\times$$
$$\times\{1+\alpha[1-F_1(x_1)][1-F_2(x_2)]\}. \qquad (4.5)$$

Как показали исследования [168], границы возможных значений коэффициентов корреляции между компонентами комплекса в распределении Моргенштерна—Гумбеля зависит от параметров одномерных статистических распределений и законов, которым подчиняются последние. При определенных сочетаниях значений этих параметров, характерных для большей части Баренцева моря в зимний период, ограничение может иметь место при коэффициентах корреляции значительно меньше 0,30.

В случае большой кривизны линии регрессии температуры по скорости ветра, обусловленной резкой сменой знака корреляции, применение закона Моргенштерна—Гумбеля лишь немного улучшает результаты расчетов. Так, для Малых Кармакул соответствие поверхностей распределения в этом случае достигает 45 % против 30 % по теореме умножения вероятностей. Попытка расчета двумерного распределения методом Моргенштерна—Гумбеля по двум усеченным поверхностям с разными знаками корреляции показала, что степень соответствия поверхности возрастает, но достигает лишь 60,6 %, поскольку на обоих участках эмпирической поверхности теснота связи (соответственно $r_1=0{,}61$ и $r_2=-0{,}41$) превышает критическое значение, допускающее применение указанного теоретического закона.

Во всех случаях применения этого метода расчета двумерных распределений температуры воздуха и ветра в восточной части моря суммы абсолютных отклонений теоретических поверхностей от эмпирических уменьшаются в 2 раза и более по сравнению со случаями применения теоремы умножения вероятностей, что говорит в пользу закона Моргенштерна—Гумбеля. Погрешности расчета повторяемости температурно-ветрового комплекса за зимний сезон, выполненного двумя методами, также говорят сами за себя (табл. 4.8).

Для южной части моря, по которой имеются обобщенные данные судовых наблюдений за ветром в условных квадратах, а распределения температуры воздуха получены методами, изложенными в работе [152], применение закона Моргенштерна—Гумбеля для расчета двумерных распределений с учетом исследованных закономерностей их формирования [153] позволило определить с достаточной степенью точности эти комплексные метеоро-

Таблица 4.8

Погрешность расчета повторяемостей температурно-ветрового комплекса по теореме умножения вероятностей (числитель) и Моргенштерна—Гумбеля (знаменатель). Ходовариха

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С									
	⩽—40,0	—35,0... —39,9	—30,0... —34,9	—25,0... —29,9	—20,0... —24,9	—15,0... —19,9	—10,0... —14,9	—5,0... —9,9	0,0... —4,9	0,1... 5,0
0—3	0,00 / 0,00	0,08 / 0,05	0,61 / 0,32	1,36 / 0,50	1,37 / 0,01	0,49 / 0,62	0,32 / 0,47	1,33 / 0,22	1,81 / 0,23	0,45 / 0,22
4—9	0,00 / 0,00	0,02 / 0,03	0,16 / 0,20	0,20 / 0,34	0,28 / 0,06	0,10 / 0,08	0,10 / 0,13	0,27 / 0,45	0,18 / 0,14	0,01 / 0,11
10—15			0,36 / 0,11	0,90 / 0,14	1,21 / 0,01	0,58 / 0,40	0,39 / 0,53	0,72 / 0,26	1,56 / 0,24	0,43 / 0,16
16—20				0,24 / 0,02	0,43 / 0,07	0,00 / 0,29	0,01 / 0,05	0,30 / 0,01	0,45 / 0,08	0,01 / 0,16
⩾21					0,01 / 0,01	0,01 / 0,01	0,02 / 0,02	0,04 / 0,03	0,01 / 0,04	0,01 / 0,02

логические характеристики температурно-ветрового режима в зимний период на Баренцевом море.

Сложные совместные статистические распределения температуры воздуха и ветра несут более полную информацию об их режиме по сравнению с той суммой сведений, которую можно получить по распределениям каждого из этих элементов в отдельности, и происходит это за счет многообразной и вполне определенной связности компонентов комплекса между собой. Поэтому результаты исследований закономерностей формирования температурно-ветрового комплекса на Баренцевом море представляют не только сугубо практический, но и научный интерес.

5. УСЛОВИЯ ОБЛЕДЕНЕНИЯ СУДОВ

В настоящей главе рассматриваются результаты синоптических исследований условий обледенения судов.

Обледенение судов является одним из наиболее опасных гидрометеорологических явлений. Оно существенно затрудняет мореплавание, хозяйственное освоение шельфовой зоны, рыболовный промысел, а в отдельных случаях приводит даже к аварийным ситуациям и гибели судов. Поэтому изучению этого явления погоды уделяется большое внимание. Для судов, плавающих в зоне севернее 66° 30′ с. ш., «Нормы устойчивости морских судов» регистра СССР предусматривают возможность обледенения до 30 кг льда на 1 м² горизонтальной проекции палубы судна [86]. Однако результаты статистической обработки наблюдений показывают, что масса льда при обледенении рыбопромысловых судов часто превышает установленные нормы [49, 86, 268]. Обледенение судовых конструкций и палубных механизмов заметно повышает центр тяжести, парусность и кренящий момент судна, уменьшает восстанавливающий момент при качке судна в штормовых условиях погоды. Основной причиной обледенения является сильный ветер, вызывающий забрызгивание судна водой при волнении, и отрицательная температура воздуха. Второстепенная роль в расчетах интенсивности обледенения отводится обычно осадкам, туману, температуре воды, скорости и курсу следования судна относительно направления ветра.

5.1. Эмпирические исследования обледенения судов

Эмпирические исследования обледенения судов типа СРТ (серия 4000) позволили установить три условных градации для интенсивности процесса: медленное, быстрое и очень быстрое обледенение [49, 180, 248, 268]. В основу такого деления закладывается потенциал экипажа, возможности его при окалывании судна ото льда механическими средствами. Медленное обледенение характеризуется интенсивностью отложения льда не более 1,5 т/ч. Экипаж СРТ, состоящий из 25—26 человек, без посторонней помощи удаляет лед с судна. Быстрое обледенение характеризуется интенсивностью процесса нарастания 1,5—4,0 ч льда за 1 ч. В этом случае экипаж СРТ уже с большим трудом справляется с удалением льда. Очень быстрое обледенение (более 4 т/ч) сопровождается нарастанием льда на судне, когда экипаж не успевает уделять его собственными силами.

Изучение гидрометеорологических условий в момент обледенения судна типа СРТ позволяет установить соотношение между массой льда, образовавшейся на судне за единицу времени, и значениями гидрометеорологических величин (гидрометеорологических комплексов) [248, 268].

1. Медленное обледенение происходит при забрызгивании судна или при выпадении на его поверхность переохлажденных капель воды из атмосферы при условиях;

а) любая скорость ветра и температура воздуха от —1 до —3 °С;

б) скорость ветра до 9 м/с и температура воздуха ниже —3 °С.

2. Быстрое обледенение происходит при скорости ветра от 9 до 15 м/с и температуре воздуха от —3 до —8 °С.

3. Очень быстрое обледенение происходит в условиях:

а) скорость ветра свыше 15 м/с и температура воздуха ниже —3 °С;

б) скорость ветра от 9 до 15 м/с и температура воздуха ниже —8 °С.

Такие гидрометеорологические комплексы содержатся в настоящем и в других режимных и справочных пособиях и дают представление о вероятности медленного, быстрого и очень быстрого обледенения для судов типа СРТ в различных районах морей. Методологическим недостатком некоторых карт обледенения является то, что они не позволяют судить об интенсивности обледенения судов водоизмещением более 500 т. Кроме того, на картах зоны вероятного обледенения ограничиваются средним многолетним положением кромки льда. В теплые годы полоса чистой воды за пределами среднего многолетнего положения кромки не обеспечивается данными о вероятности обледенения судов.

Наглядная, но и громоздкая форма представления режимных данных в виде карт вероятности обледенения все чаще заменяется графической и табличной формами представления зависимости обледенения от гидрометеорологических величин [78, 303]. В рекомендациях [303], предназначенных для работников морских управлений Госкомгидромета, судоводителей рыбопромыслового флота и проектировщиков, при выборе оптимальных размеров конструкций надводного объекта и оценке мощности антиобледенительных систем расчет массы льда при обледенении производится по температуре воздуха и скорости ветра. Рассчитанные оценки массы льда затем исправляются поправками на температуру воды, скорость судна, курсовой угол ветровой волны, сублимацию и атмосферные осадки.

В работе [78] первоначально рассчитывается интенсивность обледенения базового судна (СРТ серии 4000) по статистической зависимости, установленной ранее на большом экспериментальном материале. Для перехода от интенсивности обледенения базового судна к интенсивности обледенения

другого типа судов устанавливаются поправки, учитывающие конструктивные особенности и различия параметров качки этих типов судов в процессе обледенения. Таким путем [78] получены способы расчета интенсивности обледенения для типов судов, показанных в табл. 5.1. Расчеты выполняются для условий минимальной и максимальной загрузки судна и скоростей плавания 3 и 7 уз при штормовании «носом на волну». Для определения интенсивности обледенения по таблицам необходимо знать температуру воздуха, воды и скорости ветра. При отрицательной температуре воды используется табл. 5.1, при положительной температуре воды — табл. 5.2. Обледенение судов обычно не наблюдается при температуре воды выше 6 °С. Табличная и графические формы по сравнению с картографической формой содержат более богатые возможности практического применения. В зависимости от входных величин (средних многолетних, фактических или прогностических) по графикам на выходе можно получать соответственно средние значения, фактические или прогностические оценки обледенения судов. Метеорологические величины в синоптических прогнозах обычно выдаются в определенном интервале значений: например, ожидается скорость ветра 8—13 м/с, температура воздуха —10... —15 °С. Для входа в табл. 5.1 рекомендуется брать значение, соответствующее середине градации или значение, вызывающее более интенсивное обледенение судов.

Пример. Определить интенсивность обледенения судна типа РС 388М, если по прогнозу ожидается скорость ветра 8—13 м/с, температура воздуха от —10 до —15 °С. Температура воды в районе промысла —0,5 °С. По табл. 5.1 максимальная интенсивность обледенения, равная 2,8 т/ч, соответствует скорости ветра 10 м/с и температуре воздуха —15 °С.

Решение о выводе судна из опасной зоны или выбор других мер борьбы с обледенением принимается судоводителями. Методологический подход, предложенный в работе [78], наследует опытные знания процессов обледенения, полученные ранее при эксплуатации судов СРТ серии 4000, которые в настоящее время технически устарели, и учитывает на основе экспериментальных данных влияние технических характеристик новых типов судов на обледенение.

5.2. Анализ синоптических условий обледенения судов

Обледенение, как любое явление погоды, имеет свои пространственные и временные масштабы, которые неразрывно связаны с особенностями развития атмосферного процесса над районом. Неравномерно рассеянные по акватории моря и случайные по времени попутные судовые наблюдения не дают достаточной информации о пространственных масштабах явления обледенения и его продолжительности. Поэтому пространственные границы, начало и конец явления можно установить приблизительно субъективными способами. В данном исследовании для этой цели привлекается синоптический метод. Первое оповещение об обледенении в определенном районе, хотя бы одним судном, принимается за начало явления; и по синоптическим картам погоды

Таблица 5.1

Расчетная интенсивность обледенения рыбопромысловых судов при отрицательной температуре воды

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С	РС 388М	СРТМ 502Э	СРТР 502Р	СТР 503	ПСТ 1332
10	—5	0,4/1,0	0,0/0,9	0,0/0,8	0,0/0,0	0,0/0,0
	—10	0,7/1,9	0,0/1,6	0,0/1,4	0,0/0,0	0,0/0,0
	—15	1,1/2,8	0,0/2,3	0,0/2,1	0,0/0,0	0,0/0,0
	—20	1,4/3,6	0,0/3,0	0,0/2,7	0,0/0,0	0,0/0,0
	—25	1,8/4,5	0,0/3,8	0,0/3,4	0,0/0,0	0,0/0,0
15	—5	0,7/1,2	1,1/2,1	1,2/2,0	0,9/1,5	1,0/2,2
	—10	1,4/2,5	2,3/4,1	2,4/4,1	1,8/3,0	2,1/4,4
	—15	2,1/3,7	3,4/6,1	3,6/6,1	2,7/4,4	3,1/6,6
	—20	2,7/4,9	4,5/8,1	4,7/8,0	3,5/5,8	4,1/8,6
	—25	3,4/6,2	5,7/10,2	5,9/10,1	4,4/7,3	5,2/10,8
20	—5	1,0/1,7	1,9/3,0	2,0/3,1	1,7/2,5	2,2/3,9
	—10	2,2/3,5	4,1/6,4	4,3/6,6	3,6/5,4	4,7/8,2
	—15	3,3/5,3	6,2/9,6	6,5/9,9	5,4/8,1	7,1/12,4
	—20	4,4/7,1	8,2/12,8	8,6/13,1	7,2/10,7	9,4/16,4
	—25	5,5/8,9	10,3/16,1	10,8/16,5	9,1/13,5	11,8/20,7
25	—5	1,6/2,3	3,0/4,3	3,2/4,5	2,7/3,9	3,8/6,0
	—10	3,5/5,2	6,7/9,6	7,1/10,1	6,1/8,6	8,4/13,4
	—15	5,4/7,9	10,2/14,7	10,8/15,4	9,3/13,2	12,8/20,4
	—20	7,2/10,6	13,6/19,6	14,4/20,6	12,5/17,6	17,1/27,2
	—25	9,1/13,4	17,1/24,7	18,1/26,0	15,8/22,2	21,5/34,2
30	—5	2,3/3,3	4,3/6,1	4,6/6,4	3,9/5,6	5,4/8,6
	—10	5,0/7,4	9,6/13,7	10,2/14,4	8,7/12,3	12,0/19,2
	—15	7,7/11,3	14,6/21,0	15,4/22,0	13,3/18,9	18,3/29,2
	—20	10,3/15,2	19,4/28,0	20,6/29,5	17,9/25,2	24,5/38,9
	—25	13,0/19,2	24,4/35,3	25,9/37,1	22,5/31,7	30,8/49,0

Примечание. Числитель — скорость 3 уз, загрузка минимальная; знаменатель — скорость 7 уз, загрузка максимальная.

Таблица 5.2

Расчетная интенсивность обледенения рыбопромысловых судов при положительной температуре воды

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С	РС 388М	СРТМ 502Э	СРТР 502Р	СТР 503	ПСТ 1332
10	—5	0,3/0,9	0,0/0,7	0,0/0,7	0,0/0,0	0,0/0,0
	—10	0,6/1,6	0,0/1,3	0,0/1,2	0,0/0,0	0,0/0,0
	—15	0,8/2,2	0,0/1,9	0,0/1,7	0,0/0,0	0,0/0,0
	—20	1,1/2,9	0,0/2,4	0,0/2,1	0,0/0,0	0,0/0,0
	—25	1,4/3,7	0,0/3,0	0,0/2,6	0,0/0,0	0,0/0,0
15	—5	0,6/1,0	1,0/1,7	1,0/1,7	0,7/1,2	0,9/1,8
	—10	1,1/2,0	1,9/3,3	1,9/3,3	1,4/2,4	1,7/3,6
	—15	1,6/3,0	2,7/4,9	2,8/4,8	2,1/3,5	2,5/5,2
	—20	2,1/3,9	3,5/6,3	3,7/6,3	2,8/4,5	3,2/6,8
	—25	2,6/4,9	4,4/7,9	4,7/7,9	3,5/5,7	4,0/8,6
20	—5	0,9/1,4	1,6/2,5	1,7/2,5	1,4/2,1	1,8/3,2
	—10	1,8/2,8	3,3/5,1	3,4/5,2	2,8/4,2	3,7/6,5
	—15	2,6/4,2	4,9/7,6	5,1/7,7	4,2/6,3	5,6/9,7
	—20	3,5/5,5	6,4/10,0	6,7/10,2	5,6/8,3	7,4/2,8
	—25	4,4/6,9	8,1/12,6	8,4/12,9	7,1/10,4	9,3/16,1
25	—5	1,3/1,9	2,4/3,5	2,6/3,6	2,2/3,1	3,0/4,8
	—10	2,8/4,1	5,2/7,6	5,6/7,9	4,8/6,8	6,6/10,5
	—15	4,2/6,2	7,9/11,5	8,4/12,0	7,3/10,3	10,0/15,9
	—20	5,6/8,2	10,6/15,2	11,2/16,0	9,7/13,6	13,3/21,1
	—25	4,1/10,3	13,3/19,5	14,1/20,2	12,2/17,1	16,8/26,5
30	—5	1,86/2,7	3,4/5,0	3,7/5,1	3,2/4,4	4,3/6,9
	—10	4,0/5,9	7,4/10,9	8,0/11,3	6,9/9,7	9,4/15,0
	—15	6,0/8,9	11,3/16,4	12,0/17,2	10,4/14,7	14,3/22,7
	—20	8,0/11,7	15,2/21,7	16,0/22,9	13,9/19,5	19,0/30,2
	—25	10,1/14,7	19,2/27,3	20,2/28,9	17,5/24,5	24,0/33,4

Примечание. Числитель — скорость 3 уз, загрузка минимальная; знаменатель — скорость 7 уз, загрузка максимальная.

прослеживается промежуток времени, в течение которого сохраняется такое термобарическое поле в тропосфере, которое обусловливает текущую ориентировку перемещения барического образования у поверхности земли. Признаком окончания рассматриваемого явления (обледенения) принимается синоптическое положение, отражающее начало преобразования в пространстве формы синоптического процесса. Промежуток времени между началом и окончанием явления составляет один случай обледенения. Всего за период с 1966 по 1975 г. нами рассмотрено 704 таких случаях обледенения (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Повторяемость обледенения судов

Месяц	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Повторяемость, %	0,3	6,7	19,4	18,0	17,1	18,8	9,9	7,8	2,0

Наиболее часто обледенение судов (табл. 5.3) отмечается с ноября по февраль. Средняя температура воздуха при обледенении составила —6 °С, минимальная —20 °С, максимальная — 0. Зависимость обледенения от направления и скорости ветра, а также от температуры воздуха показана в табл. 5.4. Из нее видно, что наиболее часто обледенение судов наблюдается при температуре воздуха —4... —9 °С и направлении ветра от северной четверти горизонта. Медленное обледенение судов в 62,1 % случаев отмечается при скорости ветра 5—9 м/с, быстрое обледенение — при скорости ветра 10—14 м/с (46,5 % случаев). Эти результаты принципиально не отличаются от данных [49, 248, 268], полученных для других районов Мирового океана, т. е. максимальная повторяемость обледенения приходится на градации метеоэлементов (температура воздуха, скорость ветра) с наибольшей природной повторяемостью, а при температуре

Таблица 5.4

Повторяемость обледенения судов в зависимости от температуры воздуха, направления и скорости ветра, %

Интенсивность обледенения	Температура воздуха, °С				Скорость ветра, м/с				Направление ветра							
	≤—0... —3	—4... —9	—10... —15	≤—16	5—9	10—14	15—20	>20	С	СЗ	СВ	Ю	ЮЗ	ЮВ	В	З
Очень быстрое	3,2	74,4	21,0	1,4	14,2	50,7	30,6	4,5	20,1	14,2	22,8	6,8	3,2	13,7	18,7	0,5
Быстрое	18,5	67,7	12,4	1,4	24,9	46,5	27,7	0,9	15,7	16,6	37,8	4,1	5,5	8,8	10,1	1,4
Медленное	33,1	52,2	12,5	2,2	62,1	34,4	3,5	—	10,8	17,7	25,8	8,2	6,9	12,9	15,1	2,6
Всего	18,6	64,5	15,3	1,6	34,3	43,7	20,2	1,8	15,4	16,1	28,7	6,6	5,2	11,8	14,7	1,5

воздуха ниже —16 °С обледенение судов встречается редко. Некоторые различия имеются с данными работы [49], в которой получена максимальная повторяемость при южном ветре. Они получились вследствие применения разных способов определения числа случаев обледенения в районе.

По степени неблагоприятных воздействий на производственную деятельность обледенение подразделяют обычно на опасное и особо опасное. Медленное обледенение принято считать опасным явлением, а быстрое и очень быстрое обледенение — особо опасным явлением погоды. Из табл. 5.5, 5.6

Таблица 5.5

Повторяемость особо опасного обледенения в зависимости от сочетания температуры воздуха и скорости ветра. 1966—1975 гг., %

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С				Всего
	—0... —3	—4... —9	—10... —15	—16 и ниже	
5—9	2,5	13,3	3,2	0,5	19,5
10—14	5,3	34,6	8,5	0,2	48,6
15—20	2,8	21,6	4,3	0,4	29,1
более 20	0,2	1,6	0,7	0,3	2,8
Всего	10,8	71,1	16,7	1,4	100

Таблица 5.6

Повторяемость опасного обледенения в зависимости от сочетания температуры воздуха и скорости ветра. 1966—1975 гг., %

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С				Всего
	—0... —3	—4... —9	—10... —15	—16 и ниже	
5—9	19,4	32,3	8,6	1,7	62,0
10—14	12,9	17,2	3,9	0,5	34,5
15—20	0,9	2,6	—	—	3,5
более 20	—	—	—	—	—
Всего	33,2	52,1	12,5	2,2	100

видно, что особо опасное обледенение наиболее часто наблюдается при температуре воздуха —4... —9 °С и скорости ветра 10—20 м/с. Опасное обледенение судов отмечается преимущественно при температуре воздуха от 0 до —9 °С и скорости ветра 5—9 м/с. Полученные результаты несущественно отличаются от данных работы [248]. Они могут быть использованы прогностическими органами при составлении прогнозов обледенения синоптическим методом. Однако следует отметить, что в 19,5 % случаев особо опасное обледенение может развиваться при скорости ветра 5—9 м/с и в 10,8 % случаев — при температуре воздуха —0... —3 °С, т. е. градациях, установленных для медленного обледенения судов. И наоборот, при условиях погоды, характерных для быстрого и очень быстрого обледенения судов, не всегда отмечается особо опасное обледенение (табл. 5.6). Во всех случаях, когда гидрометеорологические условия создают угрозу обледенения судов, а явление не наблюдается, в атмосфере над районом располагается очаг тепла, а температура воды значительно превышает нулевые значения.

Для изучения региональных особенностей атмосферных процессов, обусловливающих обледенение, была проведена типизация их. В настоящее время еще не имеется методов типизации процессов, в которых учитывались бы все действующие факторы в атмосфере. Поэтому существующие типизации базируются на учете лишь отдельных ведущих черт. Этим объясняется наличие большого количества субъективных типизаций, существенно отличных друг от друга как по характеру установленных типов, так и по факторам, на учете которых они основаны. В данной работе атмосферные процессы, вызывающие обледенение, типизировались синоптико-статистическим способом. В начале по календарю дат обледенения и каталогу синоптико-климатических процессов [174], учитывающему ориентацию высотной фронтальной зоны, траектории циклонов и особенности распределения очагов тепла и холода у Земли, элементарные синоптические процессы, при которых наблюдалось обледенение судов, разделялись по группам с однородным циркуляционным фоном. Затем для каждой группы были получены совокупности полей атмосферного давления, снятые в узлах регулярной сетки с синоптических карт для начала обледенения, и проведена типизация их статистическим способом [275]. В данном способе реализован алгоритм объективной классификации метеорологических полей по критерию подобия, в качестве которого избран коэффициент

$$r = \overline{X_i X_j} \Big/ \sqrt{\sigma_{X_i}^2 \sigma_{X_j}^2}, \qquad (5.1)$$

где r — коэффициент корреляции; X_i, X_j — метеорологические поля, заданные значениями метеорологического элемента в точках регулярной сетки; σ_{X_i} — среднее квадратическое отклонение значений поля относительно среднего, вычисленного по пространству i точек поля.

Для классификации синоптические поля формируются в массив x_{ki}, $i=1, 2... P$; $k=1, 2... l$ (l — количество полей) и производится последовательно корреляция первого поля со всеми остальными полями. Все поля, связанные с первым полем коэффициентом корреляции $r \geqslant r_0$, где r_0 — заданный порог классификации, относятся к типу I. В пределах типа I вычисляется среднее поле по формуле

$$\overline{X}_i = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n} x_{ik}, \qquad (5.2)$$

где n — число полей, входящих в тип I; $\overline{X}_i$ — среднее значение метеорологического элемента в i-м узле сетки.

Номера полей, входящих в первый класс, вычеркиваются и после этого первое из оставшихся полей рассматривается в качестве представителя типа II и процедура вычисления статистик (5.1) и (5.2) повторяется. Процесс типизации продолжается до исчерпания всей информации x_{ki} ($k=l$). Критерий r может задаваться в интервале 0,0—1,0. При типизации синоптических положений в данной работе принято $r_0=0{,}5$, $i=20$. В результате получено девять типов. Однако в процессе осреднения (5.2) произошло частичное сглаживание средних полей $\overline{X}_i$. Поэтому в типах для зон обледенения проводилось уточнение приземных барических полей. С этой целью дополнительно снималось атмосферное давление в центрах циклонов, вызвавших

обледенение, и на их периферии с радиусами до 1000 км. Эти данные экстремальной области, осредненные в пределах типов, позволили скорректировать приземное барическое поле циклонических образований, обусловивших обледенение. На уточненные типовые карты были нанесены фронтальные разделы в соответствии с их наиболее частой географической локализацией при данном типе поля, средняя скорость и результирующее направление движения циклонов, зоны обледенения судов по материалам наблюдений с 1966 по 1975 г.

В среднем она составляет 61 ч. Наименьшую продолжительность 24 ч имеют процессы типа IX. Продолжительность атмосферных процессов с обледенением при других типах колеблется от 36 до 48 ч. Максимальная продолжительность синоптического процесса, обусловившего обледенение судов, составила 237 ч. Она отмечена при процессах типа I. Для всех атмосферных процессов, за исклю-

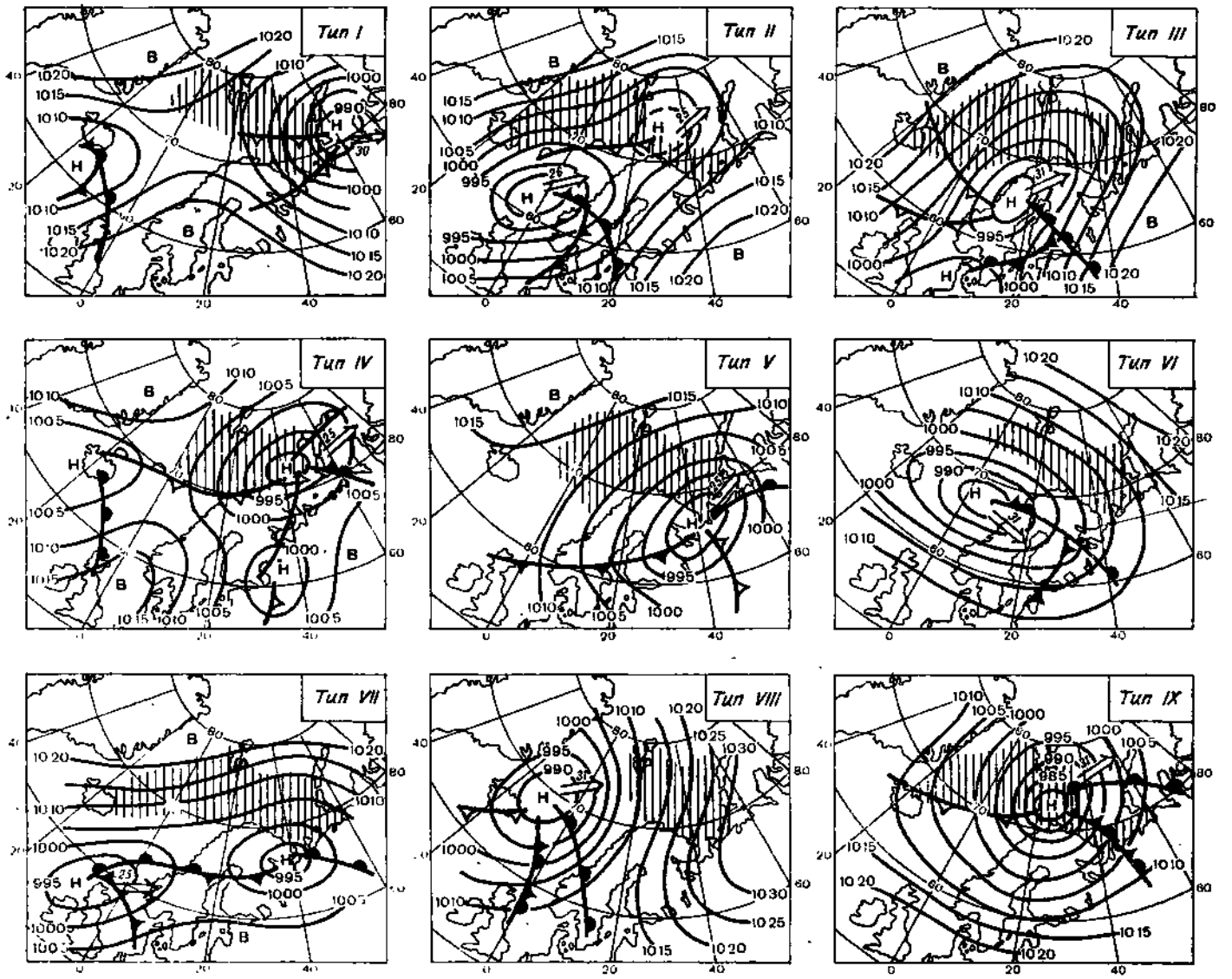


Рис. 5.1. Типовые синоптические положения, вызывающие обледенение судов. Приземная поверхность.

На рис. 5.1 и 5.2 показаны типовые синоптические положения у Земли и типовые барические поля на уровне 500 гПа при обледенении судов, а их повторяемости по месяцам в табл. 5.7. Анализ табл. 5.7 показывает, что повторяемости атмосферных процессов некоторых типов зависят от времени года. Так, тип IV преобладает в декабре, тип VIII — в феврале, а тип VI — в ноябре и феврале. Для всех типов была вычислена средняя продолжительность процессов. Оказалось, что наибольшая продолжительность атмосферных процессов, вызывающих обледенение, принадлежит типу VIII.

Таблица 5.7

Повторяемость типовых синоптических положений, вызывающих обледенение, %

Тип процесса	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
1	0,5	7,8	18,0	14,3	22,6	12,0	10,1	11,5	3,2
2	—	12,5	21,4	14,3	21,4	21,4	5,4	3,6	—
3	—	5,6	26,9	21,1	12,7	23,9	2,8	5,6	1,4
4	—	6,5	11,0	41,3	15,2	8,7	13,0	4,3	—
5	1,7	8,6	17,2	20,7	12,1	17,2	12,2	8,6	1,7
6	—	2,2	30,4	10,9	15,2	26,1	10,9	4,3	—
7	—	8,9	25,4	8,9	10,5	22,4	13,4	7,5	3,0
8	—	—	11,1	20,6	22,2	33,4	9,5	3,2	—
9	—	2,3	11,4	31,8	9,1	18,2	15,9	9,0	2,3

чением типа VIII, интенсивность обледенения судов возрастает при углублении циклонов. При типе VIII обострение атмосферных процессов над районом происходит при усилении антициклона в районе Урала, поэтому интенсивность обледенения увеличивается с ростом атмосферного давления.

Рассмотренные особенности внутригодового распределения повторяемости типов и их средняя продолжительность могут быть использованы при прогнозировании обледенения. При этом зоны обледенения судов на типовых картах включают все случаи наблюдавшихся обледенений. На конкретных синоптических картах это явление погоды обычно локализуется в отдельных районах этой зоны.

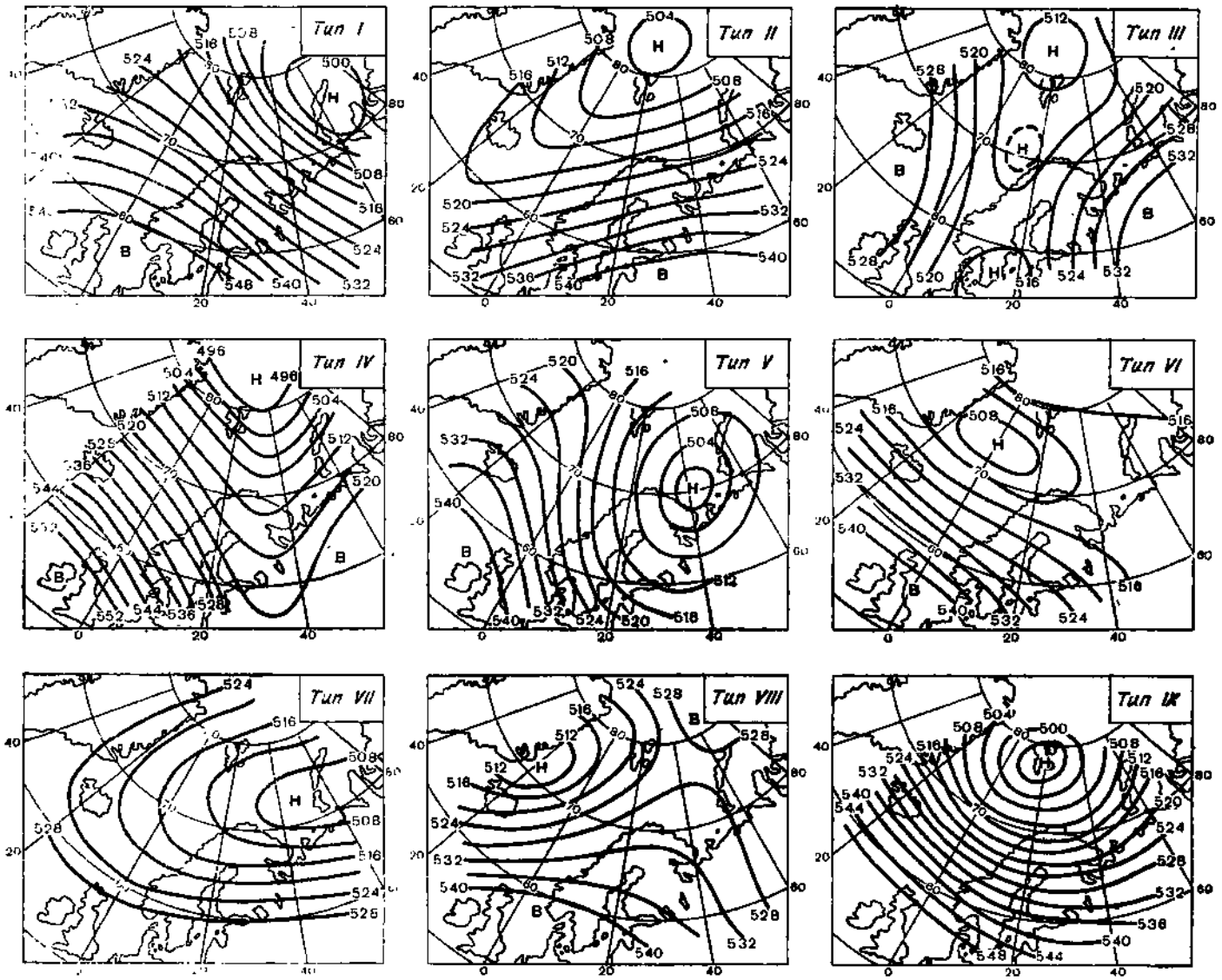


Рис. 5.2. Типовые барические положения, обусловливающие обледенение судов. Уровень 500 гПа.

6. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Влажность воздуха характеризуется парциальным давлением водяного пара, относительной влажностью и недостатком насыщения. Водяной пар является наиболее изменчивой во времени и в пространстве составляющей атмосферного воздуха. Содержание его в атмосфере определяется испарением влаги с подстилающей поверхности и переносом ее воздушными течениями (адвекцией) в горизонтальном и вертикальном направлениях. Следовательно, генетически можно выделить влагу местную и адвективную. Перемешивание воздуха, осуществляемое главным образом турбулентностью, обеспечивает отток водяного пара из приземного слоя и поступление его в свободную атмосферу. Происходящее при этом перераспределение тепла в скрытой форме создает дополнительные источники и стоки энергии атмосферных движений.

Учет содержания водяного пара в атмосфере в целом и на отдельных ее уровнях необходим при решении многочисленных практических и теоретических задач. В частности, исследование процессов влагообмена помогает в решении проблем водного баланса. Свойства фазовых превращений атмосферной влаги, сопровождающихся выделением или поглощением тепла, учитываются при расчетах теплового баланса, а следовательно энергетики всей атмосферы. В численных экспериментах, на которых базируется изучение формирования современного

климата и общей циркуляции атмосферы, привлекаются количественные оценки ее влагосодержания. Учет данных о влажности воздуха необходим также при расчетах коэффициента преломления радиоволн в атмосфере, при определении вероятности повреждения и изменения физико-химических свойств различных материалов и оборудования в процессе их хранения, транспортировки и эксплуатации.

Сведения о распределении влажности воздуха над океанами в высоких широтах содержатся во многих изданиях. Так, в работе [414] даны карты парциального давления водяного пара, а в [259, 335, 411, 414, 419] — карты влагосодержания в отдельные месяцы и в среднем за год на всем земном шаре. В работах [259, 408] приводятся карты распределения относительной и удельной влажности над северным полушарием. Однако возможности использования этих работ для характеристики влажности воздуха на Баренцевом море ограничены, вследствие мелкомасштабности карт или неполноты сведений.

Наиболее полные сведения о влажности воздуха над Баренцевым морем содержатся в работах [19, 181]. В «Комплексном справочнике» [181] содержатся карты распределения абсолютной и относительной влажности по месяцам и за год. В северной части моря положение изолиний влажности проведено предположительно в связи с малым количеством наблюдений, особенно в зимние месяцы. В Атласе СЛО [19] приведены карты распределения абсолютной и относительной влажности воздуха у подстилающей поверхности за центральные месяцы сезонов, в качестве которых приняты февраль, май, август, ноябрь. Здесь же по материалам аэрологических станций островов и побережий за 1957—1969 гг. и дрейфующих станций СП за 1950—1970 гг. представлены карты интегрального влагосодержания в слое от поверхности океана до изобарической поверхности 500 гПа за эти же месяцы. В. Г. Снопковым [156] на основе многолетних наблюдений на этих же станциях составлены таблицы, характеризующие вертикальные профили удельной влажности воздуха в океанических воздушных массах от морского арктического воздуха до экваториального. Им же [335] рассмотрена связь между приземными характеристиками влажности воздуха и интегральным влагосодержанием атмосферы.

За последние годы с увеличением экспедиционных работ объем наблюдений за влажностью на Баренцевом море значительно возрос. Их обработка с привлечением данных длиннорядных станций побережий и островов позволила получить новые уточненные карты распределения влажности над морем.

Парциальное давление водяного пара (e) является функцией температуры и с повышением последней быстро растет. Парциальное давление водяного пара в атмосфере Арктики зависит, главным образом, от ее энергетических ресурсов и претерпевает закономерные изменения от зимы к лету в соответствии с годовым ходом температуры. Характер годового хода парциального давления водяного пара одинаков повсеместно (рис. 6.1 *а*). Наибольшие значения наблюдаются в июле—августе в южных районах моря, наименьшие — в январе — марте на его северной периферии. Над незамерзающей частью акватории моря средние месячные значения парциального давления водяного пара зимой составляют 3—4 гПа, на островах у северной окраины моря не превышают 2 гПа. К лету парциальное давление водяного пара увеличивается в 2—3 раза и составляет 5—6 гПа в районе арх. Земля Франца-Иосифа, 6—8 гПа у западного побережья Новой Земли и 9—11 гПа у южного побережья моря (рис. 6.2). Амплитуда годового хода увеличивается от северной границы моря к его южному побережью вдвое: от 4,8 гПа на о. Виктория до 9,4 гПа на ст. Мыс. Болванский.

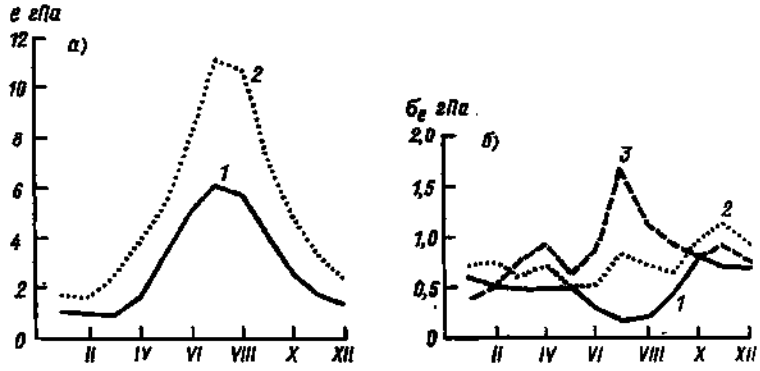


Рис. 6.1. Годовой ход парциального давления водяного пара (*а*), среднего квадратического отклонения средних месячных значений (*б*).

а) *1* — Нагурское, *2* — Мыс Болванский; *б*) *1* — Остров Виктория, *2* — Малые Кармакулы, *3* — Варандей.

Годовой ход среднего квадратического отклонения парциального давления водяного пара σ_e в северной, замерзающей части моря противоположен годовому ходу e (рис. 6.1 *б*). Максимальная изменчивость надо льдом наблюдается зимой и обусловлена интенсивным межширотным обменом тепла и влаги. Летом на фоне высоких значений парциального давления над поверхностью воды и ослабленной циркуляции атмосферы изменчивость σ_e минимальна. На станциях южного побережья моря годовой ход e и σ_e одинаков. Летом максимальная изменчивость парциального давления водяного пара в южной половине моря обусловлена чередованием воздушных масс различного происхождения. Характерные для этой части акватории моря антициклоны в это время проходят почти с запада на восток, повторяемость их не уступает повторяе-

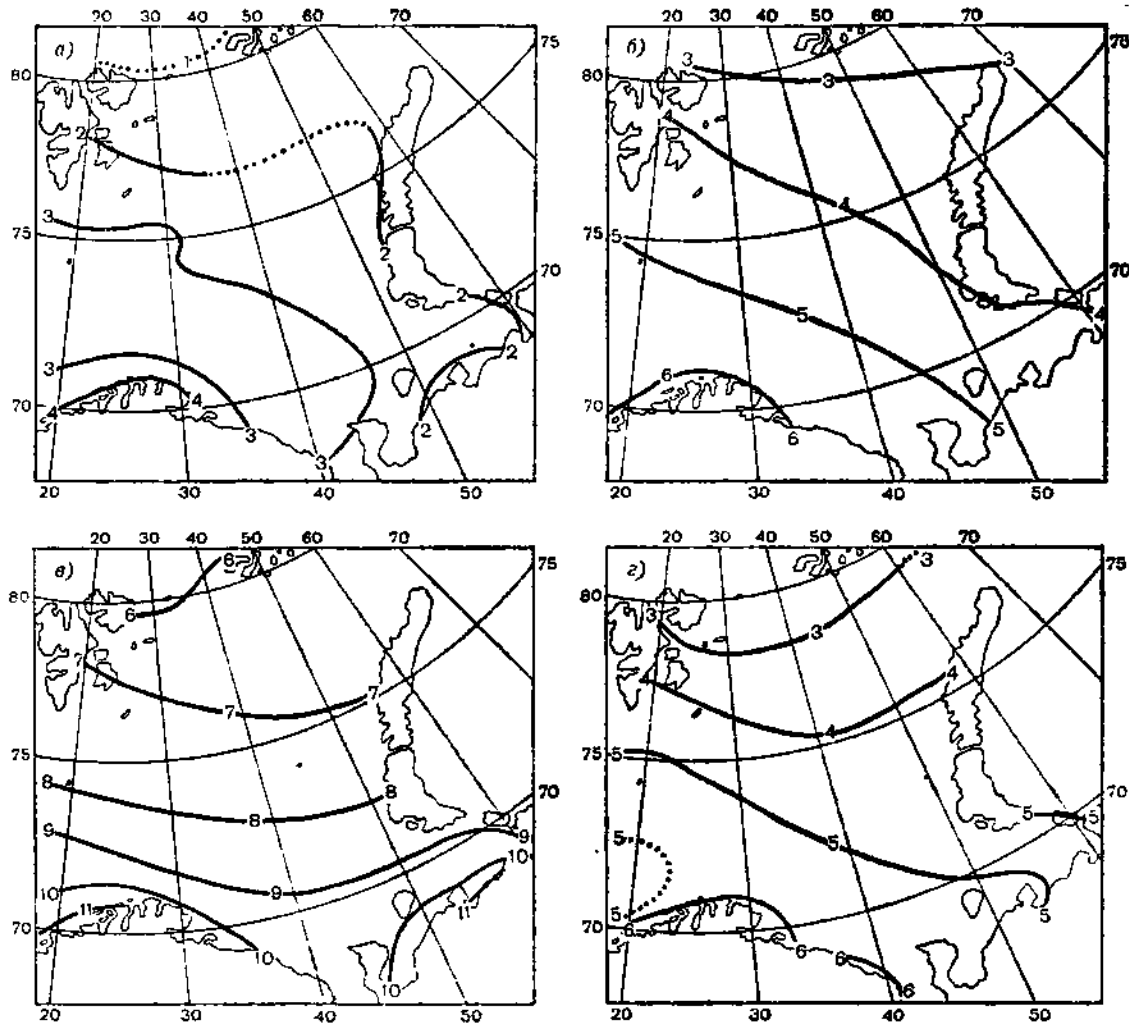


Рис. 6.2. Парциальное давление водяного пара, гПа.

а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

Таблица 6.1

Статистические характеристики парциального давления водяного пара. Год, гПа

Станция	$\bar{e}$	σ_e	C_v	$A_{\bar{e}}$	A_{σ_e}	A_{C_v}
Нагурское	2,9	0,2	0,07	5,1	0,6	0,50
Остров Виктория	2,9	0,2	0,07	4,8	0,6	0,57
Мыс Желания	3,3	0,4	0,12	5,5	1,3	0,40
Русская Гавань	3,5	0,2	0,06	5,4	0,5	0,38
Остров Медвежий	4,9	—	—	4,6	—	—
Малые Кармакулы	4,2	0,4	0,10	6,3	0,6	0,28
Мыс Меньшикова	4,0	0,4	0,10	6,3	0,6	0,34
Вардё	6,4	—	—	6,7	—	—
Вайда-Губа	6,0	0,3	0,05	7,1	0,8	0,07
Цып-Наволок	5,9	0,4	0,08	7,3	0,7	0,10
Белый Нос	4,3	0,4	0,09	8,0	0,8	0,21
Колгуев Северный	5,1	0,4	0,08	7,5	1,2	0,18
Дальние Зеленцы	5,7	0,3	0,05	7,5	0,7	0,13
Мурманск	5,7	0,4	0,07	8,0	1,0	0,15
Ходовариха	4,9	0,4	0,08	8,2	1,2	0,22
Остров Харлов	5,6	0,4	0,07	7,3	0,7	0,11
Бугрино	5,2	0,4	0,08	7,8	1,0	0,22
Варандей	4,8	0,4	0,08	7,9	1,3	0,22
Канин Нос	5,6	0,4	0,07	7,2	0,8	0,22
Мыс Болванский	5,1	0,4	0,08	9,4	1,1	0,32
Мыс Микулкин	5,4	0,4	0,07	7,6	0,7	0,20
Индига	5,4	0,4	0,07	8,7	1,1	0,21
Терско-Орловский	5,7	0,4	0,07	7,8	0,7	0,14

Примечание. $\bar{e}$ — среднее; σ_e — среднее квадратическое отклонение; C_v — коэффициент вариации; $A_{\bar{e}}$, A_{σ_e}, A_{C_v} — амплитуда годового хода.

мости циклонов (по три за месяц) [181]. Амплитуда годового хода σ_e в высоких широтах не превышает 0,6 гПа, к южному побережью моря увеличивается вдвое (табл. 6.1).

Относительная влажность f характеризует степень насыщения воздуха водяным паром и представляет собой отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе e, к давлению насыщенного пара E при той же температуре, выраженное в процентах:

$$f = (e/E)\,100\,\%. \qquad (6.1)$$

Как и абсолютная влажность, она тесно связана с температурой воздуха, но эта связь обратная: относительная влажность уменьшается при повышении температуры и увеличивается при ее понижении. Поэтому обычно годовой ход относительной влажности противоположен годовому ходу температуры. Однако на Баренцевом море характер годового хода температуры и влажности воздуха одинаков и характеризуется летним максимумом и зимне-весенним минимумом (рис. 6.3). Положительная корреляция между этими метеорологическими элементами здесь вызвана преобладанием адвективного фактора [231]. Отчетливое влияние адвекции воздушных масс, определяющих формирование очагов крупных аномалий температуры воздуха, проявляется в формировании теплоядерных зим [310]. А. Я. Коржиков [184] показал, что даже

в районах, примыкающих к о-вам Гренландии и Шпицбергена, крупные аномалии температуры воздуха за период элементарного синоптического процесса связаны с адвекцией соответствующих воздушных масс, поступление которых, в свою очередь, определяется ориентировкой высотного гребня над Северной Атлантикой. Вынос тепла циклонами зимой в Арктику прослеживается даже по средней месячной температуре в очень высоких широтах, значительно севернее арх. Шпицберген [311]. Это

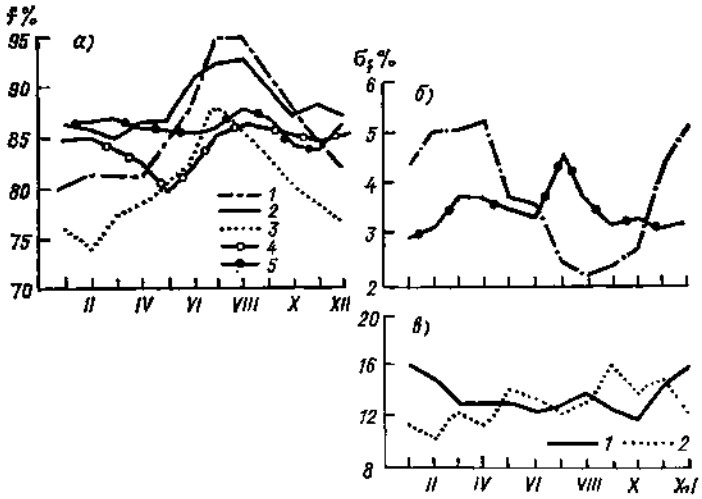


Рис. 6.3. Годовой ход относительной влажности (*а*) и среднего квадратического отклонения ее средних месячных (*б*) и ежедневных (*в*) значений.

а, б) *1* — Остров Виктория, *2* — Остров Надежды, *3* — квадрат XIV, *4* — Хелнес Фир, *5* — Канин Нос; *в)* *1* — квадрат XIX, *2* — квадрат XV.

подтверждается расчетами переноса тепла в атмосфере над Баренцевым морем, который в холодный период в 1,5—2 раза больше, чем в теплый (рис. 6.4).

Расчеты тепло- и влагосодержания, тепло- и влагопереноса [235—237] выполнены по данным ежедневного температурно-ветрового зондирования 26 станций СЕБ за период в основном 1961—1978 гг. (БД «Аэрология» ВНИИГМИ—МПД) по методике, апробированной на материалах экспедиции ПОЛЭКС [277]. Алгоритмы расчета теплопереноса и энтальпии опубликованы в работах [236, 237].

Алгоритм расчета влагопереноса заключается в следующем. Полный поток влаги $\bar{F}$ определяется через абсолютную влажность a (г/м³):

$$a = 216{,}7 e_i / T_i, \qquad (6.2)$$

где e_i — давление насыщенного пара, определяемое по формуле Магнуса, г/(см·с²) или 10^{-3} гПа:

$$e_i = 6{,}1 \cdot 10^{7{,}45T_d/(235+T_d)}; \qquad (6.3)$$

T_d — температура точки росы.

Отдельно рассчитываются адвективная F_a (г/(м²·с)) и турбулентная F' (г/(м²·с)) составляющие полного потока влаги, которые, в свою очередь, определяются по зональной V_x и меридиональной V_y составляющим ветра:

$$F_{a_x} = \overline{aV_x} \qquad (6.4)$$

$$F_{a_y} = \overline{aV_y}; \qquad (6.5)$$

$$F'_x = \sigma_a \sigma_{V_x} r(a, V_x); \qquad (6.6)$$

$$F'_y = \sigma_a \sigma_{V_y} r(a, V_y), \qquad (6.7)$$

где σ_a, σ_{V_x}, σ_{V_y} — средние квадратические отклонения абсолютной влажности и составляющих ветра соответственно; $r(a, V_x)$, $r(a, V_y)$ — коэффициенты корреляции между абсолютной влажностью и соответствующей составляющей ветра.

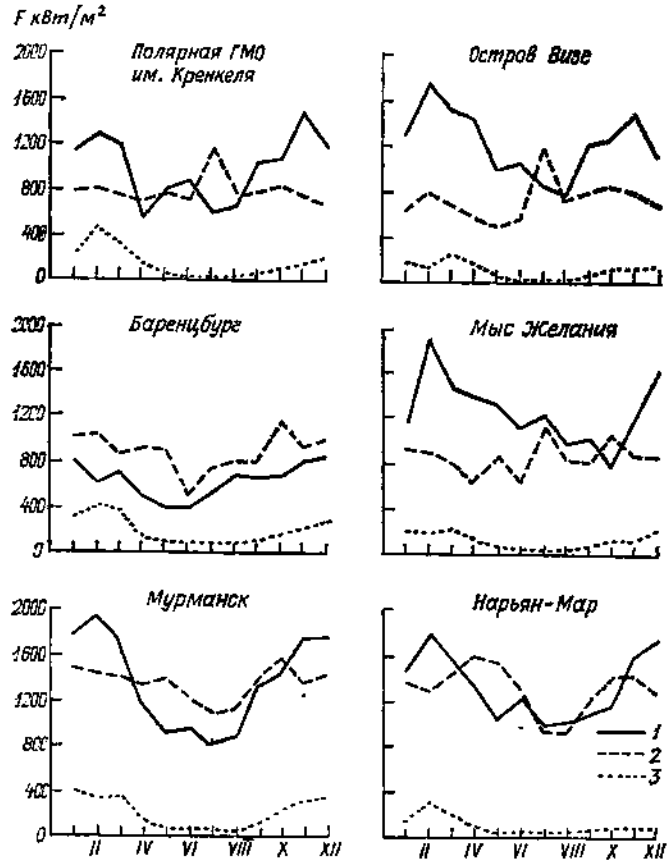


Рис. 6.4. Годовой ход полного теплового потока на различных уровнях атмосферы.

1 — 1000; *2* — 300; *3* — 50 гПа.

Результирующие адвективный $\bar{F}_a$, турбулентный $\bar{F}'$ и полный $\bar{F}$ потоки влаги определяются из соотношений:

$$\bar{F}_a = \sqrt{\bar{F}_{a_x}^2 + \bar{F}_{a_y}^2}; \qquad (6.8)$$

$$\bar{F}' = \sqrt{\bar{F}_x'^2 + \bar{F}_y'^2}; \qquad (6.9)$$

$$\bar{F} = \bar{F}_a + \bar{F}'. \qquad (6.10)$$

В ранее опубликованных работах [48, 87, 197] расчеты всех составляющих влагопереноса не выполнялись. Результаты наших расчетов показали, что турбулентная слагаемая потока влаги значительна и может достигать 50 % по отношению к адвективному потоку в январе и 100—150 % в июле (Мурманск).

Поток влаги летом в 3—5 раз больше, чем зимой и достигает на уровне 1,5 км 20—25 г/(м²·с) (табл. 6.2, рис. 6.5). Влагоносный слой как в холодный, так и в теплый периоды достаточно мощный и располагается на высотах до 4 км. На высоте 5 км поток влаги меньше, чем в нижнем 1-километровом слое в 3—5 раз летом и 6—7 раз зимой.

В связи с тем, что распределение влажности с высотой не является линейным, интегральное влагосодержание W (кг/м²) атмосферы рассчитывалось по формуле [277]

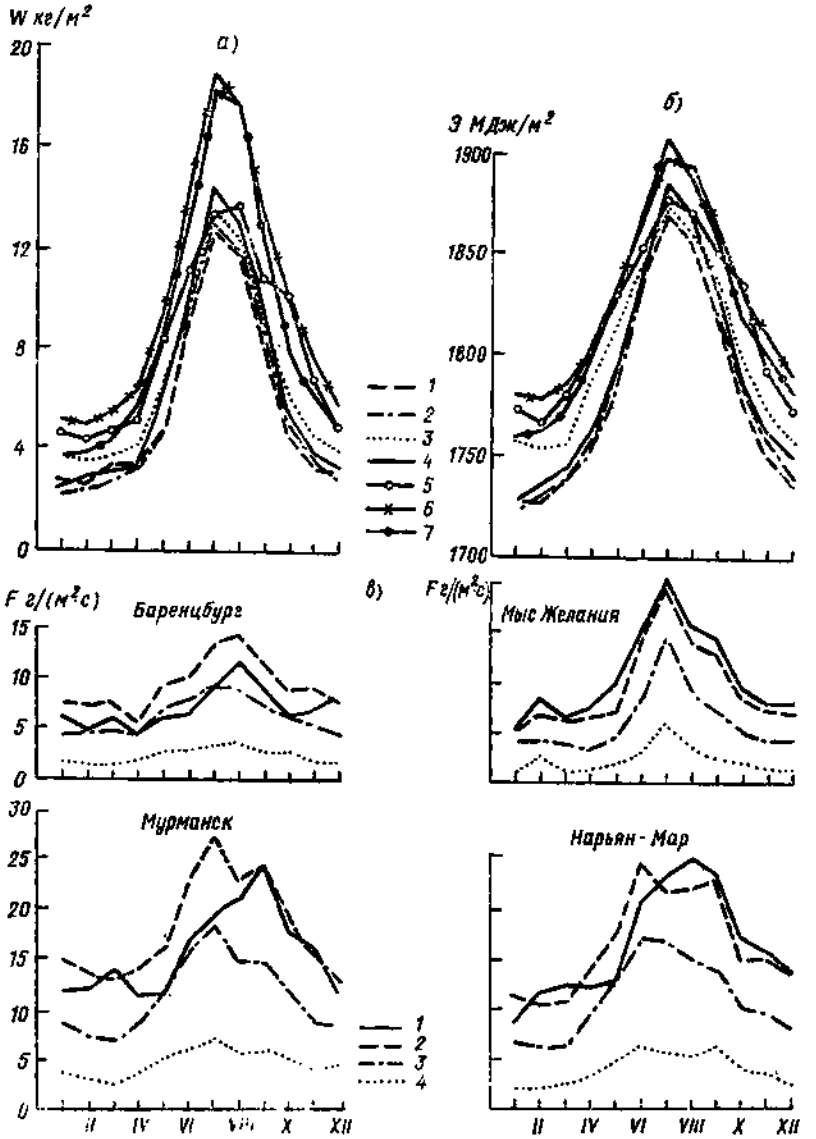


Рис. 6.5. Годовой ход интегрального влагосодержания атмосферы в слое 1000—500 гПа (*а*), интегральной энтальпии в слое 1000—300 гПа (*б*) и полного потока влаги на различных высотных уровнях (*в*).

а, б) *1* — Полярная ГМО им. Кренкеля, *2* — Остров Визе, *3* — Баренцбург, *4* — Мыс Желания, *5* — Остров Медвежий, *6* — Мурманск; *7* — Нарьян-Мар; *в*) 1—1000, *2* — 850, *3* — 700, *4* — 500 гПа.

Таблица 6.2

Средний месячный поток влаги у подстилающей поверхности (0 км) и на уровне 1,5 км в зависимости от времени года, г/(м²·с)

Станция	XI—III		VI—VIII		Год	
	0	1,5	0	1,5	0	1,5
Полярная ГМО им. Кренкеля	5,4	6,4	10,1	13,4	89	101
Остров Визе	5,5	5,6	12,6	12,8	103	96
Баренцбург	6,6	7,9	9,1	12,4	88	105
Мыс Желания	7,1	6,5	16,8	15,6	127	114
Остров Медвежий	14,6	14,5	15,4	19,7	176	150
Малые Кармакулы	11,3	11,1	17,4	19,6	163	167
Мурманск	13,1	13,9	18,7	24,1	186	214
Шойна	16,4	11,5	23,3	23,4	221	196
Нарьян-Мар	13,0	12,5	22,3	22,6	197	200
Кандалакша	8,5	13,6	25,1	22,5	168	201
Архангельск	18,3	14,2	20,5	23,7	195	221
Будё	18,5	20,5	9,7	18,9	190	249

$$W = \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{a_i - a_{i+1}}{\ln a_i - \ln a_{i+1}} \right) (Z_{i+1} - Z_i), \qquad (6.11)$$

которая предполагает экспоненциальное распределение абсолютной влажности a между соседними i и $i+1$ уровнями. Учитывая, что основная доля влаги содержится в нижней тропосфере, верхним пределом суммирования при подсчете интегрального влагосодержания принят уровень 5 км (табл. 6.3).

Интегральное влагосодержание слоя 0—5 км относительно мало по сравнению с его значением в умеренных широтах [48] и увеличивается по акватории моря от 70 кг/м² в северных районах до 120 кг/м² у южного побережья. Независимо от сезона область повышенного влагосодержания ПСА приурочена к зоне гидрологического фронта в районе Надеждинско-Медвежинского мелководья. Под орографическим воздействием Скандинавского хребта W в прибрежных наветренных районах

в 1,5—1,7 раза больше, чем в подветренных. Около 75—80 % W сосредоточено в нижних 3 км. Наибольшее W здесь концентрируется к концу теплого периода (до 85 %), несколько меньше — зимой (73—81 %).

личение влагосодержания от зимы к лету происходит в северо-восточном районе моря — в 6 раз, у южного побережья — в 3—4 раза. Летние максимумы в годовом ходе влагопереноса и интегральных тепло- и влагосодержания атмосферы способ-

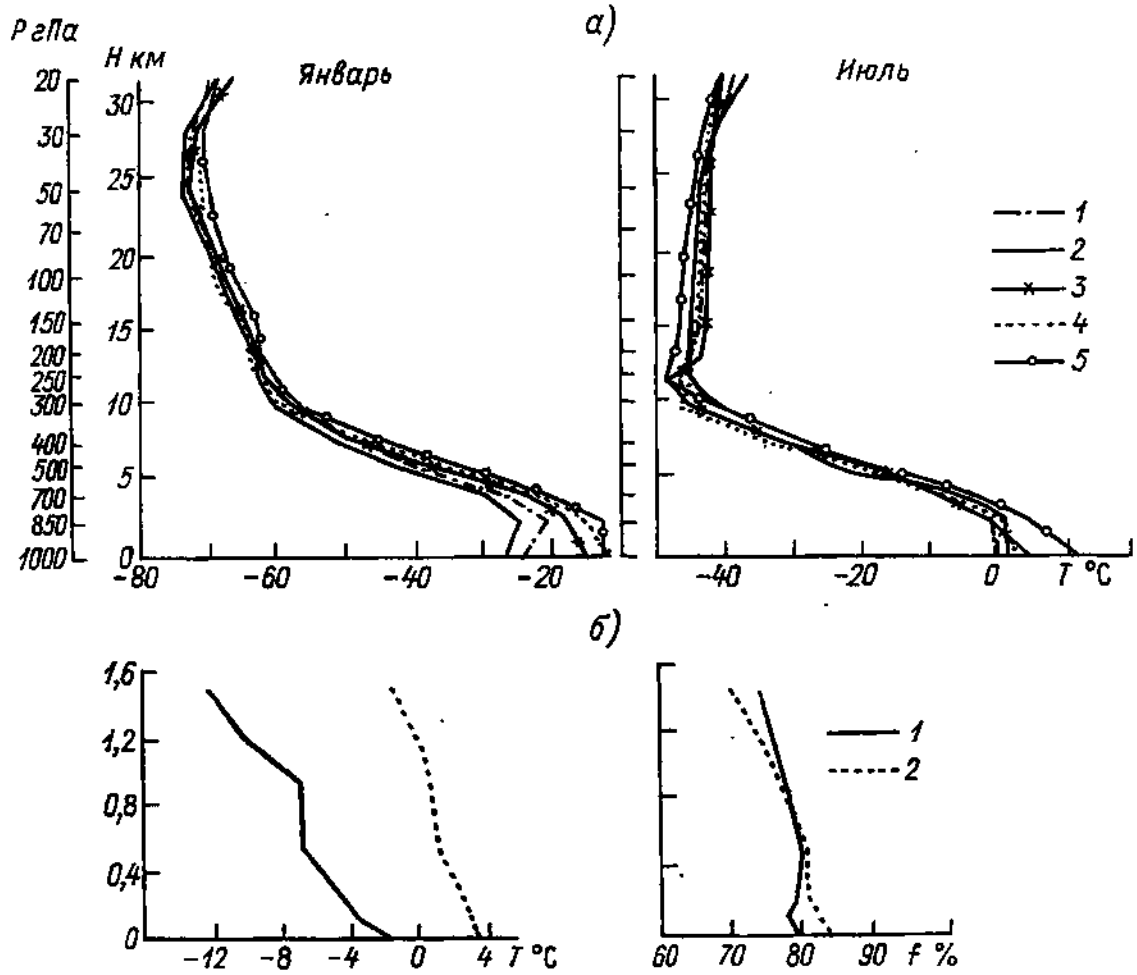


Рис. 6.6. Вертикальные профили температуры (T °C) и относительной влажности воздуха (f %) на побережье и островах (*а*) и над морем (*б*).

а) *1* — Полярная ГМО им. Кренкеля (о. Хейса), *2* — Мыс Желания, *3* — Баренцбург, *4* — Остров Медвежий, *5* — Мурманск; *б*) *1* — ноябрь—апрель, *2* — май—октябрь.

Годовой ход W характеризуется повсеместно зимним минимумом и летним максимумом (см. рис. 6.5). Наиболее интенсивно относительное увествуют формированию максимума относительной влажности у поверхности моря в это время года. Об этом же свидетельствует и вертикальный

Таблица 6.3

Интегральное влагосодержание в слоях атмосферы 0—3 км и 3—5 км, кг/м²

Станция	I		V		VII		X		Год	
	0—3	3—5	0—3	3—5	0—3	3—5	0—3	3—5	0—3	3—5
Полярная ГМО им. Кренкеля	1,8	0,6	4,0	1,2	9,9	3,1	3,5	1,1	53	17
Остров Визе	1,6	0,6	3,8	1,2	9,9	3,0	3,6	1,1	52	16
Баренцбург	2,9	0,8	5,1	1,4	10,4	3,0	4,7	1,4	63	18
Мыс Желания	1,9	0,6	4,1	1,3	11,0	3,4	4,3	1,2	59	18
Остров Медвежий	3,7	0,9	6,5	1,7	10,7	2,9	11,0	2,0	80	20
Малые Кармакулы	2,6	0,7	4,8	1,4	11,9	3,5	5,2	1,4	68	19
Саданкюля	4,0	1,1	7,7	2,0	14,2	3,6	7,7	2,0	91	24
Мурманск	4,0	1,1	7,2	1,9	15,0	3,9	7,3	1,9	92	24
Шойна	3,6	1,0	6,8	1,9	15,0	3,9	7,1	1,8	91	24
Будё	6,1	1,4	9,3	2,1	13,2	3,1	10,8	2,5	106	24
Нарьян-Мар	2,9	0,9	6,4	1,8	15,3	4,0	6,3	1,7	85	23
Архангельск	3,7	1,1	8,4	2,2	16,8	4,2	8,0	2,0	102	26

профиль влажности воздуха, который находится в соответствии со стратификацией температуры (рис. 6.6, 6.7). Зимой распределение температуры в ПСА над побережьями характеризуется инверсией, на островных станциях (на о-вах Медвежий, с высотой в нижнем 1,5-километровом слое, летом к верхней границе пограничного слоя уменьшается вдвое.

Вертикальное распределение дефицита точки росы имеет те же закономерности (рис. 6.7). Летом

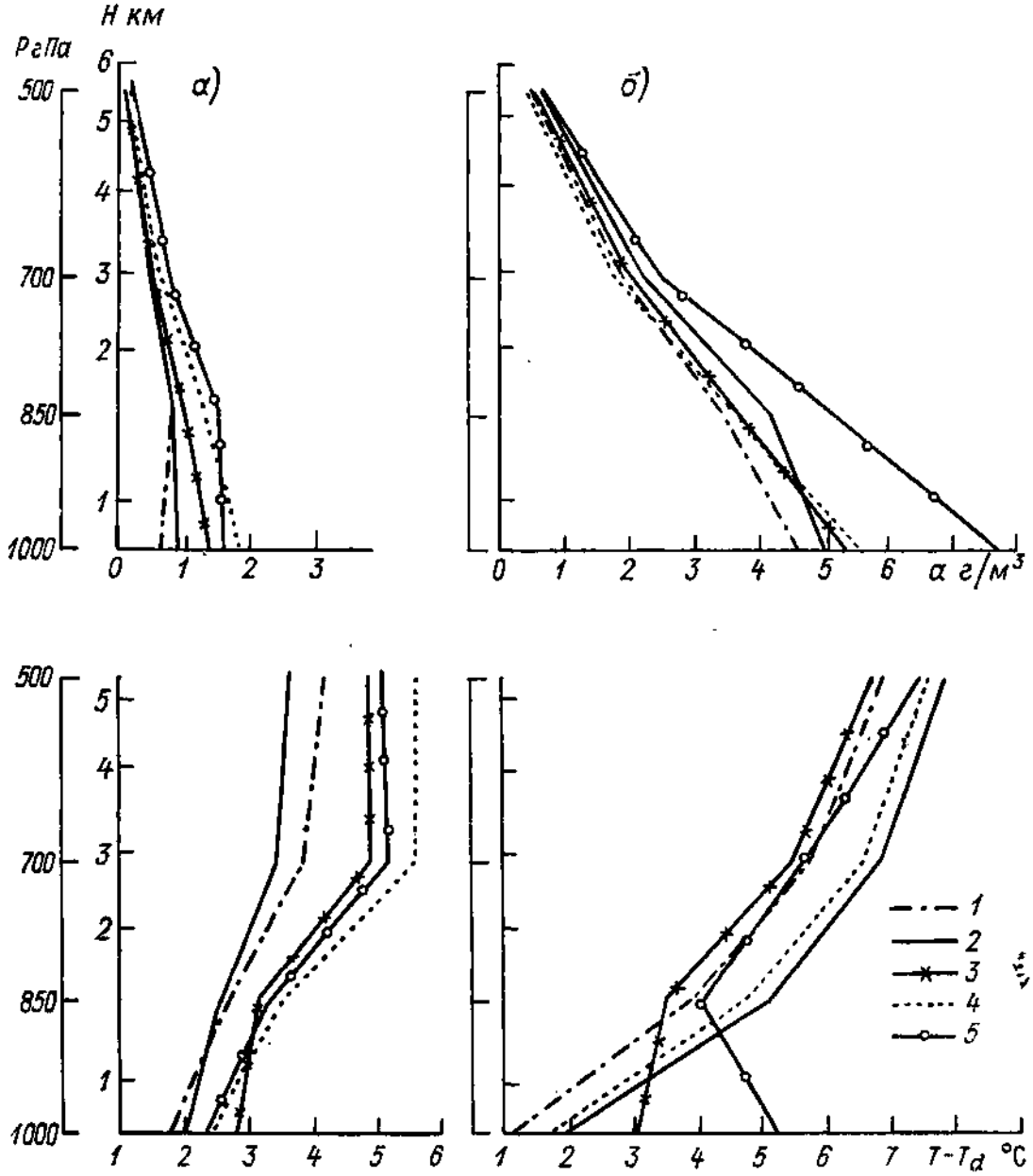


Рис. 6.7. Вертикальные профили абсолютной влажности воздуха (a г/м³) и дефицита точки росы ($T—T_d$) в январе ($а$) и июле ($б$).

1 — Полярная ГМО им. Кренкеля (о. Хейса); *2* — Мыс Желания; *3* — Баренцбург; *4* — Остров Медвежий; *5* — Мурманск.

Хейса) и над морем — замедленным понижением температуры. Летом повсеместно происходит замедленное понижение температуры с высотой ($\gamma \leqslant \leqslant 0{,}4$ °С/100 м). Слои с указанным градиентом считаются задерживающими турбулентный обмен. Независимо от сезона они располагаются чаще всего на уровнях от 400 до 800 м.

Распределение абсолютной влажности также характеризуется инверсией влаги зимой в нижнем 1,5-километровом слое и понижением ее с высотой летом (рис. 6.7). Значения абсолютной влажности на уровне 1000 гПа увеличиваются от зимы к лету от 1 до 8 г/м³. Зимой влажность мало изменяется наиболее высокие значения влажности в погранслое отмечаются в северных районах моря ($T—T_d \approx \approx 1\ldots 2$ °С). Наименьшие значения влажности наблюдаются на южном побережье, где $T—T_d$ достигает 5 °С. Зимой $t—t_d$ мало изменяется в этом слое по акватории моря (от 1 до 3 °С).

Зимой наибольшее влияние океанической и атмосферной адвекции наблюдается в юго-западном районе моря (см. табл. 6.2, 6.3), поэтому вторичный (зимний) максимум относительной влажности здесь мало уступает летнему. Большие различия в температуре воздуха и поверхности воды в западной части моря приводят к интенсивному испаре-

нию и поддержанию высокого уровня относительной влажности в течение года, что определяет и небольшую амплитуду годового хода (6—8 %). К северной границе моря амплитуда годового хода увеличивается до 15 % на о. Виктория (табл. 6.4). Некоторая удаленность юго-восточного района моря от основных циклонических траекторий также способствует формированию сглаженного годового хода влажности с амплитудой около 3—6 %.

Таблица 6.4

Статистические характеристики относительной влажности воздуха, %

Станция	$\bar{f}$	σ_f	C_v	$A_{\bar{f}}$	A_{σ_f}	A_{C_v}
Нагурское	88	2,7	0,03	10	3,3	0,04
Остров Виктория	86	2,7	0,03	15	3,2	0,05
Мыс Желания	86	2,0	0,02	9	2,8	0,04
Остров Надежды	88	4,5	0,05	8	2,0	0,02
Русская Гавань	80	2,6	0,03	9	4,0	0,06
Остров Медвежий	88	3,9	0,04	6	1,7	0,02
Малые Кармакулы	81	1,7	0,02	7	2,8	0,02
Фрухольмен	83	4,8	0,06	3	1,5	0,02
Гамвик	82	2,4	0,03	5	1,9	0,02
Мыс Меньшикова	86	2,0	0,02	11	3,3	0,04
Вардё	86	3,7	0,04	4	1,0	0,01
Вайда-Губа	82	2,0	0,02	6	2,4	0,02
Цып-Наволок	83	2,0	0,02	7	1,4	0,01
Белый Нос	87	1,4	0,02	6	1,9	0,03
Колгуев Северный	88	1,4	0,02	5	1,8	0,03
Дальние Зеленцы	81	1,8	0,02	6	3,9	0,05
Мурманск	79	1,4	0,02	17	1,4	0,04
Ходовариха	88	1,7	0,02	3	2,8	0,03
Остров Харлов	82	1,9	0,02	6	2,3	0,02
Бугрино	88	1,2	0,01	2	1,8	0,02
Варандей	86	1,4	0,02	5	2,4	0,03
Канин Нос	86	1,8	0,02	4	1,8	0,02
Мыс Микулкин	88	1,1	0,01	3	1,4	0,02

Примечание. $\bar{f}$ — среднее годовое отклонение; σ_f — среднее квадратическое отклонение; C_v — коэффициент вариации; $A_{\bar{f}}$, A_{σ_f}, A_{C_v} — амплитуда годового хода величин.

При удалении в глубь побережья годовой ход влажности под влиянием радиационного фактора приобретает континентальный тип, для которого характерен максимум в ноябре—феврале, минимум в мае—июне. Резко возрастает и годовая амплитуда, до 15—17 % (Эккерой, Мурманск). В свободной атмосфере над южным побережьем моря годовой ход влагосодержания не отличается от его годового хода над остальной частью акватории Баренцева моря (см. рис. 6.5).

Интегральное влагосодержание слоя атмосферы 0—5 км зимой в связи с особенностями расположения циклонических траекторий над акваторией моря и ледовой кромки убывает с юго-запада на северо-восток от 5,0 (Мурманск) до 2,2 кг/м² (о. Визе) (см. табл. 6.3). Ложбина относительно пониженных значений относительной влажности у поверхности моря (до 76 %) также ориентирована с юго-запада на северо-восток через центральные районы моря (рис. 6.8). Поле влажности характеризуется меридиональным расположением изолиний. В береговой зоне изолинии влажности воздуха имеют широтный ход.

Весной в соответствии с годовым ходом температуры и интегрального влагосодержания тропосферы влажность воздуха у поверхности моря начинает также повсеместно возрастать. В июне завершается перестройка поля влажности от меридионального расположения изолиний на зональное, характерное для лета. Увеличение влажности по акватории моря происходит в том же направлении, что и уменьшение ее зимой, оно особенно заметно в центральной части моря (76 % январь, 90 % июль), в связи с чем и амплитуда годового хода здесь наибольшая (15—17 %).

Осенью пространственное распределение относительной влажности приобретает зимний характер: в южном районе влажность по-прежнему сохраняется высокой (85—90 %), в северо-восточном — уменьшается до 80—85 %, в центральной части моря — до 75 %.

На годовой карте замкнутая область, вытянутая с юга на север, с влажностью около 80 % охватывает центральную часть моря (см. рис. 6.8, год). Область наиболее высокой влажности воздуха (85—90 %) располагается на северо-западе моря, включая зону гидрологического фронта в районе Надеждинско-Медвежинского мелководья. Вторая область повышенной влажности (более 85 %) располагается на юго-востоке моря, где влажность даже в период минимума не опускается ниже 83 %. А по числу дней с влажностью более 80 % этот район лишь незначительно уступает северному (292 и 314 сут соответственно, табл. 6.5).

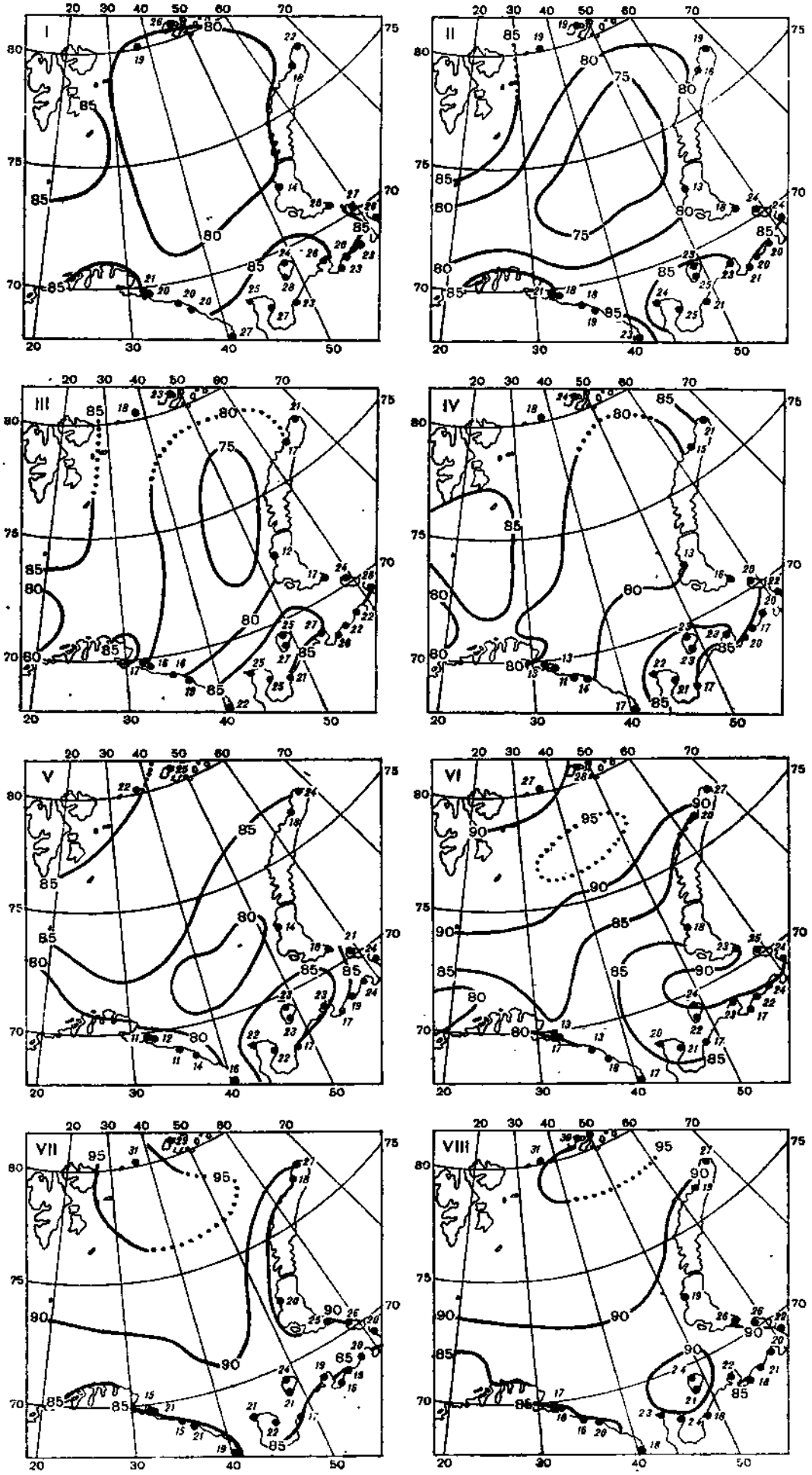
Периодические суточные изменения относительной влажности над морем выражены слабо. В полярную ночь, когда солнечная радиация почти отсутствует, и суточный ход температуры воздуха очень мал, влажность воздуха также не имеет суточного хода, так как смена воздушных масс не зависит от времени суток. Наиболее выражены суточные изменения влажности летом в южной части моря. На архипелагах Земля Франца-Иосифа и Новая Земля и летом суточный ход выражен

Таблица 6.5

Статистические характеристики числа дней с относительной влажностью более 80 %

Станция	$\bar{n}$	σ_n	$A_{\bar{n}}$	A_{σ_n}
Нагурское	314,3	43,2	10,9	7,6
Остров Виктория	282,4	40,9	13,1	8,7
Мыс Желания	283,4	34,6	8,4	7,4
Русская Гавань	201,1	41,8	6,2	5,7
Малые Кармакулы	188,0	19,2	7,6	3,9
Мыс Меньшикова	256,5	26,5	10,2	4,9
Им. Е. К. Федорова	292,3	20,5	7,3	3,9
Вайда-Губа	199,1	22,7	9,8	2,7
Цып-Наволок	189,6	38,9	8,3	1,9
Белый Нос	291,3	26,8	6,4	3,1
Колгуев Северный	257,2	52,9	2,8	2,3
Дальние Зеленцы	188,6	23,1	9,2	2,9
Мурманск	162,5	16,8	19,1	3,0
Ходовариха	273,7	39,5	8,2	4,1
Остров Харлов	207,9	40,9	7,7	1,9
Бугрино	291,3	17,7	8,1	3,6
Варандей	266,3	21,7	6,0	4,0
Канин Нос	250,4	39,4	5,8	1,4
Мыс Шведский (Константиновский)	246,7	27,8	8,0	4,6
Мыс Болванский	250,3	24,4	10,6	5,1
Мыс Микулкин	269,7	49,1	7,2	3,2
Индига	230,8	27,9	7,9	3,1

Примечание. $\bar{n}$ — среднее годовое отклонение; σ_n — среднее квадратическое отклонение; $A_{\bar{n}}$, A_{σ_n} — амплитуда годового хода.


I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII

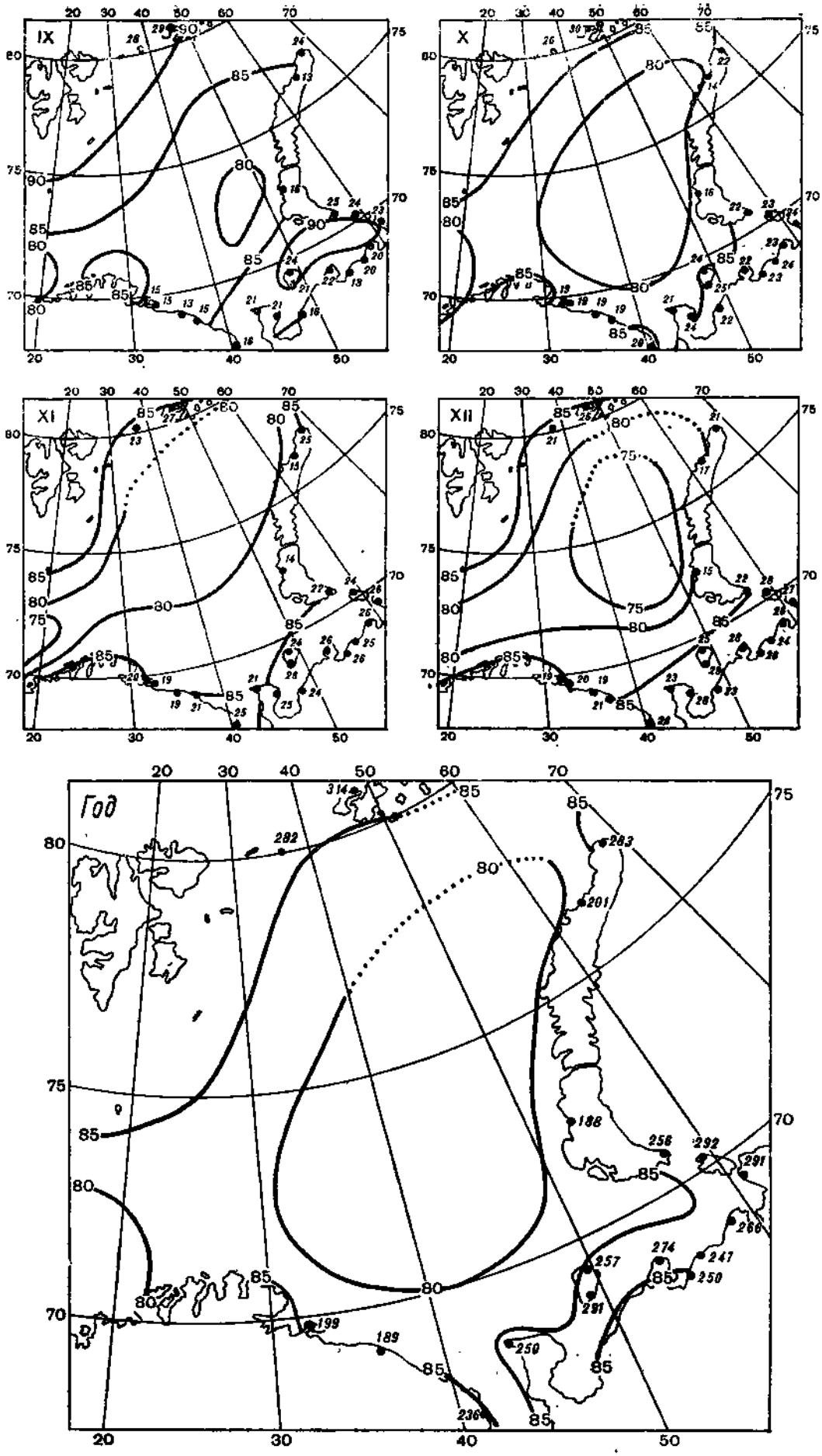


Рис. 6.8. Относительная влажность воздуха (январь—декабрь), %.

Цифры около точек — число дней с относительной влажностью воздуха ⩾80 %.

Таблица 6.6

Годовой ход среднего квадратического отклонения ежедневных значений относительной влажности, %

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Квадрат XIX	16,7	15,4	13,3	13,2	13,4	12,8	12,8	13,1	12,8	11,7	14,0	15,8
Квадрат XIV	13,3	12,6	12,2	14,8	14,3	14,8	15,8	15,5	18,1	15,0	12,0	11,6
Русская Гавань [231]	11,9	13,3	12,2	13,3	12,7	12,7	13,4	11,4	11,5	10,9	11,7	12,0
Канин Нос [231]	9,3	9,2	9,3	9,6	10,1	12,7	12,5	9,9	9,7	11,5	11,0	10,3

очень слабо, амплитуда не превышает 4 %. В южных районах максимальная относительная влажность наблюдается около восхода солнца, а минимальная — около 14—15 ч. Амплитуда суточного хода составляет 10—13 %. Такого же значения она достигает и в переходные месяцы. С удалением в глубь побережья амплитуда суточных колебаний резко возрастает.

Сопоставление средних квадратических отклонений ежедневных σ_i и средних месячных погодичных σ_f значений относительной влажности воздуха показывает, что Баренцево море характеризуется большой внутримесячной изменчивостью влажности. Это объясняется частой сменой зональных и меридиональных переносов воздушных масс с различным тепло- и влагосодержанием. В связи с этим распространенное представление о том, что на акваториях морей σ_f заметно меньше, чем на окружающей суше [231], в условиях Баренцева моря не подтверждается. Сравнение σ_f, полученных из ежедневных судовых наблюдений в 5-градусных квадратах моря и на береговых станциях (табл. 6.6) свидетельствует о том, что они одного порядка. В отдельных случаях, при прохождении фронтов, изменения влажности достигают 35—40 %.

Межгодовая изменчивость средних месячных значений относительной влажности в 8—10 раз меньше, чем внутримесячная. Наибольшие ее значения (за месяц, год), как и следовало ожидать, наблюдаются в юго-западном районе моря (3,3—4,8 %), т. е. в области наибольших адвективных переносов. Годовая амплитуда колебаний σ_f не превышает здесь 1—2 %. Наименьшие значения σ_f наблюдаются в юго-восточном районе (1,1—1,7 %), а годовая амплитуда достигает 3—4 %. В восточных и северных районах σ_f имеет промежуточное значение.

Годовой ход σ_f над большей частью акватории моря противоположен годовому ходу f (см. рис. 6.3) и согласуется с годовым ходом изменчивости температуры воздуха (см. табл. 2.3). Этот вывод относится в равной степени к годовому ходу средних квадратических отклонений, полученных как из ежедневных, так и из средних месячных данных. В гл. 2 показано, что внутрисуточная изменчивость средней температуры воздуха достигает максимума зимой в северных районах моря. Годовой ход σ_f здесь, так же как и σ_t, характеризуется зимним максимумом и летним минимумом. В южных, а особенно юго-западных районах моря, наиболее подверженных влиянию океанической и атмосферной адвекции, где вторичный, зимний максимум относительной влажности мало уступает летнему, σ_f имеет сложный скачкообразный годовой ход. Высокая внутримесячная изменчивость влажности здесь может быть связана с частой сменой зональных и меридиональных переносов влаги. Максимум влагопереноса над всей акваторией моря, как следует из анализа материалов (см. табл. 6.2, рис. 6.5), приходится на лето, однако в этот период в южных районах он вдвое больше, чем в северных.

По разности средних квадратических отклонений влажности воздуха ($\Delta\sigma_f = \sigma_f^{13} - \sigma_f^{01}$) (табл. 6.7) легко проследить годовой ход суточной амплитуды. Зимой, в полярную ночь суточный ход σ_f почти не проявляется. Обращает на себя внимание отрицательные ее значения в ноябре—декабре, означающие, что ночью σ_f больше, чем в дневные часы. Объяснить это можно тем, что изменчивость температуры воздуха, которая сильно влияет на изменчивость относительной влажности, в 1 ч оказывается больше, чем в 13 ч в соответствии с ее суточным ходом [230]. Летом наблюдается нормальный суточный ход σ_f, т. е. в дневные часы изменчивость относительной влажности наибольшая в связи с большими колебаниями радиационного баланса и температуры воздуха, а в ночные часы наименьшая. Поэтому в июле суточная амплитуда изменчивости влажности достигает 1,7 %.

Дополнительной характеристикой влажности воздуха является число дней с влажностью более 80 % в 13 ч («влажные дни»). Основные закономерности их географического распределения видны из табл. 6.5. Влажные дни — обычное явление над морем. Среднее годовое число их изменяется по акватории от 314 на арх. Земля Франца-Иосифа до 160—180 на юго-западном побережье. В юго-восточной части моря и на его побережье число влажных дней возрастает до 292. В районах побережья Новой Земли, подверженных влиянию стоковых ветров типа «боры», влажных дней меньше (188 сут в Малых Кармакулах), чем на остальной части острова (260—280 сут на станциях Мыс Желания и Мыс Меньшикова).

Среднее месячное число влажных дней изменяется по акватории от 30—31 сут в северных и северо-западных районах до 27 на арх. Новая Земля и 20 сут на южном побережье. Минимальное число

Таблица 6.7

Годовой ход разности значений среднего квадратического отклонения относительной влажности воздуха в 13 и 1 ч ($\Delta\sigma_f = \sigma_f^{13} - \sigma_f^{01}$). Русская Гавань [231]

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Delta\sigma_f$	0,1	0,6	0,4	1,3	0,6	0,1	1,7	1,5	1,2	0,6	—0,2	—0,1

влажных дней составляет 18—19 на северных островах, 10—11 на южном побережье.

Рассмотренные выше данные об изменчивости ежедневных значений относительной влажности и температуры воздуха (см. п. 2.7) свидетельствуют о разнообразии их возможных сочетаний. Поэтому можно выделить на акватории моря три района с относительно однородными условиями формирования этих комплексов: юго-западный, юго-восточный и северный (по которому меньше данных, особенно выше 78° с. ш.).

Наибольшая повторяемость положительной температуры воздуха за год отмечается в юго-западном районе моря (52—57 %), несколько меньше (35—48 %) на остальной акватории и побережьях (табл. 6.8). Зимой в юго-западном районе повторяемость положительной температуры достигает 17—21 % на побережье и до 40—50 % над теплым Мурманским течением, на остальной акватории — не превышает 2—7 %. Отрицательная температура воздуха летом не наблюдается только в юго-западном районе. На побережье Мурмана повторяемость ее составляет 0,1—0,3 %, в юго-восточном районе — 1 %, к северу увеличивается до 4 % (о. Надежды).

Таблица 6.8

Повторяемость положительной температуры воздуха, %

Станция	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Остров Надежды	7,5	36,8	96,3	52,6	35,0
Остров Медвежий	17,6	40,7	98,9	72,6	47,9
Малые Кармакулы	4,2	76,3	99,8	63,3	38,9
Им. Е. К. Федорова	3,5	38,6	99,2	63,5	39,9
Вайда-Губа	21,1	89,4	100,0	88,4	57,4
Цып-Наволок	18,5	88,8	100,0	87,3	55,7
Белый Нос	1,8	43,9	99,2	60,0	36,5
Дальние Зеленцы	15,6	86,4	100,0	85,1	54,4
Мурманск	16,5	89,6	100,0	81,2	53,5
Остров Харлов	14,7	83,4	100,0	85,0	52,3

В среднем за год из всех случаев положительной температуры наиболее часто наблюдаются значения от 0 до 10 °С при относительной влажности 80—100 %. Однако можно выделить сезонные особенности, характерные для каждого района.

Зимой изменения погоды происходят быстро и резко. Нередко бывают оттепели с высокой для зимы температурой, которая резко сменяется низкой отрицательной. На фоне наиболее часто встречающегося сочетания температуры от 0 до —5 °С и влажности от 90 до 100 % возможно понижение влажности до 50—60 % и повышение температуры до 12 °С на о. Медвежьем, до 5 °С в Малых Кармакулах при средней месячной температуре января —7,7 и —13,6 °С соответственно. Такие условия погоды могут быть обусловлены феном, при котором происходит адиабатическое нагревание воздуха и понижение относительной влажности при нисходящем движении по неровностям рельефа. Повышения температуры, сопровождающиеся высокой относительной влажностью, наблюдаются при адвекции тепла и влаги с Атлантики, либо с южных морей.

Повторяемость положительной температуры в мае—июне растет с севера на юг от 37—40 % в районе о-вов Надежды и Медвежий до 89 % на южном побережье моря. На западном берегу арх. Новая Земля повторяемость положительной температуры весной значительно выше (ст. Малые Кармакулы, 76 %), чем на находящемся на той же широте у западной границы моря о. Медвежьем (41 %). Последнее может быть обусловлено, кроме увеличения степени континентальности, адиабатическим нагреванием воздуха в антициклонах, которые характерны весной для юго-восточных районов моря.

Летом диапазон колебаний влажности значительно расширяется за счет возможных низких ее значений. В редких случаях (0,01 %) отмечается относительно низкая влажность воздуха при повышенном значении температуры: например, в районе о. Надежды влажность 50—60 % при температуре 12—18 °С, на арх. Новая Земля до 40 % при температуре 25—30 °С, а на южном побережье моря до 20—30 % при температуре более 30 °С. В среднем повторяемость сочетаний влажности воздуха менее 70 % с положительной температурой увеличивается от 8 % на 80° с. ш. до 31 % к южной границе моря.

Осенью повторяемость положительной температуры изменяется по акватории моря от 81—88 % в юго-западном районе до 52 % на широте о. Надежды и до 60—65 % в юго-восточном районе. Повторяемость сочетаний влажности менее 70 % и температуры выше 0 °С незначительна (6—12 %). На южном побережье влажность может уменьшаться до 40—50 %, сопровождаясь при этом ростом температуры до 20—25 °С. Наиболее высокие средние значения влажности (80—90 %) наблюдаются в районе о-вов Медвежий и Надежды при температуре от 6 до 12 °С.

7. ОБЛАЧНОСТЬ

Облачность является одним из метеорологических элементов, который служит показателем климатических условий и процессов в атмосфере. Поле облачности оказывает существенное влияние на коротковолновую радиацию, поступающую к поверхности моря, и длинноволновую, которую море теряет путем излучения. Нижняя облачность, покрывающая обширные пространства Земли, участвует в трансформации энергии крупномасштабных процессов и является важным неадиабатическим фактором циркуляции атмосферы. Роль облачности в процессах энергообмена как регулятора с обратной связью изложена в работах [156, 242, 253]. Наибольшее значение для определения ее влияния на радиационный и тепловой балансы поверхности океана (моря) имеют балловые оценки количества общих и нижних облаков в сочетании со сведениями об их формах. Поэтому они являются наиболее важным параметром при расчетах возможных изменений климата и входят в математические модели взаимодействия океана и атмосферы.

При исследовании облаков в Арктике имеют место некоторые сложности, связанные с наличием полярной ночи, когда определить количество и форму облачности в высоких широтах труднее, чем в других районах земного шара. Особенно трудно

различать слоистые и высоко-слоистые облака [112].

Из всех характеристик облачности в настоящее время наиболее подробно изучено распределение общей облачности по наземным, спутниковым и судовым наблюдениям. Карты повторяемости различных балловых оценок общего количества облаков для каждого месяца на акватории Мирового океана помещены в атласах [256, 415]. В Главной геофизической обсерватории обобщены данные о повторяемости форм облаков по синоптическому коду [26, 347]. В Атласе СЛО [19] даны карты повторяемости ясного и пасмурного состояния неба для центральных месяцев сезонов и средний балл общей облачности для 12 месяцев. Общим недостатком перечисленных изданий является их мелкомасштабность и неполнота сведений во временном масштабе.

Облачность над свободной ото льда акваторией Баренцева моря в свое время довольно полно была представлена в Комплексном гидрометеорологическом справочнике [181]. В некоторых районах моря облачность исследована во время специальных экспедиций [5, 60, 61, 102, 112, 133, 164].

Дополнительные сведения, касающиеся положения верхней границы облаков, их мощности и горизонтальной протяженности, температурных и микрофизических характеристик (водности и спектра капель, оптической плотности, ядер конденсации) получены с помощью Летающей метеорологической обсерватории (ЛМО). Данные наблюдений с самолетов в Арктическом бассейне в комплексе с материалами наземных и спутниковых наблюдений позволяют в настоящее время решать вопросы о природе, структуре и свойствах слоистых облаков, образующихся в летний период и играющих важную роль в энергетическом балансе бассейна, а также проблемы прогнозирования интенсивности обледенения самолетов, поглощения, рассеяния и отражения ультракоротких радиоволн. Материалы ЛМО являются для этих целей единственными.

Наиболее полное обобщение исследований облаков и туманов в Арктике за 11-летний период работы ЛМО представлено в работе М. И. Гольцмана и В. В. Фролова [80]. Общая характеристика облаков различных форм над Арктическим бассейном дана М. В. Завариной и М. К. Ромашовой [131, 132]. Первые сведения о горизонтальной протяженности облаков в Арктике получили М. В. Заварина и О. Г. Дюжева [130]. Особенно важное прогностическое значение имеют представленные ими данные о протяженности облаков при разных типах атмосферной циркуляции. Сведения о прозрачности облаков в Арктике приведены в работе [102].

В наиболее обобщенном виде характеристики пространственной и микрофизической структуры облаков по исследованиям в четырех районах Советской Арктики, в том числе и над Баренцевым морем, приведены в Авиационно-климатическом атласе—справочнике СССР [5]. Выводы, полученные в нем, свидетельствуют об отсутствии связи между микрофизическим строением облаков и климатическим районом [60].

Опубликованные в последнее время климатические атласы—справочники [3—5, 172] содержат сведения о характеристиках облачности отдельных метеорологических станций побережий и островов. Однако представленные в них параметры недостаточно точны, в связи с ограниченным количеством материалов наблюдений.

Возросшие потребности народнохозяйственных организаций в гидрометеорологической информации в связи с освоением шельфовой зоны северных морей, с одной стороны, и продолжающееся исследование климата полярных областей и его изменений — с другой, выдвинули ряд новых задач, одной из которых является детальное изучение особенностей временной и статистической структуры облачности, соотношения общего и нижнего их количества, многолетних изменений, режимных особенностей опасной для авиации низкой облачности.

7.1. Средний балл общего количества облаков и облаков нижнего яруса

При построении схематических карт распределения среднего балла облачности над морем (рис. 7.1—7.3) использованы судовые наблюдения и учтены закономерности, полученные ранее в работах [19, 181]. В качестве дополнительной информации использованы наблюдения более 30 островных и береговых метеорологических станций (см. приложение 1) в основном за период с 1936 по 1985 г.

Возможность использования данных береговых и островных станций для построения карт различных характеристик облачности на море исследована в ряде работ [122, 264]. Для районов Северной Атлантики выполнено сравнение характеристик облачности на судне погоды «М» и островной станции Торсхавн, расположенных в зоне действия Норвежского теплого течения. Оказалось, что разность между средними значениями общей и нижней облачности в этих пунктах не превышает погрешности наблюдений. Годовая и суточная амплитуды и средние квадратические отклонения также мало различаются. Результаты этих работ позволяют сделать вывод, что при построении карт распределения облачности в различных широтах, включая субполярные, можно пользоваться данными островных станций, всесторонне учитывая условия формирования облачности над ними [245, 264].

Известно, что при анализе рядов наблюдений общепринятые в климатологии средние и средние квадратические отклонения служат параметрами при аппроксимации эмпирических распределений теоретическими функциями. Оценки соответствия статистических распределений среднего месячного общего количества облаков нормальному закону, выполненные с помощью критериев согласия Колмогорова и Пирсона [122, 394] для различных районов суши и Мирового океана, включая Северную Атлантику, показали удовлетворительное совпадение эмпирических и теоретических распределений.

Остановимся кратко на точности полученных средних месячных и годовых значений количества облаков. Стандартная погрешность среднего годового значения при длине ряда более 30 лет не превышает 0,1 балла (табл. 7.1). Погрешность расчета среднего месячного количества облачности составляет 0,1—0,3 балла как для общей, так и для нижней облачности. Указанные погрешности расчета средних не превышают погрешности наблюдений за количеством облаков.

Таблица 7.1

Средняя квадратическая погрешность расчета количества общей и нижней облачности, балл

Станция	Число лет	I	V	VII	X	Год
		Общая				
Нагурское	33	0,19	0,23	0,12	0,10	0,07
Остров Виктория	24	0,29	0,29	0,14	0,21	0,08
Мыс Желания	48	0,17	0,24	0,08	0,06	0,05
Остров Медвежий	32	0,14	0,11	0,11	0,07	0,04
Малые Кармакулы	31	0,20	0,20	0,18	0,18	0,05
Вардё	32	0,11	0,14	0,14	0,09	0,07
Вайда-Губа	41	0,11	0,17	0,16	0,08	0,06
Мыс Меньшикова	32	0,22	0,22	0,18	0,15	0,05
		Нижняя				
Нагурское	33	0,28	0,26	0,19	0,19	0,09
Остров Виктория	24	0,35	0,29	0,27	0,31	0,23
Мыс Желания	48	0,22	0,22	0,15	0,12	0,10
Малые Кармакулы	31	0,21	0,25	0,20	0,25	0,09
Вайда-Губа	41	0,20	0,16	0,20	0,11	0,08
Мыс Меньшикова	32	0,30	0,28	0,32	0,20	0,09

Режим облачности над акваторией моря формируется под влиянием циркуляционных процессов, определяющих преобладающее направление переноса воздушных масс и их влагосодержание, а также под воздействием характера подстилающей поверхности. Значительную роль играет также вертикальная термическая стратификация атмосферы. Акватория Баренцева моря является одним из самых пасмурных районов Арктического бассейна в течение всего года.

Зимой наибольшая повторяемость общей и нижней облачности отмечается в центральных и юго-западных районах моря. Среднее количество общей облачности (см. рис. 7.1) здесь составляет 9, а нижней — 8 баллов (см. рис. 7.2). Зимнее местоположение очага максимальной облачности связано с наличием морских течений в этих районах, различных по термическому режиму, которые обусловливают возникновение или регенерацию циклонов. Активная циклоническая деятельность в этом районе сопровождается образованием и длительным существованием сплошных, довольно протяженных облачных полей с преобладанием слоистых форм фронтального и внутримассового происхождения. Область с 9-балльной нижней облачностью наблюдается во все зимние месяцы в виде отдельных очагов повышенной повторяемости в южной и юго-восточной частях моря. Географическое положение очагов от месяца к месяцу несколько меняется.

Область наименьшего количества облачности зимой наблюдается в северных районах моря (5—6 баллов общая, 3—4 балла нижняя) и связана с преобладанием здесь антициклонической погоды. Влагосодержание воздуха зимой в районах с устойчивым ледяным покровом также мало́ и не способствует частому образованию облачности. Интегральное влагосодержание нижнего 5-километрового слоя в это время на северной окраине моря в 1,5—2 раза меньше, чем у южного побережья (табл. 6.3).

Сезонные изменения центров действия атмосферы приводят к существенной перестройке поля облачности. На Баренцевом море этот процесс быстротечен и происходит преимущественно в продолжение месяца. После кратковременного уменьшения облачности в южной половине моря в апреле (в среднем на 1 балл) снова происходит ее повсеместное увеличение в последующие месяцы. Это обусловлено смещением кромки льда на север в процессе его таяния, увеличением тепло- и влагосодержания атмосферы и испарения с поверхности моря. В июне почти над всей акваторией моря преобладает 9-балльная общая облачность и только у южного побережья она уменьшается до 8 баллов (см. рис. 7.1). Почти такая же картина распределения общей облачности сохраняется в июле—августе, поскольку летний режим ее всюду формируется в условиях малоинтенсивной циркуляции атмосферы, непрерывного притока тепла от Солнца в течение длинного полярного дня и однородной по характеру подстилающей поверхности. В распределении среднего количества нижней облачности (см. рис. 7.2) пространственные различия больше, чем в общей облачности.

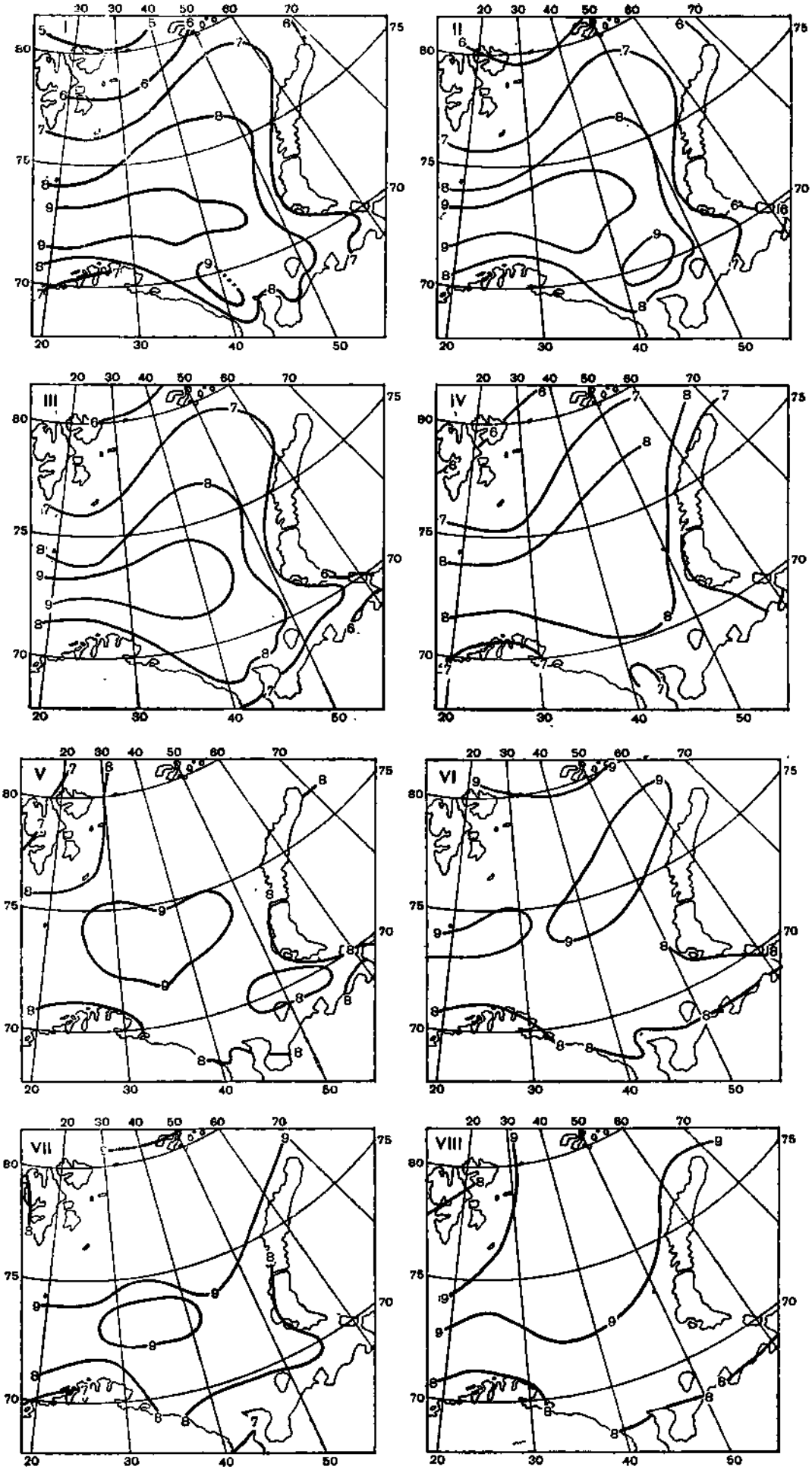
К концу осени (октябрь) заметное уменьшение общей облачности (без изменения нижней) происходит только на крайнем северо-западе моря, где в это время в зоне холодного Восточно-Шпицбергенского течения начинаются процессы ледообразования. У южных берегов моря несколько увеличивается количество нижней облачности, но без заметного изменения количества общей облачности.

Междусезонная изменчивость облачности возрастает с увеличением широты. Разность между средним баллом как общей, так и нижней облачности январь—июль составляет на юге моря менее 1 балла, а на севере моря 3—4 балла. В связи с этим наблюдается сезонная смена меридионального градиента облачности, направленного зимой с юга на север, а летом — наоборот, обусловленная высокой изменчивостью ее на севере и более стабильными условиями ее формирования в южных районах моря.

На годовой карте (см. рис. 7.3) область с общей облачностью от 8 до 9 баллов охватывает большую часть моря, находящуюся под воздействием интенсивной циклонической деятельности на арктическом фронте, среднее положение которого на акватории Баренцева моря, по исследованиям К. И. Чуканина [397], колеблется в пределах 72—76° с. ш. Северо-западная и юго-восточная окраины моря характеризуются облачностью менее 7,5 баллов.

Рассмотренная средняя годовая картина распределения количества общей и нижней облачности на акватории Баренцева моря подтверждает зональный характер, присущий для океанических районов [347], хотя вдоль восточной границы моря наблюдается меридиональное расположение изолиний среднего балла облачности, обусловленное как орографическим воздействием арх. Новая Земля на траектории циклонов, так и влиянием ледяной поверхности.

Пространственное распределение общей и нижней облачности над акваторией моря имеет одни и те же закономерности, так как основной составляющей общей облачности являются облака нижнего яруса. Однако, как свидетельствуют данные табл. 7.2, отношение количества нижней к количе-


I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII

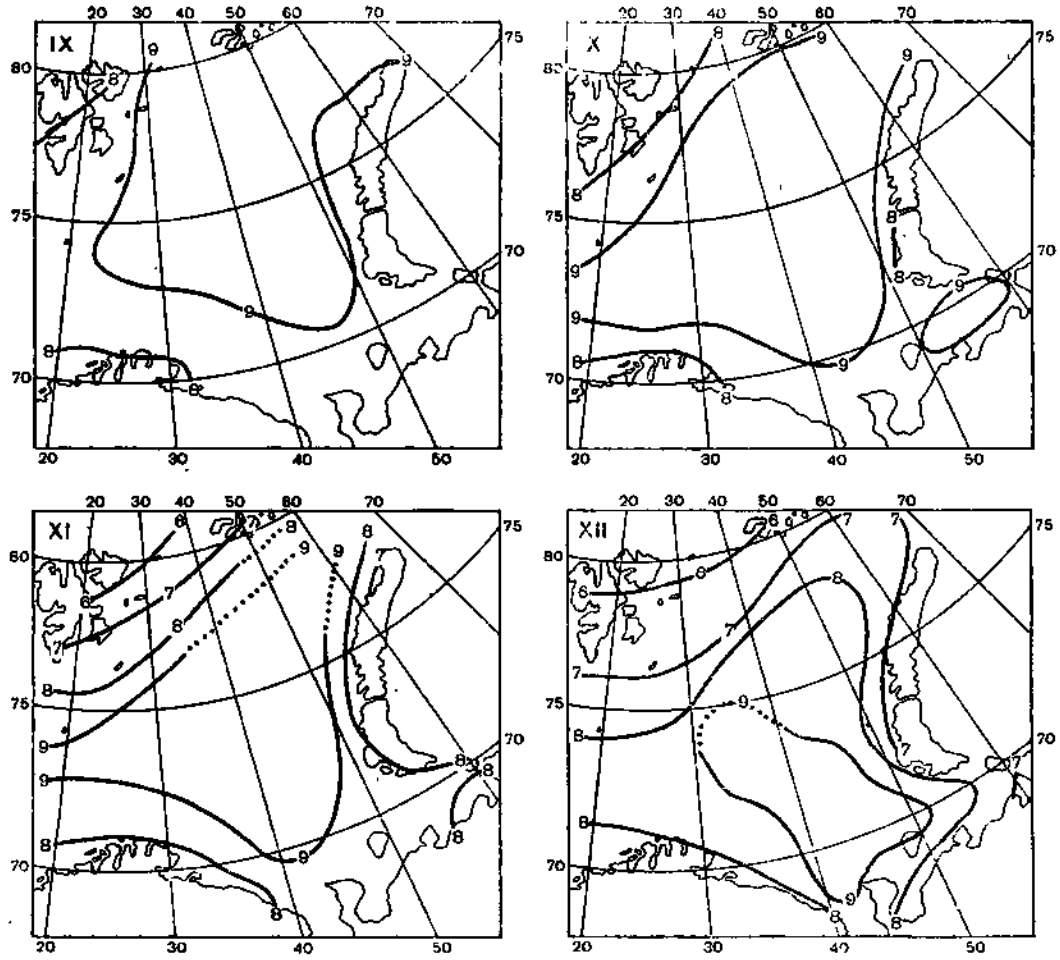


Рис. 7.1. Общая облачность (январь—декабрь), балл.

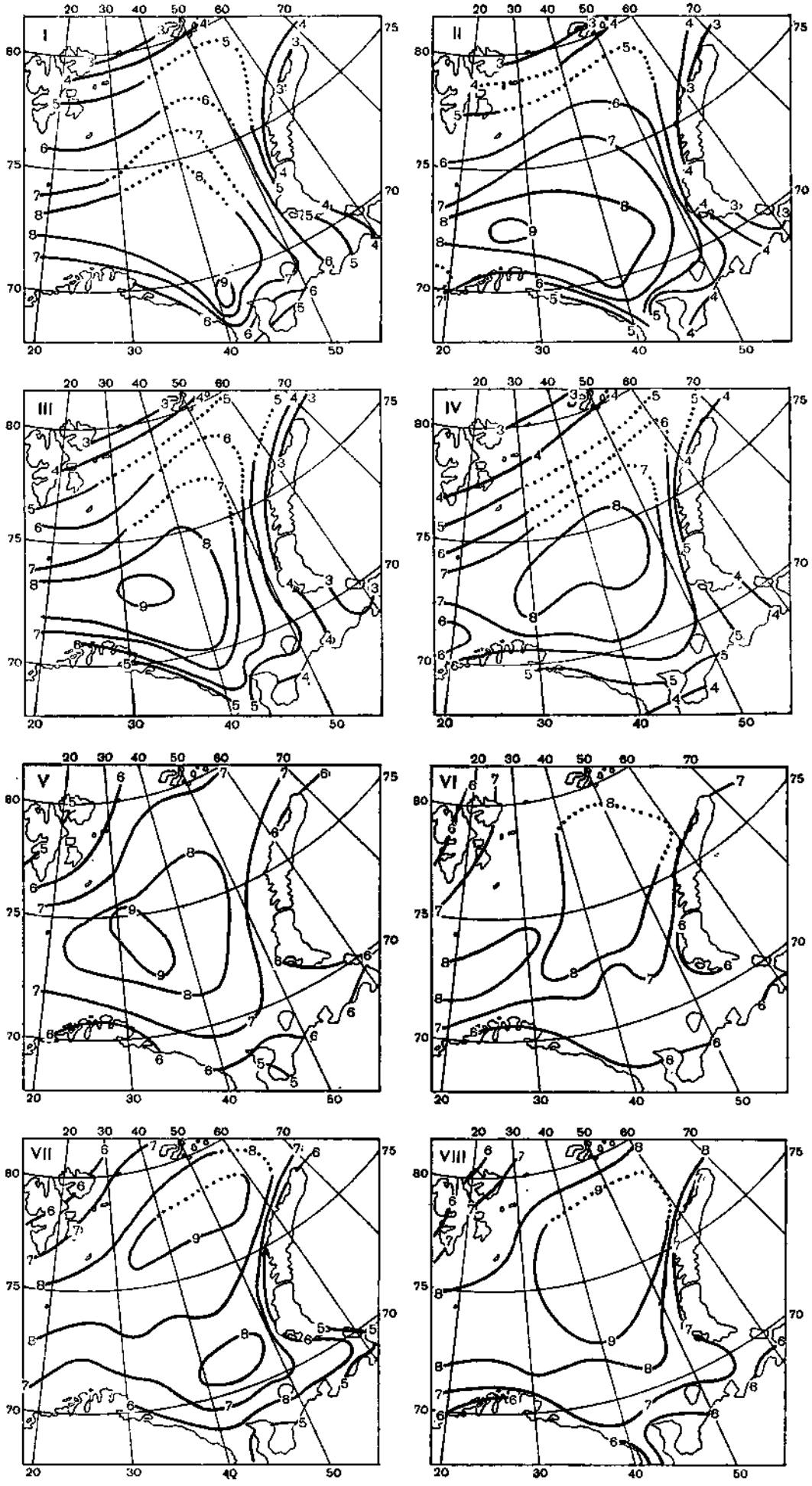
ству общей облачности претерпевает значительные пространственные и временные изменения, обусловленные хотя и существенным, но неравным в разных районах моря вкладом облачности нижнего яруса в общее количество облаков. В среднем за год наибольший вклад нижней облачности в общую наблюдается над Надеждинско-Медвежинским мелководьем (90 %) и у побережья Скандинавии (95 %), наименьший вклад — у западного побережья арх. Новая Земля и в юго-восточном районе моря (60—70 %). Повышенная повторяемость нижней облачности в западной части моря, особенно в теплое время года, обусловлена благоприятными для облакообразования термодинамическими условиями ПСА. Здесь отмечаются наибольшие отрицательные разности температур вода—воздух [181], устойчивая стратификация температуры воздуха и инверсия влаги в ПСА, повышенное влагосодержание этого слоя. В районе о. Медвежий вклад влагосодержания слоя 0—3 км достигает 85 % осенью и 80 % в остальное время года, в то время как над остальной акваторией он несколько меньше и составляет соответственно 79 и 73 %. В воздушных массах, формирующихся над указанным районом, значительно увеличивается повторяемость подынверсионной слоистообразной облачности и туманов. Годовая повторяемость облачности нижнего яруса достигает здесь наибольших по сравнению с другими районами значений (91 %), из них на долю облаков с высотой нижней границы $\leqslant$300 м приходится около 40 %, в то время как на юго-западе — только 10 % (табл. 7.3).

Таблица 7.2

Отношение количества нижней облачности к общей, %

Станция	I	V	VII	X	Год
Нагурское	40	48	82	75	73
Остров Виктория	50	52	85	81	74
Мыс Желания	54	56	78	82	71
Остров Надежды	90	82	92	91	89
Русская Гавань	44	46	72	68	61
Остров Медвежий	92	86	92	93	91
Малые Кармакулы	61	61	69	74	67
Мыс Меньшикова	58	56	68	86	71
Вардё	95	83	80	89	88
Им. Е. К. Федорова	59	55	70	86	71
Вайда-Губа	77	70	74	81	75
Цып-Наволок	75	67	77	78	74
Белый Нос	53	55	73	78	67
Дальние Зеленцы	67	64	73	77	71
Мурманск	68	60	72	79	70
Канин Нос	78	70	70	88	76
Мыс Конушин	57	53	62	80	65
Терско-Орловский	80	68	75	83	77

У западного побережья Новой Земли и в юго-восточной части моря вклад нижней облачности в общую меньше, чем на остальной акватории моря, и составляет за год 61—67 %. Менее благоприятные условия для ее образования здесь обусловлены совместным действием особенностей циркуляционных процессов района и характером подстилающей поверхности: некоторой удаленностью


I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII

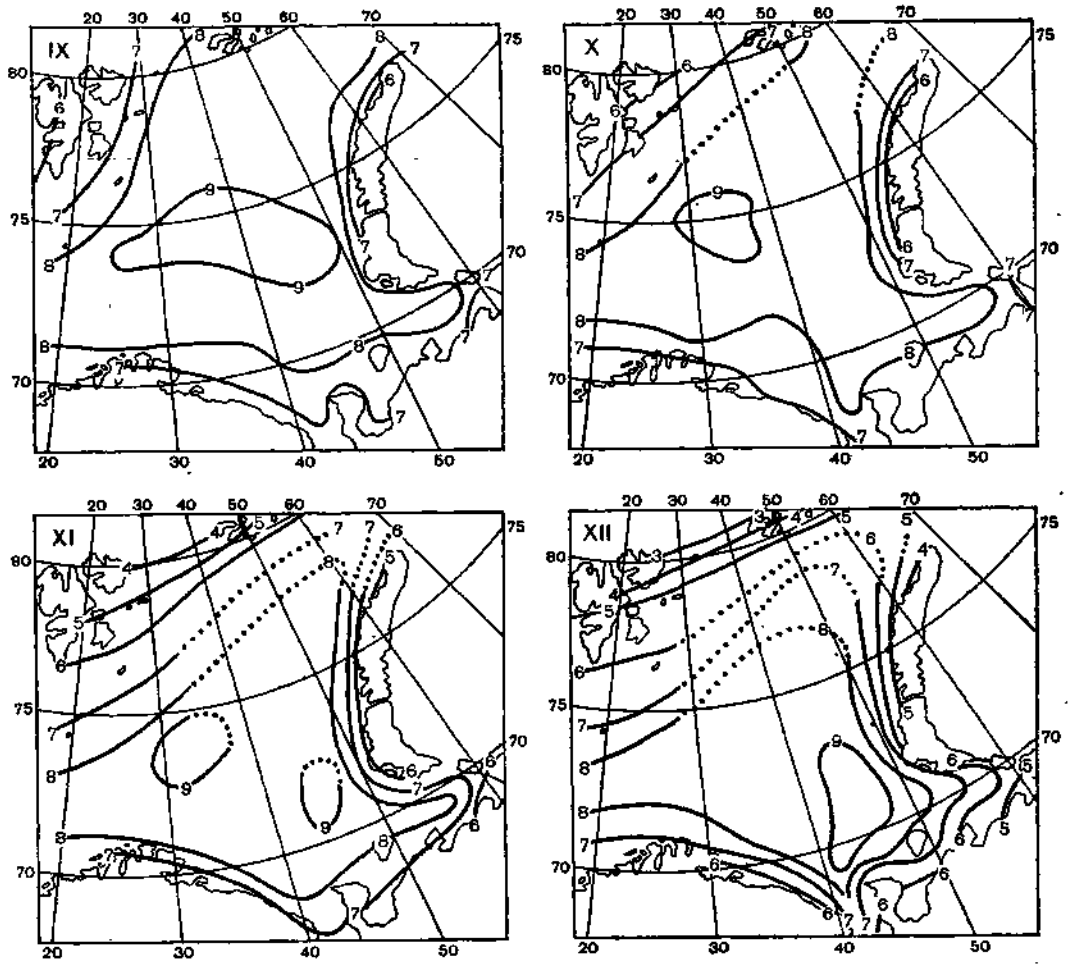


Рис. 7.2. Нижняя облачность (январь—декабрь), балл.

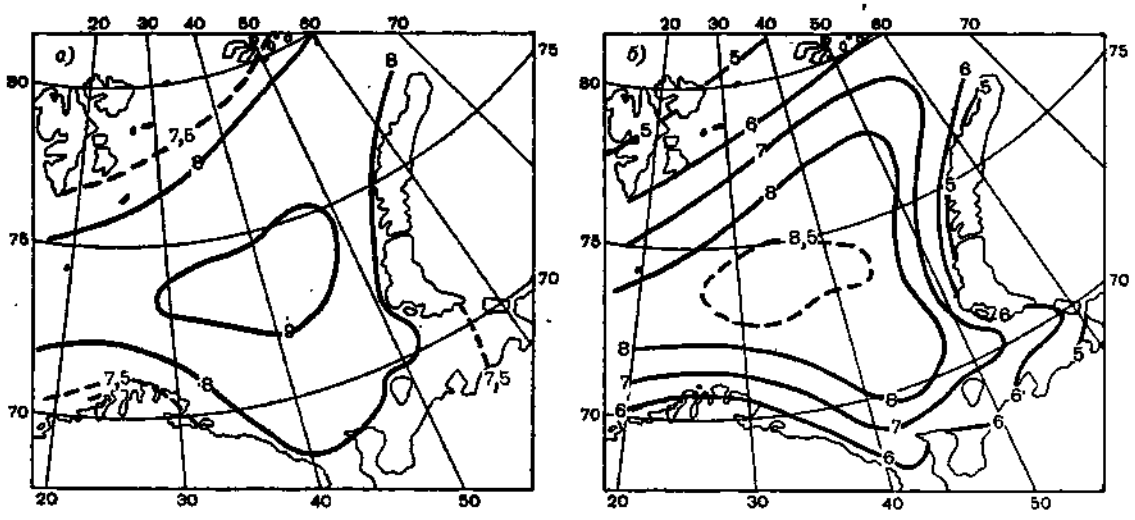


Рис. 7.3. Общая (*а*) и нижняя (*б*) облачность (год), балл.

от основных циклонических траекторий, влиянием на западном побережье Новой Земли холодных стоковых ветров (боры), способствующих размыванию облачности, наличием ледяного покрова большую часть года.

Зимой отношение количества нижней облачности к общей увеличивается от северной границы моря (40 %) к южному побережью (80 %). У побережья Скандинавии, над теплыми водами Нордкапского течения, доля нижней облачности в общем количестве облаков достигает 95 %. Летом наблюдается более однородная картина распределения отношения количества нижней облачности к общей на акватории моря.

В годовом ходе наибольшая доля нижней облачности в общей наблюдается преимущественно в летне-осенний период, наименьшая — в конце зимы (рис. 7.4) и обусловлена увеличением повторяемости антициклонов. Наибольшая разница между количеством общей и нижней облачности в это время года наблюдается вблизи северной и восточной границ моря и достигает 2—3 баллов.

Таблица 7.3

Повторяемость высоты нижней границы облачности, %

Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Остров Надежды							
≤50	3,2	2,3	1,7	2,9	3,5	12,4	21,1	18,5	8,6	3,1	1,6	3,0	6,7
≤100	4,3	5,7	5,6	6,2	7,1	20,1	35,9	28,9	14,1	6,4	3,1	3,6	11,5
≤200	13,4	15,3	15,3	13,0	16,7	37,1	57,9	50,0	26,8	14,6	9,9	9,0	22,9
≤300	25,5	30,3	30,4	27,2	32,7	55,4	72,1	68,4	42,6	29,4	27,5	22,1	38,1
≤600	58,0	64,9	62,3	61,5	66,8	77,4	82,0	84,2	68,0	70,6	71,0	62,0	68,9
≤2500	81,5	90,3	83,2	84,3	92,9	92,3	95,0	98,0	98,1	95,9	92,0	89,2	90,9
						Вардё							
≤50	1,9	1,0	0,9	0,2	0,2	2,1	2,0	1,5	1,0	0,1	0,0	0,9	0,7
≤100	2,7	1,5	0,9	0,2	0,3	4,8	5,6	6,9	1,1	0,3	0,2	1,7	2,2
≤200	5,0	3,0	1,6	0,9	1,1	8,3	10,0	10,5	1,5	1,5	0,6	4,7	4,1
≤300	8,1	4,8	3,0	1,9	4,1	14,9	16,5	17,3	6,7	7,2	4,1	5,4	7,8

Амплитуда годового хода отношения $n_н/n_о$ изменяется по акватории моря до 40 % на севере до 20 % на юге.

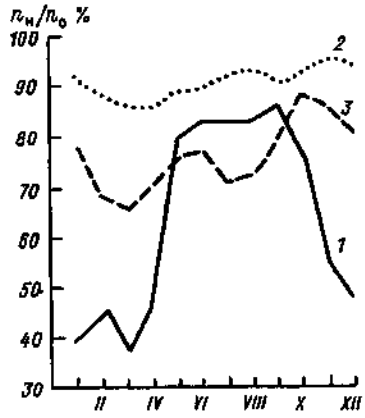


Рис. 7.4. Годовой ход отношения количества нижней ($n_н$) к количеству общей ($n_о$) облачности.

1 — Нагурское; *2* — Остров Медвежий; *3* — Канин Нос.

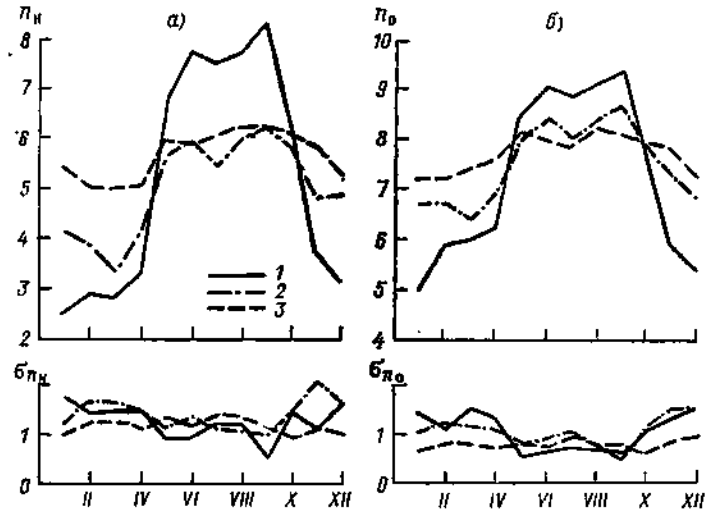


Рис. 7.5. Годовой ход среднего балла n и среднего квадратического отклонения σ нижней (*а*) и общей (*б*) облачности.

1 — остров Виктория; *2* — Малые Кармакулы; *3* — Цып-Наволок.

Годовой ход общей и нижней облачности имеет одни и те же закономерности над всей акваторией моря и характеризуется летне-осенним максимумом (август—сентябрь) и зимним минимумом (февраль—март) (рис. 7.5). Максимум облачности в теплое время года — отличительная особенность Арктики по сравнению с умеренными широтами. Следовательно, в полярных районах циклоническая деятельность, интенсивность которой максимальна зимой, не является определяющим фактором формирования летней облачности. Максимум облачности в это время связан, в первую очередь, с влиянием подстилающей поверхности, а затем уже и динамических причин. Увеличению облачности летом благоприятствуют наибольшие в году отрицательная разность температур вода—воздух [19] и испарение в условиях интенсивной инсоляции [173], а также максимум влажности не только у поверхности моря, но и интегрального тепло- и влагосодержания тропосферы и горизонтальных потоков влаги. На доминирующую роль подстилающей поверхности в формировании облачности летом указывает и тот факт, что турбулентный поток влаги за счет испарения в июле возрастает по отношению к адвективному до 100—150 %, в то время как в январе он составляет лишь 50 %.

Амплитуда годовых колебаний общей облачности возрастает с увеличением географической широты от 1,5 балла на юго-восточном побережье до 4,4 балла на северных островах. В западных и юго-западных районах моря облачность велика весь год, поэтому амплитуда ее годового хода здесь минимальна: 1,3 балла на о. Медвежьем, 0,8 балла — ст. Вардё. Воздействие подстилающей поверхности больше проявляется на формировании облачности нижнего яруса, поэтому вполне закономерно, что пространственная изменчивость ее больше, чем общей. Амплитуда годового хода нижней облачности изменяется по акватории от 1,5 балла на юго-западе до 6,0 баллов в северных районах.

Среднее квадратическое отклонение σ годовых значений общей облачности мало отличается от σ для нижней облачности (табл. 7.4). Кроме того, они мало изменяются по акватории моря (от 0,2 до 0,6 балла). Оценки абсолютной (σ) и относительной изменчивости (C_v=0,02. . . 0,06) свидетельствуют о большой устойчивости годового количе-

Таблица 7.4

Коэффициент вариации C_v количества облачности

Станция	I	V	VII	X	Год
			Общая		
Нагурское	0,20	0,18	0,08	0,07	0,06
Остров Виктория	0,27	0,23	0,08	0,12	0,06
Мыс Желания	0,20	0,14	0,07	0,06	0,05
Остров Медвежий	0,11	0,08	0,07	0,05	0,02
Малые Кармакулы	0,16	0,16	0,12	0,12	0,04
Вардё	0,08	0,11	0,11	0,07	0,05
Вайда-Губа	0,09	0,15	0,13	0,06	0,05
Мыс Меньшикова	0,21	0,19	0,14	0,10	0,04
			Нижняя		
Нагурское	0,73	0,48	0,15	0,17	0,09
Остров Виктория	0,68	0,45	0,17	0,22	0,17
Мыс Желания	0,45	0,38	0,15	0,11	0,13
Остров Медвежий	0,55	0,47	0,33	0,34	0,16
Малые Кармакулы	0,29	0,33	0,20	0,24	0,10
Вардё	0,45	0,64	0,69	0,47	0,50
Вайда-Губа	0,22	0,20	0,23	0,11	0,09
Мыс Меньшикова	0,46	0,32	0,26	0,14	0,11

ства облачности. В зимние месяцы в районах, где количество нижней облачности невелико (менее 3 баллов), коэффициент вариации (C_v) достигает 0,7. В наиболее облачных районах (с количеством 8—9 баллов) C_v не превышает 0,05—0,1. Таким образом, минимальные значения изменчивости наблюдаются в районах с устойчивой большой облачностью, а максимальные — в районах с относительно небольшой облачностью.

Годовой ход σ как по общей, так и по нижней облачности, одинаков над всем морем (см. рис. 7.9). Наибольшие значения σ наблюдаются зимой (1,2—1,4 балла), минимальные — в мае и сентябре. Июль характеризуется вторичным максимумом вариаций облачности (0,7—1,0 балла). В отличие от годовых значений средние месячные значения σ нижней облачности повсеместно выше, чем σ общей, в связи с чем амплитуда годового хода σ по нижней облачности достигает 1,3 балла, а общей — не превышает 0,8 балла.

Благодаря преобладающей роли адвективного фактора в образовании облачности, суточный ход ее выражен слабо. Зимой, во время полярной ночи, суточный ход облачности в северных районах моря полностью затухает. В южных районах моря и на побережье наибольшая облачность наблюдается в дневные часы, наименьшая — в вечерние и ночные. Амплитуда суточного хода достигает 1,5 балла. В теплый период наибольшая облачность наблюдается здесь утром, а наименьшая — вечером. Амплитуда не превышает 0,5 балла.

7.2. Число ясных и пасмурных дней

Среднее количество облачности над Баренцевым морем описывается J-образным распределением, характеризующимся возрастанием повторяемости облачности с увеличением ее балльности. Отсюда следует, что средняя величина как климатическая характеристика количества облаков недостаточно точно отражает даже среднее состояние поля облачности. Гораздо точнее облачность характеризуется числом ясных и пасмурных дней. Ясным по общей облачности считается день, когда сумма отметок за четыре срока (или восемь) не превышает 7 (или 14 баллов), а пасмурным, — когда она не меньше 33 (или 66) баллов. Оценка числа ясных и пасмурных дней выполнена только по береговым и островным станциям (табл. 7.5, 7.6), так как по судовым наблюдениям такие данные непосредственно получить не удается.

Среднее за год число пасмурных дней по общей облачности уменьшается по акватории от 205—225 в северных и восточных районах моря до 160—190 у побережья Скандинавии. Наибольшее число пасмурных дней отмечается в районе о. Медвежий — 231 день. Годовое число пасмурных дней по нижней облачности вдвое меньше, чем по общей: 100—135 в северных и восточных районах, 85—110 на южном побережье (табл. 7.5).

Характер пространственного распределения числа ясных дней (табл. 7.6) лишь в определенной степени зависит от распределения числа пасмурных дней. Наименьшее среднее годовое число ясных дней наблюдается в западной части моря (6—12 дней), т. е. в районе о. Медвежий, где больше всего пасмурных дней в году, и у побережья Скандинавии, где их значительно меньше, но относительно велико число полуясных дней. К северной и восточной границам моря число ясных дней увеличивается до 25—30.

Среднее годовое число ясных дней по нижней облачности значительно больше, чем по общей, и составляет 45—50 на юго-западе, возрастая к восточной окраине моря до 80—85, а к северной — до 90—100. В районах моря, удаленных от южных берегов, число ясных дней несколько уменьшается по сравнению с зоной побережья. Так, в Колгуеве Северном число ясных дней меньше, чем в Индиге, на 6 дней по общей и на 30 дней по нижней облачности.

Несмотря на то, что происходит одновременное увеличение среднего годового числа ясных и пасмурных дней с юга на север, соотношение их колеблется на акватории моря в широких пределах. На юго-западе и в центральной части моря над районами, свободными ото льда, пасмурных дней по общей облачности в году в 15—20 раз больше, чем ясных, на севере и востоке моря — только в 6—10 раз. Менее значительное превышение числа пасмурных дней на севере в какой-то степени объясняется завышением повторяемости ясного неба и занижением пасмурного в период полярной ночи, когда просвечивающие формы облаков среднего и верхнего ярусов не фиксируются визуальным методом, так как сквозь них могут свободно просвечивать звезды. Число пасмурных дней по нижней облачности превышает число ясных дней лишь в 1,1—3 раза.

Годовой ход числа пасмурных дней как по общей, так и по нижней облачности (рис. 7.6) повторяет годовой ход среднего балла соответствующей облачности. Зимой число пасмурных дней по общей облачности возрастает от 9—12 за месяц у северной границы моря до 18—20 в центральной его части и до 22 на юго-востоке. Летом распределение числа пасмурных дней по акватории моря почти противоположно зимнему и уменьшается от 25 в северных районах до 15—17 за месяц на юго-

Таблица 7.5

Статистические характеристики числа пасмурных дней. Год

Станция	Общая облачность				Нижняя облачность			
	$\bar{n}$	σ_n	$A_{\bar{n}}$	A_{σ_n}	$\bar{n}$	σ_n	$A_{\bar{n}}$	A_{σ_n}
Нагурское	206,5	18,4	17,7	3,1	117,0	16,9	16,6	2,5
Остров Виктория	206,8	21,7	17,4	2,9	129,3	27,7	18,1	3,8
Мыс Желания	218,4	20,8	15,8	3,1	116,5	23,0	15,1	2,7
Остров Надежды	207,0	18,9	12,0	2,3	—	—	—	—
Русская Гавань	206,2	22,9	12,3	2,4	105,1	32,9	11,1	2,3
Остров Медвежий	231,0	19,7	9,0	2,2	—	—	—	—
Малые Кармакулы	205,8	21,9	9,9	2,8	111,0	20,4	7,0	2,4
Фрухольмен	192,2	21,1	4,0	1,5	—	—	—	—
Гамвик	216,6	24,1	5,2	1,7	—	—	—	—
Им. Е. К. Федорова	185,7	17,5	12,4	2,8	102,1	17,8	10,6	3,1
Вайда-Губа	192,0	25,3	5,6	2,0	100,7	23,6	3,8	1,8
Цып-Наволок	199,1	20,7	7,6	2,1	101,3	34,8	5,4	1,9
Белый Нос	184,5	22,8	11,6	3,0	97,5	16,2	10,3	3,2
Колгуев Северный	225,4	25,7	9,0	2,2	134,5	29,3	9,0	2,2
Дальние Зеленцы	217,9	18,3	7,5	1,8	110,3	17,9	6,3	2,1
Мурманск	201,2	14,6	6,3	1,7	91,8	15,8	7,0	2,2
Ходовариха	200,7	24,2	10,0	2,0	98,7	33,0	4,8	3,8
Варандей	190,0	20,8	11,8	2,2	94,3	25,3	9,8	3,5
Канин Нос	207,2	24,6	6,7	1,5	126,7	29,7	9,3	2,7
Табседа	199,8	19,4	10,0	1,9	101,1	25,1	9,1	2,9
Индига	195,8	22,6	8,6	2,4	83,4	23,5	8,7	2,7

Примечание. $\bar{n}$ — среднее; σ_n — среднее квадратическое отклонение; $A_{\bar{n}}$, A_{σ_n} — амплитуда годового хода.

Таблица 7.6

Статистические характеристики числа ясных дней. Год

Станция	Общая облачность				Нижняя облачность			
	$\bar{n}$	σ_n	$A_{\bar{n}}$	A_{σ_n}	$\bar{n}$	σ_n	$A_{\bar{n}}$	A_{σ_n}
Нагурское	28,0	9,3	5,5	3,5	102,8	25,2	17,8	6,8
Остров Виктория	32,1	10,4	7,5	3,3	95,3	29,6	17,0	5,9
Мыс Желания	23,3	10,6	4,5	3,8	78,4	27,9	12,1	5,4
Остров Надежды	27,0	12,0	4,8	3,5	—	—	—	—
Русская Гавань	29,5	9,6	3,8	2,4	104,8	23,4	11,7	3,1
Остров Медвежий	6,5	4,5	1,6	1,6	—	—	—	—
Малые Кармакулы	25,1	8,9	3,6	2,5	77,8	22,9	9,8	4,0
Фрухольмен	21,0	7,4	1,3	1,5	—	—	—	—
Гамвик	15,1	10,0	1,6	2,1	—	—	—	—
Им. Е. К. Федорова	24,4	9,5	4,4	2,9	79,3	18,5	13,2	5,7
Вайда-Губа	11,8	5,5	1,5	2,0	49,1	13,3	3,9	1,8
Цып-Наволок	11,3	4,9	0,9	0,8	48,8	14,6	3,7	2,4
Белый Нос	24,5	12,3	3,5	2,9	82,3	21,9	12,1	4,6
Колгуев Северный	11,9	5,8	2,0	1,6	46,0	17,2	6,8	4,0
Дальние Зеленцы	11,1	3,9	1,5	1,2	60,3	12,1	6,0	2,4
Мурманск	14,0	5,9	1,5	1,5	58,7	15,2	6,1	2,6
Ходовариха	20,2	8,4	3,5	3,0	65,2	26,3	10,3	4,6
Варандей	27,6	6,2	4,0	2,5	85,1	19,4	10,7	4,3
Канин Нос	12,5	8,4	1,8	1,8	47,0	16,1	6,8	3,5
Табседа	19,7	8,4	1,8	2,1	69,6	23,7	9,1	3,8
Индига	18,4	7,4	2,3	1,8	76,2	20,0	8,7	3,4

Примечание. $\bar{n}$ — среднее; σ_n — среднее квадратическое отклонение; $A_{\bar{n}}$, A_{σ_n} — амплитуда годового хода.

западе. В отдельные годы число пасмурных дней в этих районах может достигать в летние месяцы соответственно 30 и 20 дней.

Амплитуда годового хода числа пасмурных дней наиболее отчетливо выражена на арх. Земля Франца-Иосифа (18 дней), к юго-восточному побережью моря она уменьшается до 8—12 дней, к юго-западному — до 4. Амплитуда годового хода нижней облачности имеет значения, близкие к значениям амплитуды общей облачности в соответствующих районах.

Годовой ход числа ясных дней противоположен годовому ходу числа пасмурных дней (см. рис. 7.6). К югу от 76° с. ш. зимой в среднем отмечается не более 2—4 ясных дней, на островах северной части моря 7—8 дней за месяц. Летом и осенью яс-

ные дни в северных и западных районах наблюдаются не каждый год, в центральной части моря

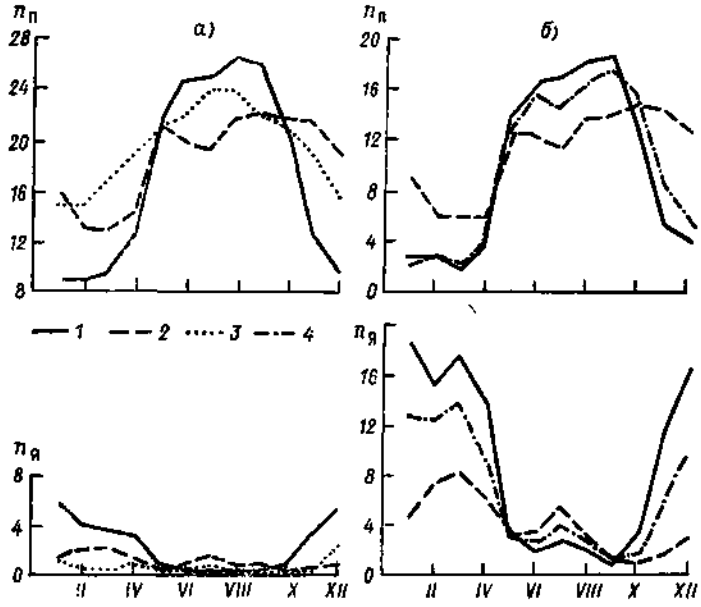


Рис. 7.6. Годовой ход числа пасмурных $n_п$ и ясных $n_я$ дней по общей (*а*) и нижней (*б*) облачности.

1 — Нагурское; *2* — Колгуев Северный; *3* — Остров Медвежий; *4* — Мыс Желания.

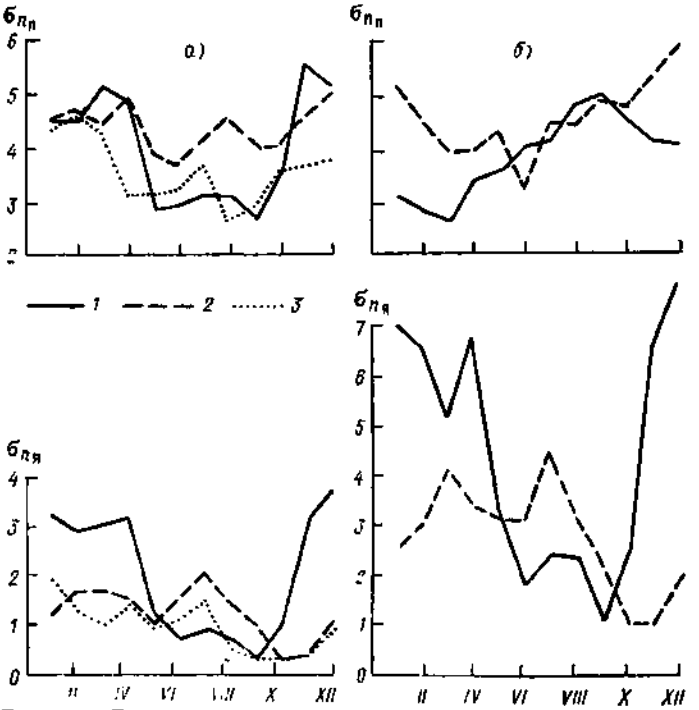


Рис. 7.7. Годовой ход среднего квадратического отклонения числа пасмурных $\sigma_{n_п}$ и ясных $\sigma_{n_я}$ дней по общей (*а*) и нижней (*б*) облачности.

1 — Нагурское; *2* — Канин Нос; *3* — Остров Медвежий.

и на юго-восточном побережье — в среднем около 2 дней в месяц.

Среднее квадратическое отклонение σ годовых значений числа пасмурных дней как по общей, так и по нижней облачности изменяется по акватории от 14 до 35. Внутригодовые изменения средних квадратических отклонений месячного числа пасмурных дней по общей и нижней облачности носят сложный, скачкообразный характер (рис. 7.7), однако имеют место те же закономерности, которые свойственны годовому ходу σ среднего балла облачности. Межгодовые вариации числа пасмурных дней за месяц по общей и нижней облачности примерно одинаковы (σ=3... 6 дней).

Годовой ход σ числа ясных дней по общей облачности такой же, как и ход σ числа пасмурных дней, а по нижней облачности они имеют противоположный друг другу характер. Среднее квадратическое отклонение числа ясных дней за месяц по общей облачности составляет 1—4 дня, по нижней 1—8 дней.

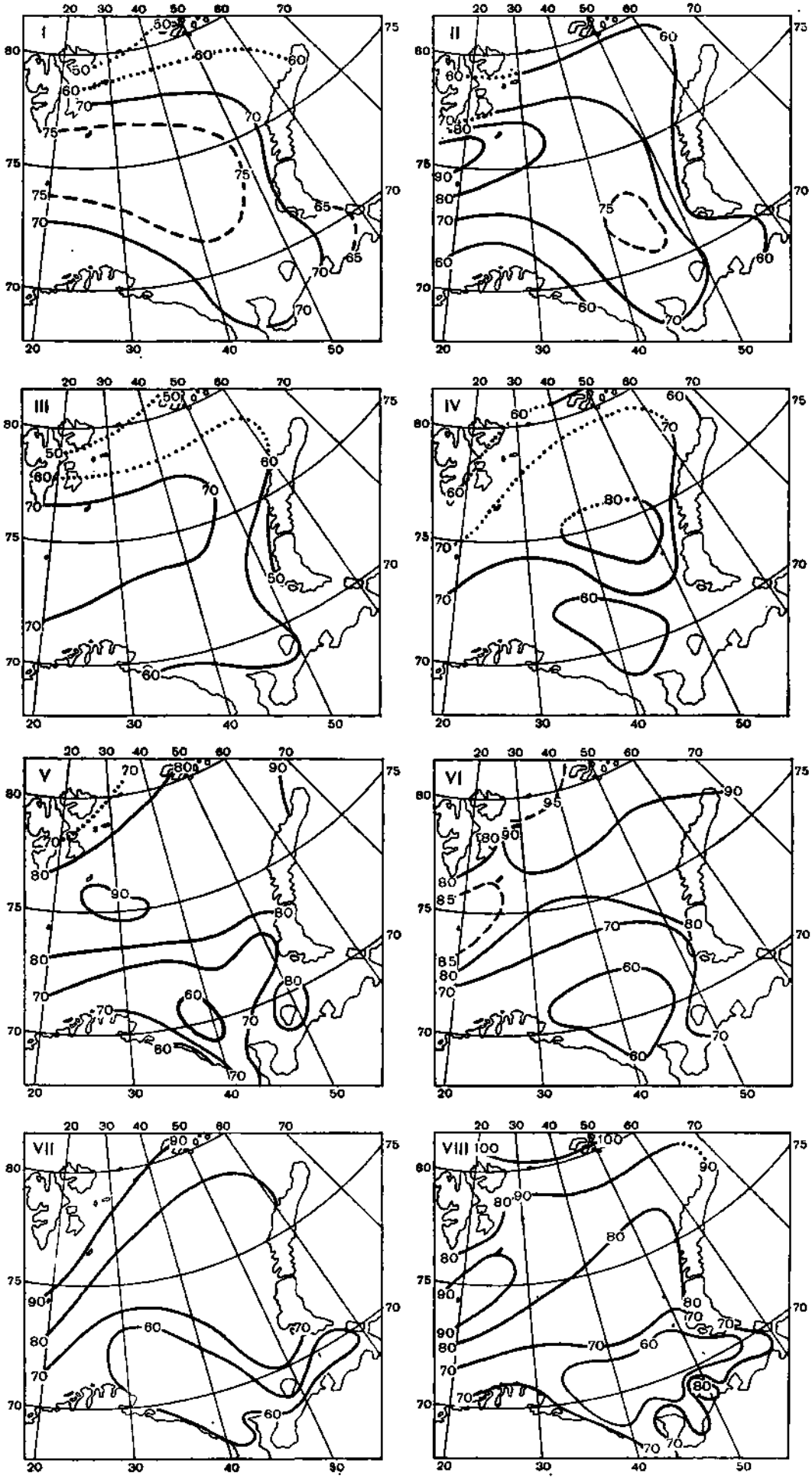
Условия распределения облачности в удаленных от побережий районах моря достаточно точно характеризуются повторяемостью (%) ясного (0—2 балла) и пасмурного (8—10 баллов) состояний неба, определяемой по судовым наблюдениям. Поскольку береговые и островные станции отмечают состояние неба не повторяемостью, а числом ясных и пасмурных дней, последние были пересчитаны в повторяемость ясного или пасмурного состояния неба по формуле, заимствованной из работы [312]:

$$P = Kn/M, \qquad (7.1)$$

где n — число ясных или пасмурных дней в данном месяце; M — число дней в этом месяце; K — коэффициент перехода от числа дней с явлением к повторяемости, определенный из 56-летнего ряда наблюдений за облачностью по ст. Вардё. Значение коэффициента K в холодный период для ясного неба составляет 2,92, для пасмурного — 1,22, в теплый период года 3,02 и 1,19 соответственно [181].

Основные закономерности пространственно-временного распределения повторяемости пасмурного и ясного состояний неба в различные месяцы над морем видны из рис. 7.8, 7.9. Пространственное распределение повторяемости пасмурного неба в целом хорошо согласуется с распределением среднего балла общей облачности. Зимой состояние облачности определяется главным образом циклонической циркуляцией, поэтому конфигурация изолиний повторяемости пасмурного неба напоминает положение изобар [290]. При этом четко проявляется влияние характера подстилающей поверхности (лед, вода) и рельефа береговой зоны, например, в районе арх. Новая Земля, где уменьшение повторяемости пасмурного неба связано с влиянием ледников и орографическим воздействием на облачность сильных стоковых ветров (боры).

Зимний режим облачности устанавливается в ноябре. Область с повторяемостью пасмурного неба от 75 до 90 % занимает в это время центральную часть моря и совпадает с районом расположения оси арктического фронта (72—76° с. ш.). Наиболее высокая повторяемость пасмурного неба (80—90 %) в ноябре—декабре отмечается в районе Гусиной банки. К югу от этой области уменьшение повторяемости пасмурного неба происходит менее значительно, а к северной границе моря более сильно: в некоторые месяцы зимы до 50 %, а в декабре даже до 40 %. Повторяемость ясного неба зимой повсюду невелика и уменьшается от 30 % в северных районах до 5—10 % в центральной части моря.


I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII

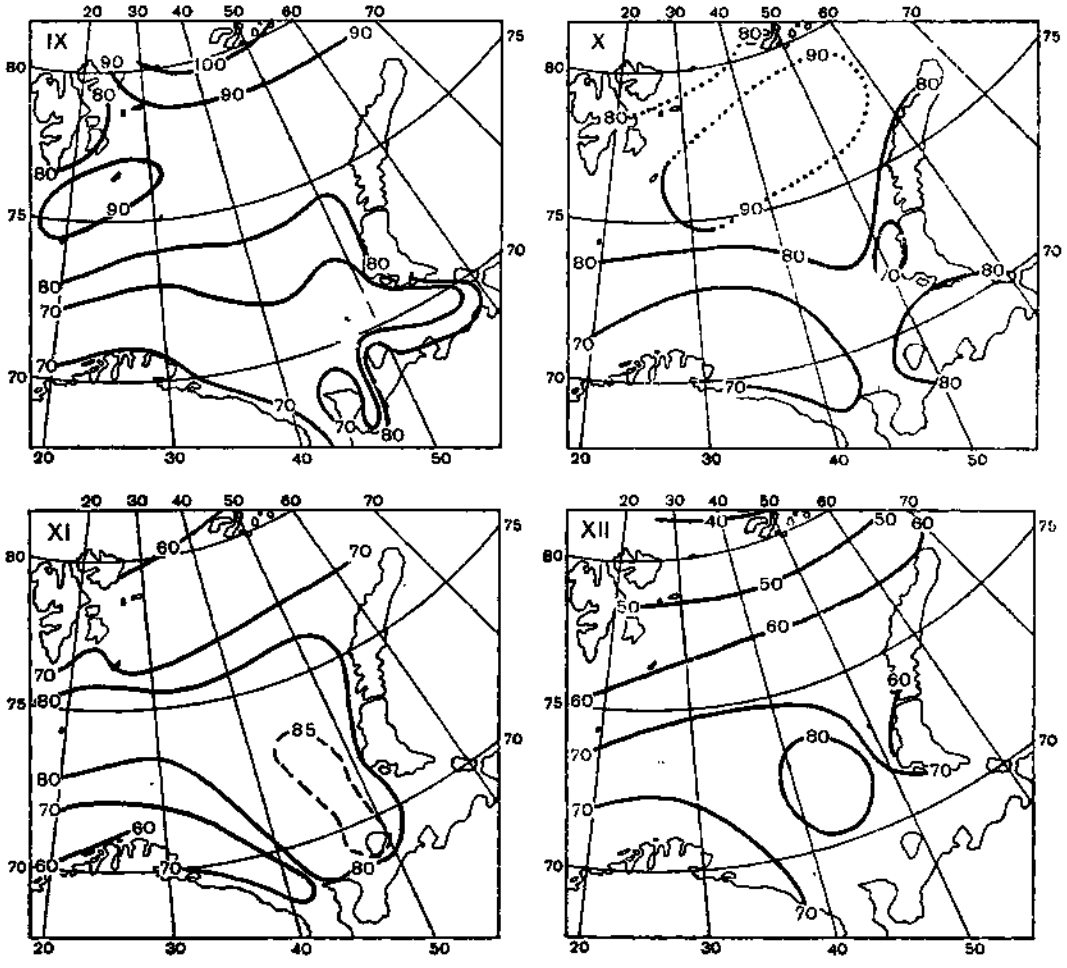


Рис. 7.8. Повторяемость пасмурного состояния неба по общей облачности (январь—декабрь), %.

Весной, в связи с ослаблением циклонической деятельности, пространственное распределение облачности начинает изменяться, но в апреле его характер еще вполне зимний. В мае область с повторяемостью пасмурного неба больше 80 % расширяется и распространяется на большую часть моря. Повторяемость ясного неба повсеместно не превышает 10 %.

В последующие месяцы происходит увеличение повторяемости пасмурного неба севернее 74° с. ш. и одновременное смещение области с максимальной повторяемостью (90—100 %) в крайние северные районы моря. Четко проявляется зона повышенной повторяемости пасмурного неба над холодными Восточно-Шпицбергенским и Надеждинско-Медвежинским течениями в период с июня по сентябрь. В южной части моря, особенно у побережья, в это время повторяемость пасмурного неба несколько уменьшается. Повторяемость ясного неба в северной половине моря не превышает 5 % и увеличивается к южному побережью до 20 %, а на крайнем юго-востоке до 30 %.

В октябре у северной границы моря повторяемость пасмурного неба начинает уменьшаться. Область с 90 % повторяемостью пасмурного неба располагается в зоне между 75 и 79° с. ш. и ориентирована на северо-восток. Повторяемость ясного неба в это время минимальна в году и не превышает повсеместно 5 %.

Преобладающими формами нижней облачности на Баренцевом море являются слоисто-кучевые Sc и слоистые St облака. Первые особенно часто наблюдаются в юго-западных районах моря осенью и зимой. Повторяемость их уменьшается с запада на восток и с юга на север. Слоистая облачность над морем чаще наблюдается в летне-осенний период, когда воздух теплее воды, и особенно над холодными течениями и в районах распространения дрейфующих льдов. На акватории моря южнее 72° с. ш. повторяемость ее в июле составляет 23—32 %, у западного побережья Новой Земли около 55 %, а в районе Надеждинско-Медвежинского мелководья и на северо-востоке между арх. Новая Земля и Земля Франца-Иосифа достигает 70—80 % [76].

Другие формы облачности отмечаются значительно реже. Благоприятные условия для развития конвективной облачности создаются зимой на границах лед—вода и суша—вода, над зонами теплых течений, над которыми при вторжениях масс арктического воздуха в тылу циклонов создается экстремальная неустойчивость.

Нижняя граница St и Sc в Арктике обычно располагается в более низких слоях тропосферы, чем в умеренных широтах [164]. Это связано с тем, что при частых вторжениях холодного арктического воздуха на теплую поверхность моря развивается низкая подфронтальная облачность слои-

стых и разорванно-слоистых форм. В некоторых случаях подфронтальная облачность опускается до поверхности воды, превращаясь в туман, а в зоне фронта она часто смыкается с основной фронтальной облачностью. Нижняя граница Sc облаков варьирует в слое атмосферы от 200 до 1800 м.

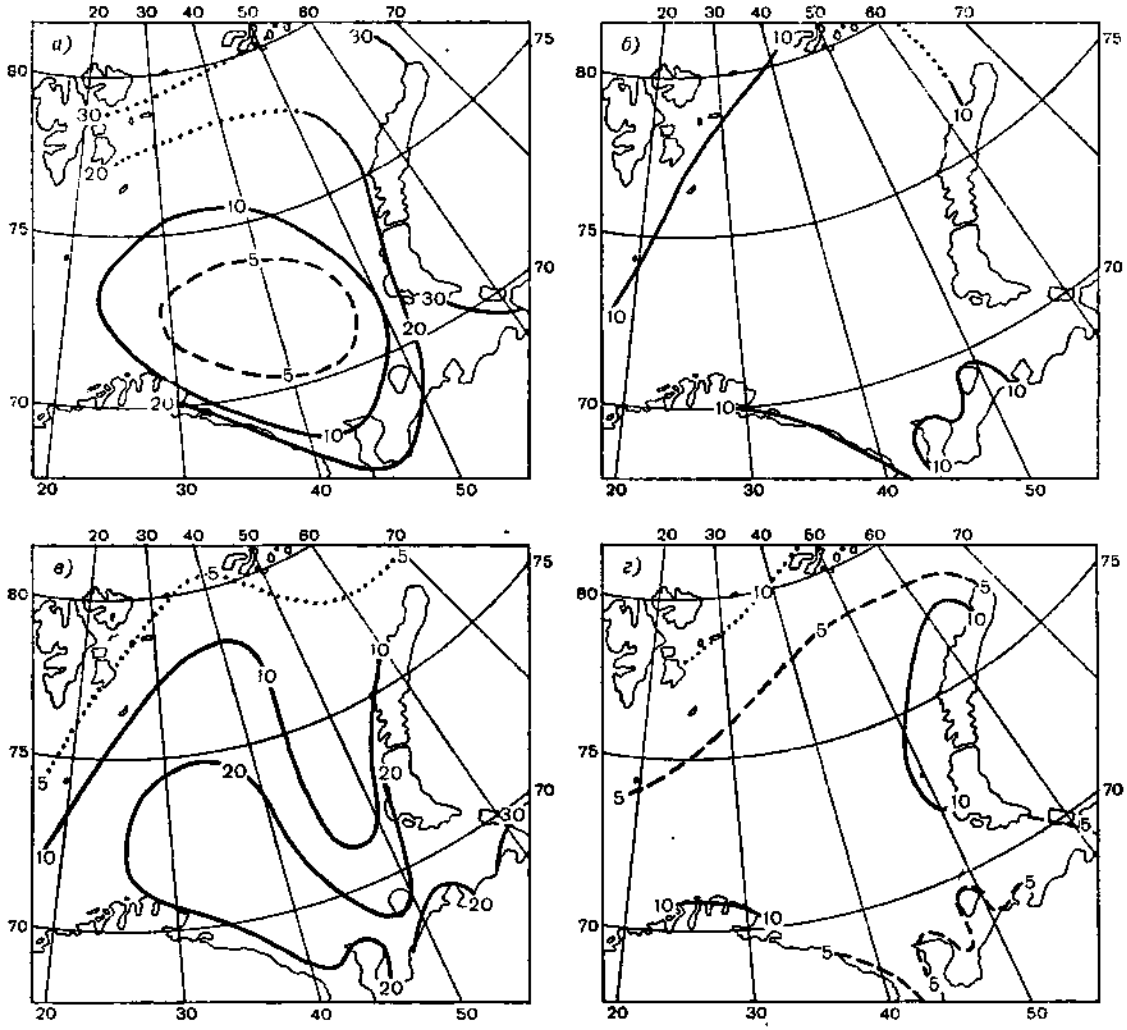


Рис. 7.9. Повторяемость ясного состояния неба по общей облачности, %.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь

Максимальная повторяемость ее приходится на слой 200—600 м. Слоистые облака располагаются в среднем ниже, чем Sc. В зимнее время повторяемость этой формы облачности с высотой нижней границы ⩽300 м составляет 15—25 % (см. табл. 7.3). Летом нижняя граница St облачности заметно снижается и в 60—70 % случаев составляет 200—300 м. Значительные по площади облачные массивы St и Sc (6 баллов и более) располагаются на меньшей высоте, чем отдельные облака этих форм. В сумме повторяемость облаков St и Sc высотой ⩽300 м составляет 30—40 % зимой и 65—75 % летом.

Годовой ход повторяемости высоты нижней границы облаков нижнего яруса аналогичен годовому ходу среднего балла нижней облачности, одинаков повсеместно и характеризуется максимумом летом и минимумом зимой (рис. 7.10). В северных районах моря годовой ход выражен более отчетливо, чем в южных. Амплитуда годового колебания повторяемости облачности высотой ⩽300 м на северо-западе составляет 40—50 % и уменьшается к побережью Скандинавии (ст. Вардё) до 15 %. Годовой ход повторяемости высоты

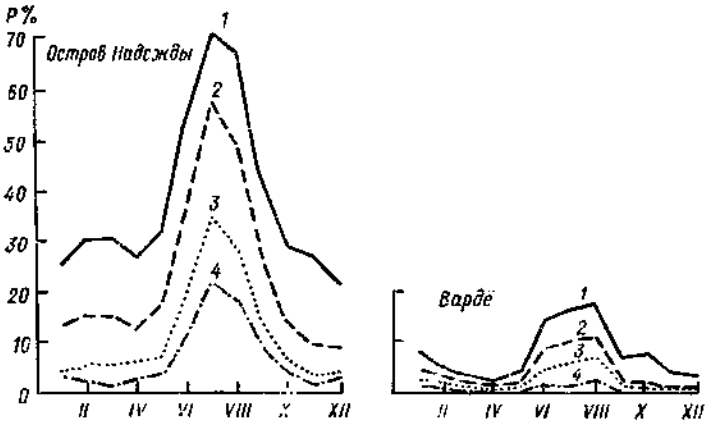


Рис. 7.10. Годовой ход повторяемости высоты нижней границы облачности, %.
1 — ⩽300, *2* — ⩽200; *3* — ⩽100, *4* — ⩽50 м

облаков ⩽200, ⩽100, ⩽50 м аналогичен ходу облачности ⩽300 м.

Многолетний ход количества облачности является одним из показателей изменения климата. Однако известны лишь разрозненные сведения об особенностях изменения облачности от года к году, полученные на основании данных небольшого числа станций [64]. Характер многолетней изменчивости облачности над акваторией Баренцева моря исследуется по данным береговых станций бассейна за весь период их работы по 1985 г. Выявлено, что многолетние изменения среднего количества облачности происходят синхронно над всей акваторией моря. Так, в январе 1961—1970 гг. общая облачность была повсеместно на 0,8—1,6 балла меньше, чем в десятилетия 1951—1960 гг. и 1971—1980 гг. Многолетние изменения заметно меньше, чем внутригодовые колебания. Кроме того, многолетний ход облачности в зимние месяцы очень близок по фазе к колебаниям средней месячной температуры воздуха: рост температуры сопровождается увеличением облачности, а падение — ее уменьшением (рис. 7.11). Темпы роста и падения количества облачности и температуры также соответствуют друг другу. Так, в январе 1951—1960 гг. средняя температура воздуха была выше нормы на 0,3—1,3 °С, а средняя облачность — на 0,1—0,4 балла. В десятилетие 1961—1970 гг. температура упала на 3—4 °С ниже нормы. Соответственно этому произошло и более значительное уменьшение облачности (на 1,5 балла).

Однонаправленные синхронные изменения температуры воздуха зимой прослеживаются над всей акваторией моря во всей толще тропосферы, о чем свидетельствуют изменения энталыпии как отдельных изобарических слоев, так и интегральной энталыпии тропосферы.

Более тесная связь многолетних колебаний облачности наблюдается с изменениями интегрального влагосодержания тропосферы, чем с колебаниями влажности у подстилающей поверхности. Средние значения указанных параметров по скользящим 5-летиям на ст. Мыс Желания и Мурманске даны на рис. 7.12. Зимой наблюдается совпадение фаз многолетних колебаний балла облачности, температуры воздуха и относительной влажности у подстилающей поверхности и некоторое опережение в изменениях интегрального тепло- и влагосодержания тропосферы, свидетельствующие о преобладающей роли адвективного тепла и влаги в свободной атмосфере в образовании облаков.

Летом многолетние колебания облачности такие же, что и зимой, а изменения температуры воздуха менее значительны. Существенных направленных изменений температуры в тропосфере за период 1936—1985 гг. не отмечено. Связь многолетних колебаний облачности и температуры воздуха требует специального и более детального исследования. Взаимосвязь многолетних изменений облачности, относительной влажности, интегрального тепло- и влагосодержания тропосферы носит более сложный характер. В отдельные периоды отчетливо прослеживается тенденция к установлению обратной связи между ними. Например, рост облачности в десятилетие 1971—1980 гг. происходил с понижением уровня влагосодержания и температуры воздуха. В другие десятилетия в северных и южных районах моря наблюдались противоположные по знаку изменения этих параметров. Многолетний ход всех рассматриваемых элементов климата зимой лучше выражен в северных районах, летом — в южных. Летом наблюда-

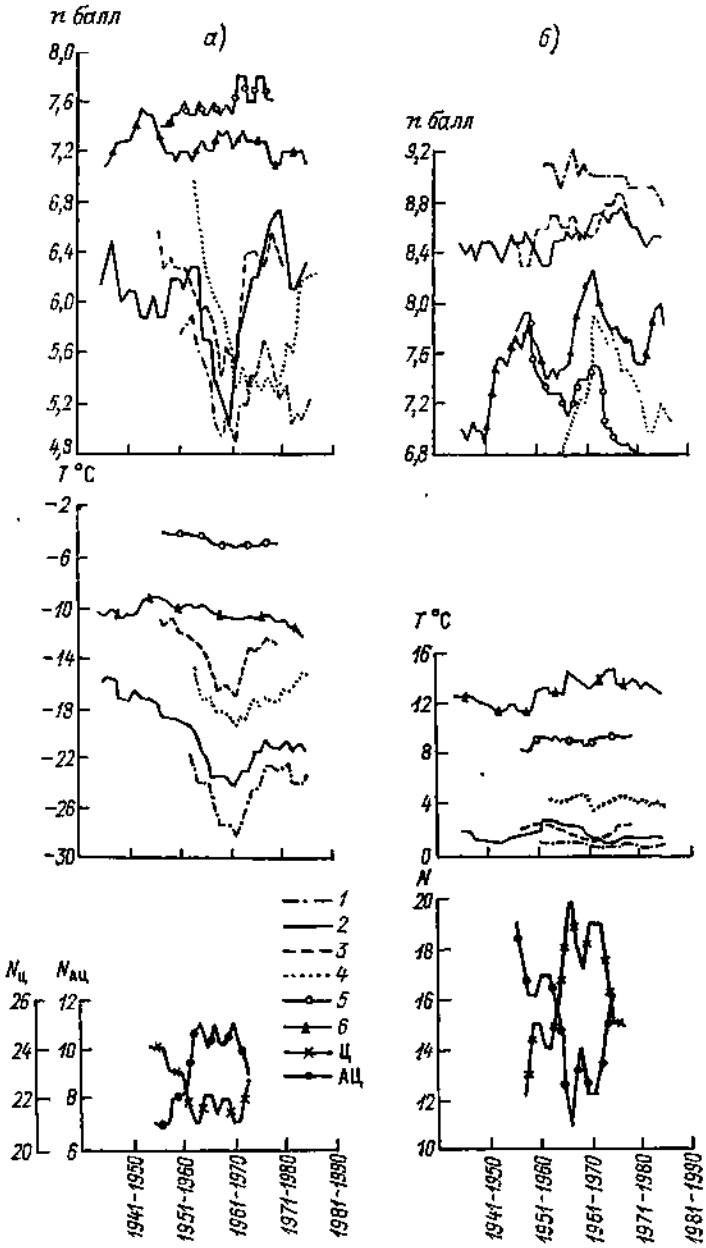


Рис. 7.11. Многолетний ход количества общей облачности n, температуры воздуха T, числа дней с циклоническими $N_ц$ и антициклоническими $N_{ац}$ полями (скользящие 10-летия).

а — январь; *б* — июль; *1* — Нагурское; *2* — Мыс Желания; *3* — Остров Надежды; *4* — Мыс Меньшикова; *5* — Вардё, *6* — Мурманск.

ется запаздывание во времени изменений интегральной энтальпии атмосферы по отношению к изменениям температуры воздуха у подстилающей поверхности. В изменениях влажности имеет место совпадение фаз во всей толще тропосферы, так как наряду с поступлением влаги снизу от подстилающей поверхности отмечается усиленный адвективный ее перенос (см. гл. 6).

Многолетние колебания облачности тесно связаны с характером синоптических процессов в Арктике (см. рис. 7.17). Типовые процессы в евразийском секторе Арктики по Л. А. Дыдиной за

период 1948—1976 гг. [121] свидетельствуют, что независимо от времени года многолетние изменения облачности следуют за соответствующими изменениями числа дней с циклоническим полем и противоположны по знаку изменениям числа дней с антициклоническим полем. Зимы 1951—1960 гг. и 1971—1980 гг. характеризовались положительной аномалией числа дней с циклонической циркуляцией и среднего балла облачности, а зимы 1961—1970 гг. — их отрицательной аномалией, когда вдвое увеличилось число дней с антициклоническим полем и наблюдались также отрицательные аномалии температуры воздуха и интегрального влагосодержания тропосферы.

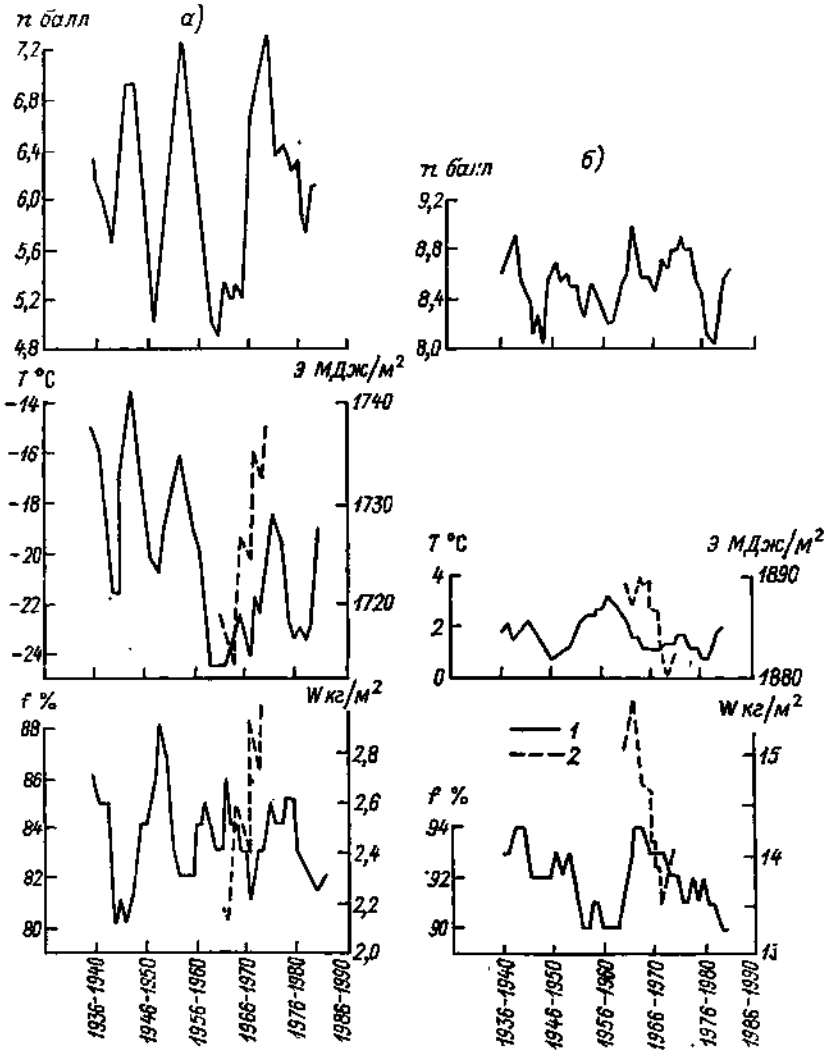


Рис. 7.12. Многолетний ход количества общей облачности n, температуры T и относительной влажности воздуха f у подстилающей поверхности (*1*), интегральных характеристик атмосферы (*2*): энтальпии $Э$ слоя 1000—300 гПа, влагосодержания W слоя 1000—500 гПа (скользящие 5-летия). Мыс Желания.

а — январь; *б* — июль.

8. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Осадки характеризуются повторяемостью (%), количеством осадков (мм), выпадающих за определенный промежуток времени, продолжительностью (ч) и интенсивностью (мм/ч). Результатов определения количества осадков непосредственно над акваторией моря очень мало. К тому же существующие методы их измерения страдают значительными погрешностями. Учет твердых осадков в полярных районах, и особенно над морем, сопряжен с дополнительными методическими трудностями. Непрерывная продолжительность осадков и их интенсивность определяются реже, чем сумма осадков. Значительно более массовыми являются попутные судовые наблюдения за фактом выпадения осадков с качественной оценкой их интенсивности (слабые, умеренные, сильные). Эти данные позволяют достаточно точно определить повторяемость осадков разного вида (жидких, твердых, смешанных).

Из-за недостатка прямых измерений количества осадков над морем прибегают к различным косвенным методам их расчета. При этом используют, как правило, данные измерений на береговых и островных метеорологических станциях, число которых составляет около 10 % общего числа станций на земном шаре (заметим, кстати, что

над океанами выпадает примерно 80 % всех осадков) [156]. Известны методы экстраполяции на море данных о количестве осадков, полученных на береговых станциях, путем умножения их на некоторый постоянный множитель [256, 340]. При этом не используется какая-либо судовая информация об осадках на море. Для Советской Арктики применялись методы определения осадков по запасу воды в снежном покрове или по числу дней с осадками [37]. В Канадской Арктике сумма осадков определялась по эквиваленту воды свежевыпавшего снега [413], в центральных районах Гренландии — по гляциологическим наблюдениям за снегонакоплением [416]. В этом случае, однако, возникает сложный вопрос о репрезентативности данных береговых станций для океанических областей.

В других методах определения количества осадков используются данные о повторяемости их над морем. Так, Джекобс [413] для построения сезонных карт использовал предположение о линейной зависимости количества выпадающих в океанах осадков от их повторяемости. Предварительно им была построена карта годовых сумм осадков. Для этого он использовал среднеширотные суммы осадков, полученные из условия баланса солености вод на поверхности океана, и относительные пространственные коэффициенты, вычисленные по карте осадков из «Большого атласа мира».

Более приемлемыми в настоящее время являются, по-видимому, следующие два способа. В одном из них [418] используется повторяемость различных типов текущей погоды с осадками («слабый непрерывный дождь», «ливневый дождь» и т. п.) из сообщений в регулярных сводках погоды. На основании сопоставления указанной информации с измеренным количеством осадков на станциях, где орографические эффекты минимальны, Такер [418] получил эмпирическую связь этих типов текущей погоды с суммами осадков за 3 ч. Таким методом Такер построил годовую и сезонные карты количества осадков в Северной Атлантике по данным наблюдений на судах погоды за период 1953—1957 гг. Он показал, в частности, что количество осадков на островных и береговых станциях нельзя считать репрезентативным для открытого океана. Метод Такера в настоящее время широко используется при расчетах осадков над морем и продолжает совершенствоваться [410]. Он позволяет наиболее эффективно использовать также многочисленные наблюдения судов за прошлые годы.

В СССР для построения карт годовых и месячных сумм осадков используется метод В. С. Самойленко [181, 251]. По этому методу пересчет повторяемости осадков в их количество выполняется по формуле, полученной на основе многолетних наблюдений островных и береговых станций,

$$Q = 7{,}3PI, \qquad (8.1)$$

где Q — месячное количество осадков, мм; I — интенсивность осадков, мм/ч; P — повторяемость, %.

При построении карт годовых и месячных сумм осадков в работах [17, 19] указанным методом кроме данных о повторяемости осадков по судовым наблюдениям использованы также карты интенсивности осадков, выполненные по наблюдениям 418 станций, а также данные о средних многолетних годовых суммах осадков на 830 станциях, расположенных на островах и побережьях материков.

Исследованию режима осадков в северной полярной области посвящено значительное число работ. Наиболее ранние обобщения дождемерных данных по осадкам на Баренцевом море выполнены О. М. Рудневой [181], над Арктикой в целом — З. М. Прик [17, 291, 336]. Методика расчетов заключается в следующем. Карты среднего числа дней с осадками $\geqslant 0{,}1$ мм для центральных месяцев сезонов построены по данным советских и зарубежных дрейфующих станций за период 1950—1961 гг. и стационарных метеорологических станций севернее 60° с. ш. Карты количества и интенсивности осадков для 12 месяцев, теплого и холодного периодов, а также для года в целом получены по наблюдениям за повторяемостью осадков в районах открытого моря и дождемерным данным полярных станций за период их работы по 1952 г. Для станций, где количество осадков не измерялось, годовые суммы осадков были получены косвенно при помощи корреляционной связи между числом дней с осадками и их суммой. Количество зимних осадков определялось по запасу воды в снежном покрове.

В связи с заменой дождемера на осадкомер Третьякова необходимые методические разработки с целью учета погрешностей измерения осадков в северной полярной области новым прибором выполнены Н. Н. Брязгиным [36—40], а на побережье Северного Ледовитого океана — Ц. А. Швер [40]. При подготовке новых карт годовых сумм осадков в Арктике данные о количестве твердых осадков были откорректированы с учетом особенностей конструкции прибора, методов наблюдений и результатов экспериментальных исследований снегопереноса в полярных районах. В работе [37] приведены две карты годового количества осадков: с учетом и без учета погрешностей осадкомера. Вследствие введения различных поправок на смачивание прибора, на испарение и надувание ложных осадков, ветровое воздействие, эти карты существенно различаются. Исправленные данные месячного количества осадков изменили прежнее представление о характере их годового хода в западном районе Северной Арктики, хотя картина географического распределения повторяемости осадков над морем, расположение областей минимального и максимального их количества изменились мало. Сравнение новых карт осадков с картами З. М. Прик [291] показало, что учет ошибок измерения осадков привел к увеличению среднего многолетнего количества осадков во все сезоны: зимой на 25—30 %, а в летние месяцы на 10—15 % по сравнению с прежними значениями.

Указанные методические разработки [36—40] использованы также при построении карты годового количества осадков в Атласе океанов [19]. Для ее создания использованы наблюдения более 200 советских и зарубежных островных и прибрежных станций за период работы по 1975 г., а также дрейфующих станций СП. В качестве дополнительной информации привлечены обобщенные по квадратам географической сетки судовые визуальные наблюдения за повторяемостью осадков. По изогнетам указанной карты определена

средняя толщина слоя осадков за год по 12 крупным водосборным бассейнам Арктики. Средний слой осадков водосборного бассейна Баренцева моря составляет 726 мм/год (739 мм/год на материке, 574 мм/год на островах) [40].

Достаточно надежные значения осадков, испарения и стока рек в Арктике позволили определить пресноводный баланс Северного Ледовитого океана и отдельных его частей, что имеет большое научное и народнохозяйственное значение для учета запасов пресных вод в северной полярной области.

При описании режима осадков Баренцева моря в данной работе использованы советские и зарубежные публикации, содержащие сведения об осадках на акватории моря [19, 36, 38, 76, 247]. В качестве дополнительной информации привлечены обобщенные по 5-градусным квадратам географической сетки судовые визуальные наблюдения за повторяемостью осадков (рис. 8.1), а также данные прибрежных и островных станций о числе дней с различными осадками и полусуточных, одно-, двух-, трехсуточных суммах осадков.

Особенности распределения осадков над морем зависят главным образом от характера атмосферной циркуляции и многообразных воздействий подстилающей поверхности. Активизация осадкообразующих процессов в районе европейской части Арктики происходит обычно при зональной и меридиональной формах циркуляции, а ослабление их — при восточной форме [74]. Главная роль в формировании режима осадков над акваторией моря принадлежит циклонам. Повторяемость их

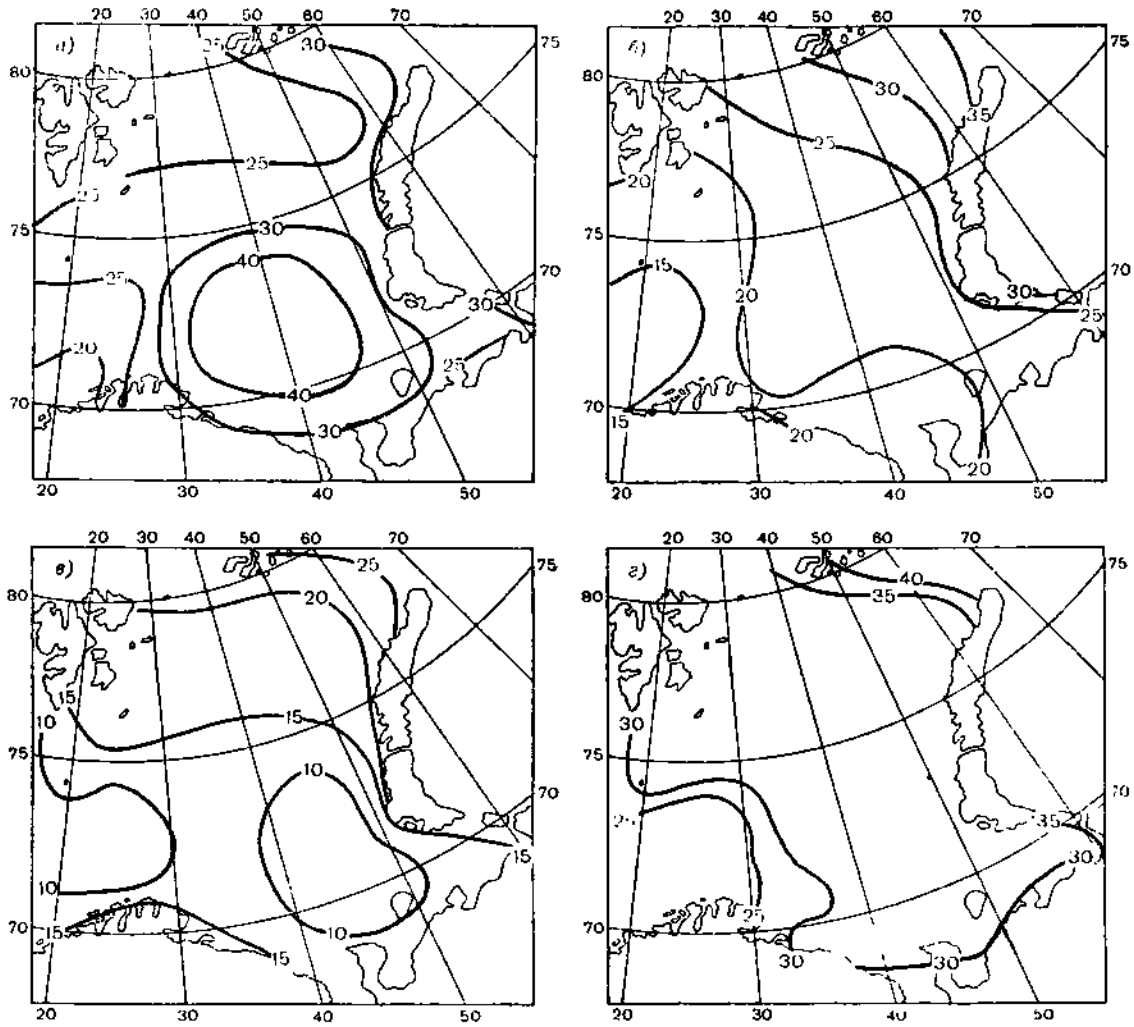


Рис. 8.1. Повторяемость осадков, %.

а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

зимой в 4—5 раз, а летом в 2—3 раза больше, чем антициклонов, и все значительные суммы осадков здесь выпадают при прохождении фронтов [290].

При зональной циркуляции вынос тепла из Северной Атлантики происходит наиболее интенсивно зимой, в южную половину моря больше, чем в северную (см. рис. 6.4, 6.5). Поэтому область максимальной повторяемости осадков, как и облачности, располагается зимой в южной половине моря, в зоне от 70 до 75° с. ш. и совпадает со средним положением оси арктического фронта [397]. При выносах теплых воздушных масс нижние слои воздуха охлаждаются и приобретают инверсионную стратификацию. Охлаждение сопровождается процессами конденсации, образованием слоистой облачности и выпадением дополнительных количеств осадков. В январе повторяемость осадков в этом районе моря наибольшая (40 %) и уменьшается к северо-восточной окраине до

25 %. Последнее обусловлено уменьшением влагопереноса, влагосодержания воздуха и облачности в этом направлении.

В теплый период происходит ослабление циклонической деятельности и повсеместное уменьшение повторяемости осадков, особенно в южной половине моря (июль 10 %). В траекториях циклонов появляется значительная меридиональная слагающая — они перемещаются с континента на северо по направлению теплых вод северной ветви Нордкапского и Западно-Новоземельского течений. Наиболее благоприятные условия для образования слоистых облаков и моросящих осадков создаются при выносах влажного воздуха с юга на север в районы моря, где ледяные поля граничат с открытой водной поверхностью. Поэтому повторяемость осадков в этих районах весь год сохраняется высокой. Летом ледовая кромка располагается в зоне 77—80° с. ш. [19], от южной оконечности арх. Шпицберген на северное побережье арх. Новая Земля. Повторяемость осадков здесь составляет 20—25 % случаев.

Осенняя активизация циклонической деятельности приводит к повсеместному увеличению повторяемости осадков, которая изменяется до 25 % у побережья Скандинавии до 40 % у северо-восточной границы моря.

Годовой ход количества осадков противоположен годовому ходу их повторяемости, что обусловлено неодинаковой интенсивностью выпадения осадков в разные сезоны. Зимой осадки часты, но суммарное количество их за месяц меньше, чем летом, когда они наблюдаются сравнительно реже. Обычно максимум количества осадков на суше приходится на лето (июль—август). Такой континентальный тип распределения осадков характерен, например, для Мурманска. На Баренцевом море, как и в Северной Атлантике, наибольшее количество осадков отмечается в сентябре—октябре (рис. 8.2) и обусловлено активизацией циклонической деятельности. Минимум количества осадков, как и во всей Арктике, приходится на март—апрель и определяется устойчивой антициклонической погодой, связанной с перемещением полярных антициклонов.

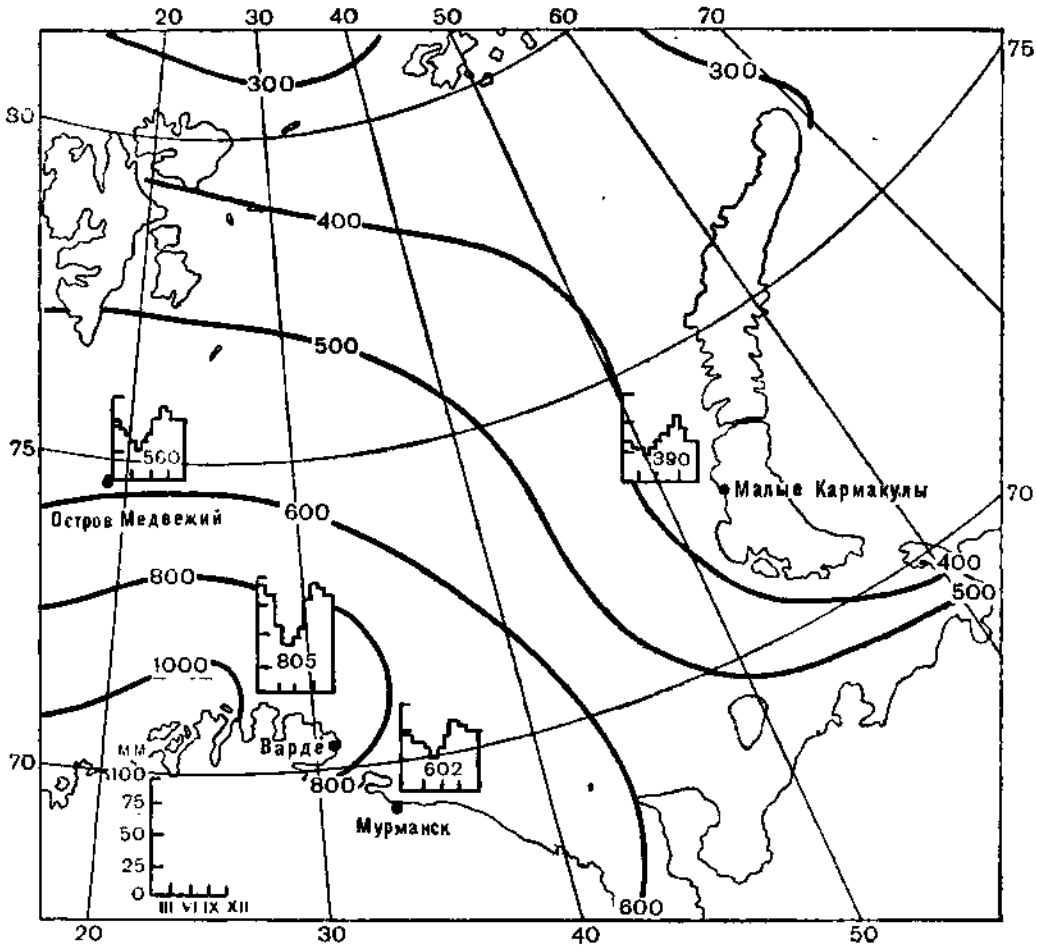


Рис. 8.2. Количество осадков по месяцам и годовая сумма осадков, мм [19].

По сравнению с другими арктическими морями на Баренцево море выносится циклонами наибольшее количество влаги, значительная часть которой сохраняется в его атмосфере. Поэтому здесь наблюдается самая высокая интенсивность осадков [48]. Поток влаги летом в 3—5 раз больше, чем зимой. Формированию летнего максимума интенсивности и количества осадков способствует также максимум в годовом ходе интегральных значений тепло- и влагосодержания тропосферы и среднего балла облачности.

Пространственное распределение годовых сумм осадков в Баренцевом море характеризуется четкой зональностью и уменьшением их к северо-востоку, отражая тем самым преобладающую роль устойчивых и продолжительных зимних циркуляционных процессов (см. рис. 8.2). Наибольшее

годовое количество осадков наблюдается у побережья Скандинавии (1000—1200 мм) и Кольского полуострова (600—700 мм), где проходят основные пути исландских циклонов. В увеличении осадков здесь заметную роль играют теплые Нордкапское и Мурманское течения, над которыми в нижнем слое воздушных масс усиливаются процессы конденсации. К северу и востоку от этого района годовые суммы осадков на акватории моря довольно быстро уменьшаются. В юго-восточной части моря, восточнее о. Колгуев, годовое количество осадков составляет около 500 мм, в районе, прилегающем к Земле Франца-Иосифа, не превышает 300 мм [37].

Некоторое увеличение осадков наблюдается в северо-западной части моря. В районе южной оконечности арх. Шпицберген и ближайших к нему островов они составляют 350—450 мм за год. Эта область повышенного количества осадков хорошо согласуется с положением одной из ложбин исландского минимума, которая прослеживается даже на годовой карте давления [290]. Регенерации циклонов и увеличению осадков здесь способствуют термодинамические условия воздушных масс в зоне соприкосновения теплого Западно-Шпицбергенского и холодного Надеждинско-Медвежинского течений.

На западном и южном побережьях арх. Новая Земля осадков выпадает более 400 мм, а на северном — около 300 мм. Зона максимальных фронтальных осадков располагается в середине острова, на ледниках (700 мм) [37].

Существенное влияние на распределение осадков в прибрежных районах оказывает орография побережья и островов. На наветренных склонах гор Скандинавии, Шпицбергена, Новой Земли и на некотором расстоянии перед ними количество осадков заметно увеличивается, тогда как за ними наблюдается явление дождевой тени [247, 291, 336]. Уменьшение осадков на подветренных склонах обусловлено тем, что воздушные массы атлантического происхождения, переваливая через указанные горы, теряют значительную долю своего начального влагосодержания. Это видно из сопоставления зимних полных потоков влаги (табл. 8.1)

Таблица 8.1

Средний месячный поток влаги у подстилающей поверхности и на высоте 1,5 км в холодный (XI—III) и теплый (VI—VIII) периоды года, г/(м²·с)

Станция	XI—III		VI—VIII		Год	
	0	1,5 км	0	1,5 км	0	1,5 км
Будё	18,5	20,5	9,7	18,9	190	249
Эрландет	28,4	28,4	16,1	27,7	240	328
Соданкюля	9,4	14,6	17,4	22,3	146	208
Мурманск	13,1	13,9	18,7	24,1	186	214
Кандалакша	8,5	13,6	25,1	22,5	168	201
Шойна	16,4	11,5	23,3	23,4	221	196
Архангельск	13,3	14,2	20,5	23,7	195	221

и интегрального влагосодержания тропосферы (табл. 8.2) на наветренной стороне Скандинавских гор (Будё, Эрландет) и подветренной (Соданкюля, Мурманск). Летом, когда западный перенос ослаблен, разницы в распределении влагопереноса и

Таблица 8.2

Интегральное влагосодержание слоя атмосферы 0—5 км, кг/м²

Станция	I	V	VII	X	Год
Будё	7,5	11,4	16,3	13,3	130
Эрландет	8,5	12,7	19,6	14,3	153
Осло	7,2	13,1	19,9	12,7	144
Соданкюля	5,1	9,7	17,8	9,7	115
Мурманск	5,1	9,1	18,9	9,2	116
Кандалакша	5,0	9,7	19,7	9,6	123

влагосодержания тропосферы в этом районе не наблюдается.

Выпадающие над морем осадки в течение года могут иметь различное фазовое состояние. Доля твердых осадков в годовой сумме всех видов осадков по акватории моря изменяется почти зонально, увеличиваясь от 30 % в южных районах до 70 % на широте 80° с. ш. [76]. В среднем за год минимальная повторяемость снега отмечается в юго-западных районах, особенно у побережья Скандинавии.

Зимой наибольшие месячные суммы осадков выпадают в юго-западной части моря: в январе около 100 мм на побережье Скандинавии, 50—60 мм в районе о. Медвежий. На юго-восточном побережье в среднем за месяц выпадает 30—40 мм осадков и далее к северо-востоку месячные суммы осадков уменьшаются до 15—20 мм [40]. Осадки выпадают в основном в виде снега, снежных зерен и крупы. Повторяемость их в несколько раз больше, чем жидких [76]. Но при прохождении глубоких циклонов в юго-западном районе и зимой возможны жидкие осадки. Они наблюдаются даже на широте о. Медвежий [247].

Весной, в период минимума осадков, на юго-западном побережье их сумма за месяц составляет около 50 мм (Вардё), в районе о. Медвежий — 30—40 мм, в восточной половине моря — 15—20 мм. Месячные суммы осадков летом повсеместно возрастают по сравнению с весной и изменяются от 60 мм на побережье Скандинавии до 40 мм у Новой Земли. Летние осадки отмечаются обычно в виде дождя, в северных районах моря возможны в виде мокрого снега. Жидкие осадки в южной части моря преобладают над твердыми и смешанными в период с июня по август, а в северной части — только в июле—августе [76].

Осенью, в период активизации циклонической деятельности, месячное количество осадков больше зимнего в западной части моря на 10—15 мм, вдоль восточной границы моря — вдвое [19]. При этом резко возрастает доля смешанных осадков.

Обобщение ежедневных наблюдений за осадками различной интенсивности на островных и береговых станциях показало (табл. 8.3), что отличительной особенностью климата моря является преобладание небольших осадков в статистическом распределении как твердых, так и жидких осадков. В среднем за год на градацию суточных сумм менее 5 мм приходится около 90 % всех осадков. Летом повторяемость значительных осадков возрастает, что заметно по сдвигу всех кривых

Таблица 8.3

Повторяемость осадков различной градации. Мурманск, %

Месяц	Осадки, мм															Число случаев
	День					Ночь					Сутки					
	≤1,0	1,0—4,9	5,0—9,9	10,0—19,9	≥20,0	≤1,0	1,0—4,9	5,0—9,9	10,0—19,9	≥20,0	≤1,0	1,0—4,9	5,0—9,9	10,0—19,9	≥20,0	
Январь	73,3	24,7	2,0			72,8	25,4	1,8			63,1	30,7	5,7	0,5		662
Февраль	75,9	21,6	2,2	0,3		72,5	27,3	0,2			64,8	30,6	4,4	0,2		575
Март	78,1	21,3	0,6			77,1	22,7	0,2			68,6	29,3	2,1			614
Апрель	71,4	26,8	1,4	0,4		69,5	29,1	1,4			62,6	33,7	3,3	0,4		540
Май	67,8	28,8	2,3	1,1		62,7	31,1	5,1	0,8	0,3	56,1	35,8	6,2	1,7	0,2	586
Июнь	50,0	36,5	9,5	3,7	0,3	54,0	34,5	8,8	2,4	0,3	42,3	40,1	12,2	4,7	0,7	598
Июль	40,0	39,9	13,9	5,0	1,2	49,7	35,2	10,6	3,4	1,1	32,8	42,3	14,4	7,4	3,1	582
Август	42,6	42,6	8,0	6,1	0,7	44,2	40,0	11,6	3,2	1,0	31,9	46,0	12,6	7,2	2,3	653
Сентябрь	43,4	44,3	9,5	2,8		49,7	38,0	9,8	2,3	0,2	38,0	40,9	13,9	6,3	0,9	678
Октябрь	57,0	37,4	5,0	0,6		58,4	37,7	3,5	0,4		49,7	39,6	8,8	1,8	0,1	706
Ноябрь	65,0	31,5	2,9	0,6		63,0	31,6	4,3	0,9	0,2	55,7	35,2	7,1	1,9	0,1	687
Декабрь	66,8	30,5	2,7			69,5	27,9	1,8	0,8		59,3	35,3	4,3	1,1		697
Число случаев	2930	1582	248	84	9	3124	1593	242	58	12	3934	2783	604	211	46	7578

распределения вправо по оси количества осадков (табл. 8.3). Если зимой на суточные и полусуточные суммы осадков ≤1 мм приходится 60—70 % случаев, то летом — только 30—40 %. Доля осадков ≥10 мм возрастает от зимы к лету от 0,1 до 10 %.

Распределение по значениям полусуточных сумм осадков имеет те же закономерности, что и распределение суточных. Нет существенных различий и между распределением ночных и дневных сумм осадков. Разница состоит лишь в том, что в полусуточных суммах вклад осадков малых значений больше, чем в суточных, в ночных осадках больше, чем в дневных.

Особый интерес представляет повторяемость ежедневных сумм осадков выше опасных (ОЯ) и особо опасных (ООЯ) количеств. Как известно, критерии степени опасности зависят от фазового состояния осадков (табл. 8.4). Выявлено, что при

Таблица 8.4

Среднее число случаев с опасными ОЯ и особо опасными ООЯ суточными суммами осадков в зависимости от их фазового состояния, 1936—1985 гг.

Станция	Жидкие, мм		Твердые, смешанные, мм	
	ОЯ	ООЯ	ОЯ	ООЯ
	20,0—49,9	≥50,0	10,0—19,9	≥20,0
Вайда-Губа	0,7	0,03	1,2	0,20
Цып-Наволок	0,5		1,4	0,12
Ура-Губа	0,6		1,1	0,10
Мурманск	1,1		1,3	0,05
Дальние Зеленцы	1,2	0,07	3,3	0,10
Остров Харлов	0,74		1,0	0,11
Терско-Орловский	0,80	0,07	0,7	

любом фазовом состоянии осадков чаще наблюдаются опасные количества, чем особо опасные. Твердые и смешанные осадки чаще достигают опасных количеств как в суточных так и в полусуточных суммах, чем жидкие. В целом полусуточные суммы осадков достигают критериев ОЯ и ООЯ вдвое реже суточных.

Осадки количеством более 10 мм/сут встречаются повсеместно (табл. 8.5). Однако повторяемость их невелика и изменяется от 9 дней за год на юго-западном побережье до 4—5 на юго-восточном и до 0,8—1,0 сут в районе арх. Земля Франца-Иосифа. Осадки количеством более 20 мм/сут также наблюдаются в любом районе моря, а осадки количеством более 50 мм/сут возможны исключительно редко, в среднем 0,02—0,07 сут за год, и только в юго-западной части моря, где наиболее развита интенсивная циклоническая деятельность. Интенсивные осадки здесь обусловлены длительной и интенсивной адвекцией влаги, в тылу исландских циклонов, которая уменьшается в восточном направлении. Выявленные зоны высокой повторяемости интенсивных осадков совпадают с районами их наибольших годовых сумм, а зоны отсутствия таких осадков соответствуют районам наименьших годовых сумм (рис. 8.2).

Как суточный, так и полусуточный максимум жидких осадков обычно больше максимума твердых и смешанных (табл. 8.6—8.7). Изменчивость полусуточных сумм, как правило, больше суточных. Средние из максимальных годовых значений твердых и смешанных осадков за суточные и полусуточные интервалы различаются меньше, чем жидких. Следовательно, большая часть твердых суточных осадков накапливается за половину суток, что указывает на «зарядовый» характер их выпадения, а жидких — за суточный период, свидетельствуя об их длительном, обложном характере. «Заряды» — шквалистые ливневые осадки, выпадающие в виде мокрого снега, дождя и крупы из кучево-дождевых облаков. Обложные осадки выпадают при тихой погоде на периферии антициклонов, сформированных в морской воздушной массе. Они возможны также в зоне стационарных фронтов с волнами. Интенсивность обложных осадков мало меняется во время их выпадения, а

Таблица 8.5

Количество дней в году с обильными (свыше 10 мм/сут) осадками

Станция	Количество осадков, мм/сут					Период наблюдений
	≥10	≥20	≥30	≥40	≥50	
Бухта Тихая	0,8	0,2				1936—1959
Мыс Желания	1	0,3	0,2			1936—1941, 1945—1946, 1948—1969
Остров Надежды	4	0,3				1949—1974
Русская Гавань	1	0,2				1936—1940, 1945—1950, 1961—1969
Остров Медвежий	4	0,4	0,04			1949—1974
Малые Кармакулы	2	0,5				1936—1939, 1942—1955, 1957—1969
Им. Е. К. Федорова	4	0,5				1935—1950, 1961—1969
Вайда-Губа	5	0,9	0,2	0,03	0,03	1940—1975
Цып-Наволок	5	0,6	0,1			1936—1975
Колгуев Северный	2	0,5	0,1	0,02	0,02	1934—1937, 1940—1977
Дальние Зеленцы	9	1	0,3	0,07	0,07	1949—1976
Ходоварихa	4	0,5	0,1	0,04		1933—1977
Остров Харлов	5	0,8	0,2	0,07		1946—1975
Варандей	4	1	0,1			1940—1977
Канин Нос	3	0,4	0,1	0,1	0,02	1915—1917, 1919—1922, 1924—1977
Мыс Микулкин	4	1	0,1	0,1		1947—1977
Индига	5	0,8	0,2			1925—1972, 1974—1976

Таблица 8.6

Абсолютный суточный максимум осадков, мм [247]

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Медвежий	23	14	32	18	41	20	21	23	25	20	20	20
Вардё	50	38	44	26	36	35	55	33	33	34	29	24

поэтому полусуточные суммы их могут быть значительно меньше суточных.

Наибольшие за период наблюдений суточные количества осадков в юго-западных районах моря составляют 50—60 мм. На побережье Скандинавии и Мурмана фронтальные осадки, усиленные влиянием орографии, могут достигать 70—75 мм/сут. В центральных районах моря при осадках «зарядами» максимальное количество может составить 40—50 мм, а у побережья Новой Земли — 30 мм. В районе Земли Франца-Иосифа суточный максимум осадков может достигать 20—25 мм.

При решении ряда практических задач оперативного обслуживания, в вопросах инженерного проектирования сооружений требуются данные о вероятности выпадения осадков заданного количества. Для южного побережья моря, где наблюдается наибольшее количество осадков, получены рассчитанные полусуточные, одно-, двух-, трехсуточные максимумы осадков, возможные 1 раз в заданное число лет (табл. 8.7, 8.8).

Таблица 8.7

Средние и рассчитанные значения полусуточного и суточного максимума твердых и смешанных осадков различной обеспеченности. Год, мм

Станция	Период		$\bar{X}$ мм	C_v	Осадки, возможные 1 раз в q лет						Наблюденный максимум, мм
	наблюдения	суммирования, ч			2	5	10	20	50	100	
Вайда-Губа	1940—1980	12	11,6	0,46	11	15	19	23	28	32	27,9
		24	14,2	0,45	13	19	24	29	36	43	33,9
Цып-Наволок	1936—1980	12	10,2	0,39	10	14	17	20	24	30	27,7
		24	12,6	0,41	12	17	21	24	29	32	27,7
Ура-Губа	1950—1980	12	9,4	0,31	9	12	13	15	17	18	17,7
		24	12,8	0,36	12	16	20	24	26	28	24,1
Мурманск	1936—1980	12	9,3	0,47	8	13	16	19	20	21	22,2
		24	12,2	0,38	12	16	19	22	23	24	26,2
Дальние Зеленцы	1949—1980	12	11,8	0,45	11	14	20	26	37	45	33,1
		24	15,5	0,39	14	19	25	32	43	52	38,4
Остров Харлов	1946—1980	12	12,0	0,41	8	12	15	18	23	27	23,3
		24	14,9	0,37	12	15	20	25	32	38	30,5

Эмпирическая вероятность ранжированных значений максимумов осадков определялась по формуле Чегодаева:

$$P = [(m - 0{,}3)/(n + 0{,}4)]\,100\ \%\qquad (8.2)$$

где P — интегральная вероятность; m — порядковый номер члена ряда; n — общее число наблюдений.

Твердые и смешанные полусуточные ОЯ ($\geqslant$10 мм/12 ч) возможны ежегодно, ООЯ ($\geqslant$20 мм/12 ч) выпадают 1 раз в 10—15 лет. Интенсивность осадков «зарядами» зависит от вер-

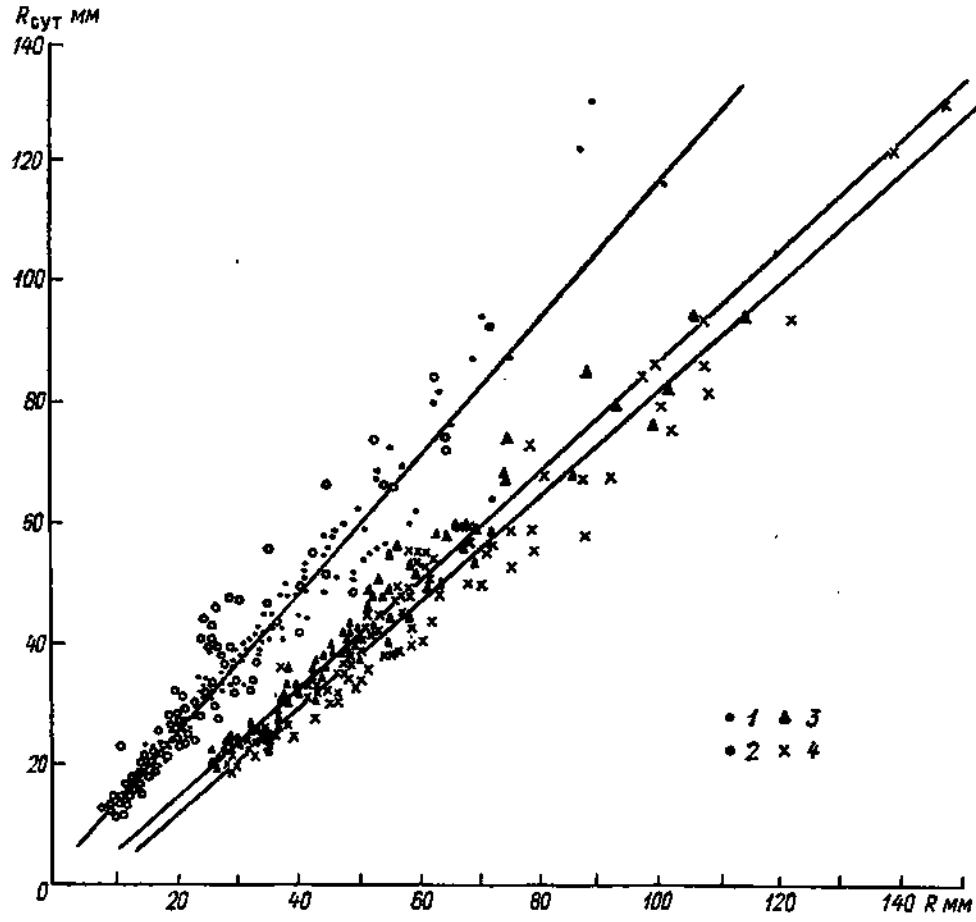


Рис. 8.3. Корреляционная связь между суточными осадками ($R_{сут}$) и суммами осадков R, соответствующих фазовому состоянию различного периода осреднения (год).

1, 3, 4 — жидкие полусуточные, двухсуточные, трехсуточные соответственно; *2* — твердые и смешанные полусуточные.

Таблица 8.8

Средние и рассчитанные значения полусуточного, суточного, двух- и трехсуточного максимума жидких осадков различной обеспеченности. Год, мм

Станция	Период		$\bar{X}$ мм	C_v	Осадки, возможные 1 раз в q лет						Наблюденный максимум, мм
	наблюдений	осреднения, ч			2	5	10	20	50	100	
Дальние Зеленцы	1949—1980	12	20,8	0,51	17	26	34	46	66	88	54,2
		24	26,5	0,50	23	34	43	56	76	94	77,4
		48	34,5	0,46	31	43	53	73	100	107	96,4
		72	39,6	0,44	36	48	60	80	103	108	103,4
Мурманск	1936—1980	12	20,4	0,40	18	26	34	42	52	61	55,6
		24	23,8	0,35	22	31	38	44	54	62	56,5
		48	32,0	0,44	29	43	51	59	98	100	85,4
		72	36,5	0,41	33	47	55	63	108	133	94,5
Вайда-Губа	1940—1980	12	17,0	0,36	16	23	28	33	38	44	37,8
		24	21,7	0,41	20	28	34	41	51	60	52,4
Ура-Губа	1950—1980	12	17,4	0,35	17	25	32	40	54	65	53,9
		24	21,2	0,36	20	30	38	46	56	65	53,9
Остров Харлов	1946—1980	12	17,6	0,43	19	23	29	36	46	55	47,7
		24	21,4	0,44	20	28	35	42	58	60	47,7

тикальной неустойчивости арктического воздуха, т. е. от разности температур вода—воздух [402], наибольшие значения которой отмечаются в первую половину зимы (ноябрь—январь). Интенсивные снегопады также наиболее вероятны в январе, феврале [252], когда горизонтальные контрасты температуры воздуха в северном полушарии достигают наибольших значений и создаются благоприятные условия для обострения фронтальных разделов, регенерации и углубления циклонов, образования обширных многоцентровых депрессий.

Жидкие осадки более опасных количеств ($\geqslant$20 мм/12 ч) наблюдаются 1 раз в 5 лет, более ООЯ — 1 раз в 50 лет. Особенностью летних осадков высоких широт является их длительный моросящий характер. Нередко обильные осадки могут выпадать непрерывно или с небольшими перерывами в течение двух, трех и более суток подряд. Учитывая это, наряду с обильными полусуточными и суточными суммами жидких осадков для южного побережья, рассчитаны их двух- и трехсуточные максимумы различной обеспеченности, которые находятся между собой в корреляционной зависимости (рис. 8.3). Суточные максимумы жидких осадков превышают полусуточные в 1,2—1,3 раза, а трехсуточные больше полусуточных в 1,8—1,9 раза.

9. ТУМАН И ОГРАНИЧЕННАЯ ВИДИМОСТЬ

9.1. Условия образования туманов над морем

Туманом называется помутнение воздуха в приземном слое, вызванное взвешенными в нем каплями воды, ледяными кристаллами или их смесью, при горизонтальной видимости менее 1 км хотя бы в одном направлении [186].

По масштабам влияния на безопасность мореплавания при выполнении маневра на расхождение со встречными судами, особенно при сложной навигационной обстановке (прибрежные районы, многочисленные мелкие острова, отмели) туман имеет первостепенное значение. Опыт показывает, что туман, наблюдаемый 1 раз в месяц с продолжительностью 1 сут, может нанести больший экономический ущерб деятельности флота, чем «вспышки» кратковременных туманов в течение суток.

Простой судов в портах (П) из-за тумана за определенный интервал времени (месяц, декада) выражается формулой [400]

$$П = \sum \tau^2/[24\,(2 - \Delta\tau)], \qquad (9.1)$$

где $\Sigma\tau^2$ — суммарная продолжительность туманов за конкретный месяц; $\Delta\tau$ — интервал движения судов.

Принципы классификации туманов могут быть различными. По микроструктурным характеристикам выделяются капельно-жидкие, кристаллические, смешанные и туманы, состоящие из твердых частиц — дыма, пыли и других промышленных выбросов. По распределению в них капель разного размера — монодисперсные и полидисперсные. По интенсивности туманы подразделяются: на слабые — с видимостью 500—1000 м, умеренные — с видимостью 100—500 м и сильные — с видимостью менее 100 м.

Основными принципами классификации туманов с целью их прогнозирования являются различия в физических процессах, приводящих к образованию туманов. Процесс насыщения воздуха в приземном слое атмосферы, как известно, обусловливается двумя причинами: либо понижением температуры воздуха, либо увеличением его влагосодержания. В связи с этим различают туманы охлаждения и туманы испарения. Выделение этих двух видов туманов на практике не представляет особых затруднений даже без специальных количественных расчетов. В зависимости от причины изменений температуры воздуха туманы охлаждения подразделяются на радиационные и адвективные, а туманы испарения — на туманы испарения с поверхности водоемов и туманы испарения капель дождя, называемые также фронтальными.

Адвективные туманы, в свою очередь, подразделяются на:

— образованные вследствие адвекции теплой воздушной массы на холодную подстилающую поверхность,

— возникшие при опускании слоистых облаков до уровня земли,

— являющиеся результатом перемещения туманной массы от мест их образования.

Нередко в природе туман образуется в результате одновременного или последовательного действия двух или нескольких процессов. В этом случае могут быть смешанные виды туманов, например, адвективно-радиационные.

В отдельную группу выделяются туманы, связанные с деятельностью человека. Основной причиной их образования является увеличение влагосодержания воздуха и его задымленности в результате сгорания топлива в населенных пунктах.

Основным фактором образования туманов на море является адвекция. Процессы радиационного излучения при этом не играют заметной роли [247]. Изучению морских туманов, усовершенствованию методов их прогнозирования, разработке способов эффективной борьбы с ними, а также математическому моделированию процессов в пограничном слое атмосферы (ПСА) при туманообразовании посвящено значительное число как отечественных, так и зарубежных работ [243, 365, 366, 387]. Наиболее полный обзор их дан в монографии [186]. И все же, физические условия образования туманов в открытом море изучены в меньшей степени, чем в заливах, губах или на суше.

Впервые описание этого чрезвычайного явления сделано Вилетом [55], который назвал его испарением арктических морей, хотя туман наблюдается и на неарктических морях. Известны, например, туманы испарения на Балтике и Черном море, в Северной Атлантике и в морях Антарктического бассейна. Региональные исследования туманов выполнены в большинстве случаев на основе натурных данных и посвящены выявлению механизма возникновения зимних туманов испарения, из них значительное число работ относится к

Кольскому заливу [58, 189, 294, 353, 356]. По данным гидрометеорологических, аэрологических и аэростатных наблюдений на береговых пунктах и экспедиционных судах подробно рассмотрено термодинамическое состояние ПСА в дни с туманами испарения на Кольском заливе и получены количественные оценки влияния различных метеорологических условий на процесс образования тумана, его интенсивность, продолжительность, мощность. Результаты этих исследований легли в основу метода прогноза туманов испарения [354—358]. В работе [276] предложен новый подход к разработке метода прогноза зимних туманов испарения в губах и заливах Мурманского побережья с использованием дискриминантного анализа.

Синоптические условия возникновения летних туманов испарения и охлаждения на Баренцевом море рассмотрены в работе [404]. Туманы испарения в теплое время года образуются вблизи кромки льда или над холодными течениями, а затем переносятся на большие расстояния и могут удерживаться продолжительное время вдали от районов своего образования. Туманы охлаждения возникают как при теплой, так и при холодной адвекции воздуха. Когда температура воздуха выше температуры поверхностного слоя воды ($T>T_w$), образуются туманы с адвекцией теплого воздуха, при противоположном соотношении температур — туман с адвекцией холодного воздуха. Однако принятое деление несколько формально, поскольку часто при тумане на море могут быть случаи, когда $T=T_w$.

Следует отметить также, что выводы в работе [404], касающиеся роли стратификации температуры и влажности в образовании туманов, а также аэрологические параметры, входящие в номограммы для его прогноза, получены по данным зондирования не в районах открытого моря, а в Кольском заливе. Возможно, поэтому авторская проверка этого метода прогноза тумана, например, в зоне гидрологического фронта в районе Надеждинско-Медвежинского мелководья, показала невысокую его оправдываемость. Следовательно, успешность прогноза туманов зависит от степени различий условий их образования в других районах (заливах) моря от условий в Кольском заливе. Недостатком всех работ, посвященных методам прогноза туманов на Баренцевом море, является слабая изученность гидрометеорологических условий непосредственно в зонах их образования.

Сведения режимного характера о туманах на Баренцевом море имеются в работах [66, 76, 181, 344, 345]. Наиболее полно повторяемость туманов во все месяцы года на акватории южнее 75° с. ш. дана в работе [181] по данным до 1960 г. Однако и в этой работе недостаточно сведений о пространственно-временных характеристиках туманов и их изменчивости.

В настоящей работе для выявления закономерностей пространственно-временного распределения туманов над морем, роли термодинамических факторов в их образовании использованы данные судовых гидрометеорологических наблюдений и аэрологического зондирования, полученные по комплексным научным программам «ПОЛЭКС», «Разрезы», «Баренц». При этом обработке и анализу подвергались наблюдения только при нахождении судна непосредственно в зоне тумана. Различия в вертикальных профилях средних значений, средних квадратических отклонений термодинамических параметров атмосферы в районах моря западнее и восточнее 33° в. д. оказались статистически незначимыми. Поэтому можно считать, что полученные вертикальные распределения температуры, влажности воздуха, ветра, характеристики турбулентного состояния атмосферы характерны для всей акватории моря.

Более интенсивная и частая адвекция теплых и влажных воздушных масс с Атлантики по сравнению с другими северными морями, в сочетании с своеобразным гидрологическим режимом создает свои особенности условий образования туманов на Баренцевом море. Атмосферные процессы, приводящие к возникновению туманов во все сезоны, хорошо согласуются с выполненной Б. А. Яковлевым типизацией направлений переноса воздушных масс при этом явлении (рис. 9.1, *а*). Независимо от сезона туманы чаще всего наблюдаются в гребнях повышенного давления, заключительных антициклонах, седловинах, а зимой — еще и в зонах теплых фронтов. Поэтому для зимних туманов охлаждения характерен более пониженный фон давления, чем для летних (табл. 9.1).

Таблица 9.1

Повторяемость атмосферного давления при туманах и парении моря, %

Явление	Давление воздуха, гПа						
	<980	980—989	990—999	1000—1009	1010—1019	≥1020	Число случаев
T_x	1	5	21	18	35	20	254
$T_т$		1	7	29	48	15	1996
SSS		5	5	17	12	61	228
T_S		7	10	26	20	37	74

Примечание. T_x — туманы холодного периода; $T_т$ — теплого периода, *SSS* — явление парения моря; T_S — туманы испарения.

Известно, что нет принципиальных различий в физической природе адвективных туманов и слоистых облаков, поэтому туман на горном склоне кажется облаком со станции в долине. Анализ состояний неба в день с туманом над морем показал, что адвективные туманы в 93—98 % случаев наблюдаются при пасмурном состоянии неба (табл. 9.2). Для туманов испарения состояние неба не является определяющим фактором. В дальнейшем все туманы, связанные с адвекцией, из упомянутой выше синоптической классификации, отнесены к адвективным, исключая туманы испарения.

Таблица 9.2

Повторяемость состояний неба при туманах над морем, %

Явление	Общая облачность, балл			Неба не видно
	0	1—6	7—10	
T_x	7	10	62	21
$T_т$	2	5	54	39
T_S	13	32	54	1

По учащенным инструментальным наблюдениям за высотой нижней границы облачности (ВНГО) на Мурманском побережье рассмотрена динамика атмосферных процессов при переходе низкой облачности в туман и тумана в низкую облачность [233]. В 65 % случаев перед образованием тумана отмечается облачность нижнего яруса (табл. 9.3). После тумана повторяемость нижней облачности увеличивается до 77 %, а ясного неба уменьшается с 21 % до 9 %. Снижение нижней границы облачности до подстилающей поверхности происходит постепенно и начинается за 2—3 ч до перехода в туман. В 94 % случаев переход облачности в туман происходит с высоты ≤200 м (табл. 9.4). Туманы, возникающие при быстром снижении облачности с высоты 200—300 м, как правило, неустойчивы и в течение 1—2 ч приподнимаются или рассеиваются.

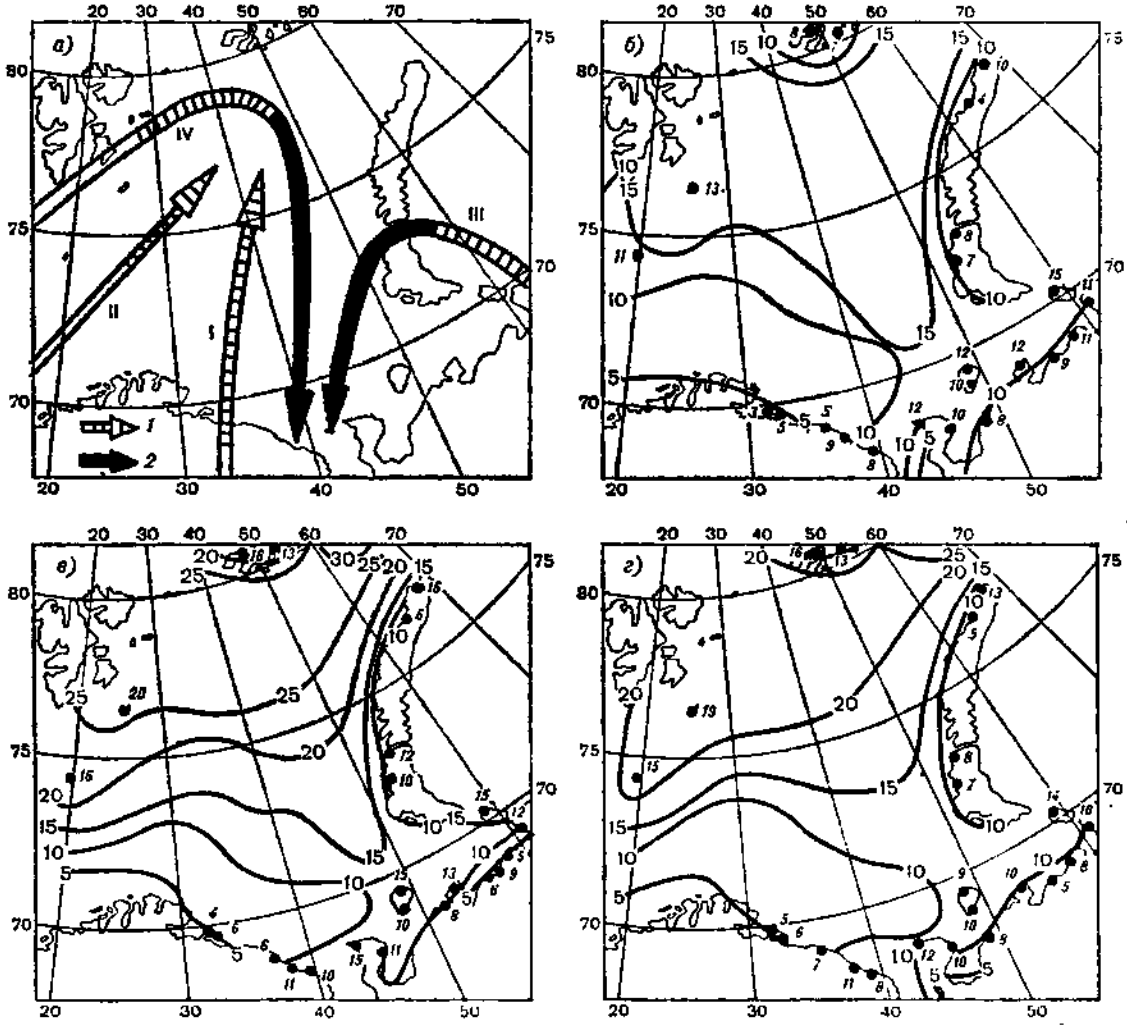


Рис. 9.1. Направление переноса воздушных масс при возникновении туманов охлаждения (I, II), испарения (III, IV) (*а*) и повторяемость (%) туманов (*б, в, г*).

1 — воздух теплее воды; *2* — холоднее воды; *б* — июнь; *в* — июль; *г* — август; цифры около точек — число дней с туманом.

Таблица 9.3

Повторяемость состояний неба в день с туманом на побережье Мурмана, %

Перед туманом	После тумана			
	Ясно	Облачность верхнего и среднего ярусов	Облачность нижнего яруса	
			$H>300$ м	$H\leqslant 300$ м
Ясно	5	4	2	10
Облачность верхнего и среднего ярусов	1	6	3	4
Облачность нижнего яруса				
$H>300$ м	1	—	2	7
$H\leqslant 300$ м	2	4	5	44

Таблица 9.4

Повторяемость ВНГО в последний срок перед переходом их в туман, %

ВГНО, м	⩽50	51—100	101—200	201—300
Повторяемость, %	10	50	34	6

Изменения метеорологических элементов у подстилающей поверхности в период, предшествующий снижению облаков до земли, противоположны по знаку их изменениям перед обратным переходом тумана в низкую облачность. Это свидетельствует о существенных различиях между термогигрометрическими состояниями приземного слоя воздуха перед снижением облачности и при под-

нятии тумана. Процессу перехода облачности в туман предшествует понижение температуры воздуха в среднем на 2 °С, увеличение относительной влажности на 4 %, уменьшение или неизменное сохранение скорости ветра. Локальное понижение температуры воздуха приводит к дополнительной конденсации водяного пара в атмосфере. Уменьшение скорости ветра у земли и наличие задерживающего слоя на высоте препятствуют развитию турбулентного обмена, что в совокупности приводит к увеличению влагосодержания нижних слоев воздуха и снижению облачности до поверхности земли.

Чем выше относительная влажность воздуха, тем вероятнее возникновение тумана, хотя главную роль в этом играет не только влажность, но и непрерывный процесс ее постепенного возрастания или сохранения на высоком уровне. Над акваторией моря относительная влажность воздуха весь год сохраняется на высоком уровне, благодаря адвекции влаги с Атлантики, испарению и относительно невысокой температуре воздуха. Многократные переходы облачности в туман и обратно осуществляются без изменения относительной влажности. При однократном переходе облачности в туман или поднятии тумана четко выявляются соответствующие повышения или понижения относительной влажности. Если при переходе тумана в низкую облачность температура продолжает понижаться, то эта облачность существует кратковременно и снова переходит в туман, опустившись до подстилающей поверхности. Низкая облачность, как правило, по несколько раз в течение определенного периода существования облачности переходит в туман и обратно. Приподнятый туман чаще рассеивается, чем снова опускается до земли. Однократные переходы наблюдаются в малоградиентном поле давления, в седловине. В малоподвижных антициклонах при адвекции влаги с Атлантики по их западной или северной периферии низкая облачность и туман могут существовать длительное время, нередко с выпадением моросящих осадков.

Многократные переходы фронтальной низкой облачности в туман и обратно обычно происходят в зонах слабовыраженных, размывающихся фронтов, медленно движущихся или меняющих направление своего движения, а также в заполняющихся циклонах с хорошо развитыми, обширными по площади и устойчивыми во времени облачными системами.

Известно, что у слоистой облачности St нижняя граница размыта и не имеет четких очертаний. При ее снижении происходит дополнительное ухудшение вертикальной, наклонной и горизонтальной видимости за счет подоблачной дымки. Поэтому в адвективных туманах горизонтальная видимость в 91—96 % случаев не превышает 500 м. Из них в половине случаев она меньше 200 м (табл. 9.5). Явление парения моря наблюдается чаще всего при видимости более 1 км. И только в 23 % случаев парения моря образуется туман испарения (т. е. видимость становится меньше 1 км).

Одним из важнейших условий образования тумана на Баренцевом море является изменение температуры поверхности воды вдоль перемещающегося над ним воздушного потока. Адвективные

Таблица 9.5

Повторяемость горизонтальной видимости в тумане и при парении моря, %

Явление	Видимость, м				
	⩽50	51—200	201—500	501—1000	⩾1000
T_x	15	25	51	9	
$T_т$	16	29	52	3	
SSS	1	1	6	15	77

Таблица 9.6

Повторяемость температуры воды при туманах и парении моря, %

Явление	Температура воды, °С					
	0,0... —1,9	0,1... 1,9	2,0... 3,9	4,0... 5,9	6,0... 7,9	8,0... 9,9
T_x	61	18	13	6	2	
$T_т$	36	21	16	13	10	4
SSS	27	47	24	2		

туманы могут наблюдаться при температуре поверхности воды от —1,9 до 8 °С зимой, и до 10 °С летом, но наиболее часто при значениях, близких к 0 °С (табл. 9.6). Температура воздуха при этом может принимать любые, характерные для сезона значения (табл. 9.7).

Таблица 9.7

Повторяемость температуры воздуха при туманах и парении моря, %

Явление	Температура воздуха, °С						
	⩽—20 V	—15,1... —20,0	—10,1... —15,0	—5,1... —10,0	—0,1... —5,0	0,0... 4,9	⩾5,0
T_x	4	11	9	9	38	24	5
$T_т$					27	52	21
SSS	8	23	63	6			
T_s	3	13	81	3			

Парение моря в преобладающем числе случаев наблюдается при температуре воды от —1,9 до 4 °С и температуре воздуха ниже —10 °С. Туманы испарения в 94 % случаев наблюдаются при температуре воздуха от —10 до —20 °С. Летом туман испарения образуется в северных районах моря вдоль ледовой кромки. Здесь воздух настолько близок к насыщению, что незначительного понижения его температуры достаточно для возникновения процесса конденсации и образования тумана.

Известно, что для туманообразования имеют значение не только сама температура воды T_w и воздуха T, но и их разность T_w—T. В Баренцевом море независимо от сезона благоприятными для образования адвективных туманов являются значения разности T_w—T от —4 до 4 °С (64 % случаев зимой, 90 % летом). Туманы испарения, как и явление парения, наиболее вероятны при разности T_w—T больше 12 °С (табл. 9.8).

Однако и разность $T_w - T$ не является единственной причиной возникновения тумана. Большую роль играют характер термической стратификации воздушной массы, скорость ветра, влагосодержание воздуха, шероховатость подстилающей поверхности. Сочетания этих факторов создают

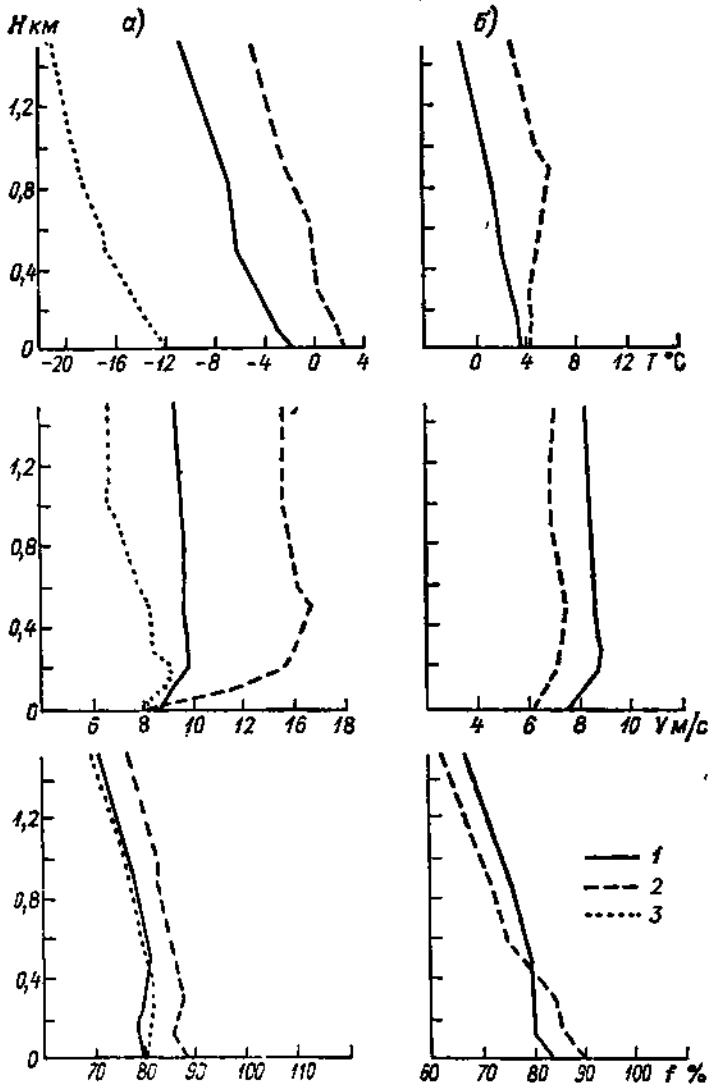


Рис. 9.2. Вертикальные профили температуры воздуха $T°$, скорости ветра V м/с и относительной влажности f % в холодный (*а*) и теплый (*б*) периоды.

1 — средний многолетний профиль; *2* — при адвективных туманах; *3* — при туманах испарения.

большое разнообразие условий формирования туманов.

Анализ термодинамической структуры атмосферы над морем с учетом всех состояний, полученный по данным судового зондирования (рис. 9.2) показал, что в среднем вертикальное распределение температуры в ПСА характеризуется слабым понижением ее с высотой ($\gamma \leqslant 0{,}4$ °С/100 м). Известно, что слои с такими вертикальными градиентами относятся к задерживающим. Зимой замедленное понижение температуры с $\gamma \approx 0{,}2$ °С/100 м наблюдается в слое 500—1000 м, а летом — во всем пограничном слое.

Задерживающие слои при туманах отмечаются в 70 % случаев зимой и в 97 % летом (табл. 9.9). Адвективные туманы могут наблюдаться как с

Таблица 9.8

Повторяемость разности температур вода—воздух при туманах и парении моря, %

Явление	Разность температур, °С						
	< −4,0	−0,1... −4,0	0,0... 3,9	4,0... 7,9	8,0... 11,9	12,0... 15,9	⩾16,0
T_x	1	38	26	9	5	12	9
$T_т$		65	35				
SSS					11	59	30
T_s					10	60	30

приземными, так и с приподнятыми задерживающими слоями. Туманы испарения — либо с приподнятыми задерживающими слоями (68 %), либо при понижении температуры с высотой (32 %). Летом приподнятые задерживающие слои располагаются ниже, чем зимой. Основными характери-

Таблица 9.9

Повторяемость стратификаций температуры в ПСА в зависимости от типа тумана, %

Явление	Задерживающий слой		Понижение температуры с высотой $\gamma > 0{,}4$ °С/100 м	Число случаев
	приземный	приподнятый		
T_x	40	30	30	250
$T_т$	38	59	3	490
T_s	—	68	32	105

стиками инверсий являются их мощность, глубина и интенсивность. Под мощностью задерживающего слоя понимается расстояние по высоте между его нижней и верхней границами (ΔH км), под глубиной инверсии — перепад температуры в инверсионном слое (ΔT °С), а под интенсивностью — отношение $\Delta T/\Delta H$, или градиент температуры в задерживающем слое. Мощность их может изменяться в широких пределах (табл. 9.10). Интенсивность приподнятых задерживающих слоев больше, чем приземных, так как в последних наиболее распространен тип изотермического распределения температуры с высотой. Случаи появления тумана при неустойчивой стратификации атмосферы связаны с процессами смещения зон туманов, сформированных у ледовой кромки, и снижения нижней границы фронтальной облачности до поверхности моря.

Независимо от сезона образование туманов охлаждения связано с адвекцией тепла, а туманов испарения — с устойчивой адвекцией холода (см. рис. 9.2). Адвекция тепла в ПСА при туманах, как и средний теплоперенос в атмосфере, зимой больше, чем летом. Адвективное повышение температуры зимой составляет 3,5 °С у поверхности моря и достигает максимума (5 °С) на уровне 500 м. Адвекция тепла обеспечивается западным и юго-западным переносом теплых и влажных воздушных масс с Атлантики и с юга европейской части СССР (рис. 9.3). Летом повышение температуры к моменту возникновения тумана менее значительно по сравнению с зимой и составляет 0,7 °С у поверхности моря и 3,5 °С на уровне 500 м.

Для образования тумана испарения необходимо понижение температуры во всем ПСА на 9—12 °С. Адвекция холода, предшествующая возникновению тумана испарения, осуществляется при вторжениях холодного арктического воздуха по полярным и ультраполярным траекториям из центрального и восточного секторов Арктики.

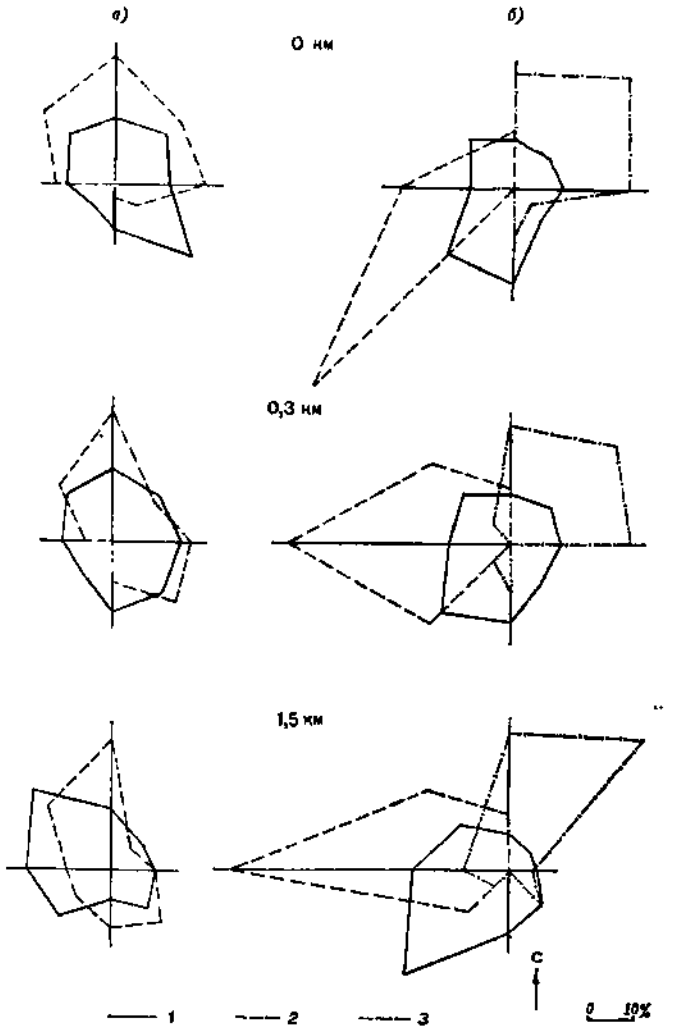


Рис. 9.3. Розы ветра на различных высотах над морем в теплый (*а*) и холодный (*б*) периоды.

1 — средняя повторяемость направлений ветра, %; *2* — при адвективных туманах; *3* — при туманах испарения.

Вертикальное распределение скорости ветра в ПСА над морем в среднем характеризуется интенсивным ростом ее в нижнем 300-метровом слое с максимумом на уровне 200—300 м (см. рис. 9.2). Выше этого уровня скорость ветра мало меняется с высотой либо медленно возрастает. Это обусловлено главным образом быстрым ослаблением динамического влияния подстилающей поверхности, вследствие ее малой шероховатости, а также уменьшением термической устойчивости пограничного слоя атмосферы зимой над незамерзающей частью моря. Другой важной особенностью вертикального распределения скорости ветра является то, что его логарифмический характер сохраняется не только в приземном слое, но и вплоть до высоты 300 м, что значительно выше, чем в других географических районах [30].

От зимы к лету происходит уменьшение средней скорости ветра и среднего квадратического отклонения ее значений за отдельные годы от среднего многолетнего на 1,0—1,5 м/с во всем ПСА. Сезонные различия в профиле обусловлены тем, что зимой и весной горизонтальные барические градиенты в 2—3 раза больше, чем летом. Наличие больших барических градиентов зимой (в штормовые периоды они достигают 5—6 гПа на 1° меридиана) определяется в значительной мере большими контрастами температуры, создающимися на границе суши и незамерзающего моря. Воздушные массы над материком в холодный период года при малом притоке солнечной радиации сильно охлаждаются, тогда как над морем температура воздуха значительно выше, благодаря теплому течению Гольфстрим. Горизонтальные температурный и барический градиенты здесь достигают зимой наибольших значений и действуют в одном направлении, способствуя повышению скорости ветра.

Различия в профилях ветра в западном и восточном районах моря невелики в нижнем 500-метровом слое и возрастают к верхней границе ПСА до 0,8 м/с летом и до 1,4 м/с зимой. Причем зимой на высотах скорости больше в восточном районе, летом — в западном. Последнее связано в первую очередь с разной географической локализацией зон активного фронтогенеза у поверхности Земли и на высотах. Усилению ветра зимой у восточной границы моря способствует также оро-

Таблица 9.10

Средние и экстремальные характеристики задерживающих слоев в периоды с туманами над морем

Явление	$H_{нг}$ м		$H_{вг}$ м		ΔH м			$\Delta T/\Delta H$ °С		
	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее
Приземный слой										
T_x	0	0	50	1000	50	1000	350	—0,02	—0,69	—0,36
$T_т$	0	0	40	1220	40	1220	520	—0,21	—1,97	—0,62
T_s	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Приподнятый слой										
T_x	300	700	600	910	300	600	210	—0,20	—1,67	—0,77
$T_т$	60	880	170	1560	110	1500	340	—0,40	—2,73	—0,93
T_s	420	1540	600	1270	180	970	570	—0,03	—0,58	—0,33

Примечание. $H_{нг}$ — высота нижней границы; $H_{вг}$ — верхней границы; ΔH, $\Delta T/\Delta H$ — мощность и интенсивность слоя.

графическое воздействие Новоземельского хребта. Летом, когда Баренцево море находится под воздействием гребня полярного антициклона, наиболее сильные ветры наблюдаются в западных районах моря, в зоне взаимодействия антициклона с проходящими циклоническими образованиями.

Скорости ветра при туманах над морем варьируют в широких пределах, отмечаются даже штормовые (табл. 9.11). Однако продолжитель-

Таблица 9.11

Повторяемость скорости ветра у поверхности моря при туманах разного типа, %

Явление	Скорость ветра, м/с				
	0—2	3—7	8—13	14—17	18—21
T_x	9	57	21	11	2
$T_т$	10	64	23	3	
T_s	2	33	46	16	3

ность существования туманов тем больше, чем меньше скорость ветра. Вертикальный профиль скорости ветра при туманах по характеру аналогичен ее среднему многолетнему профилю. При этом туманы испарения наблюдаются при пониженном, а адвективные туманы — при повышенном уровне скорости по сравнению с ее многолетними значениями на соответствующих высотах. На уровне максимального переноса это превышение составляет 7—8 м/с (см. рис. 9.2).

Выше отмечено, что одним из основных условий, необходимых для образования тумана, является достаточно высокое влагосодержание приводного слоя воздуха и инверсия влаги в ПСА. Относительная влажность воздуха у поверхности моря как в холодное, так и в теплое время года в 95—98 % случаев составляет более 85 % (табл. 9.12).

Таблица 9.12

Повторяемость относительной влажности у поверхности моря при туманах, %

Тип тумана	Относительная влажность, %				
	≤80	81—85	86—90	91—95	96—100
T_x	2	3	18	33	44
$T_т$	1	1	15	28	55

Профиль влажности при туманах имеет те же особенности, что и ее средний многолетний профиль. Однако влажность в нижнем 400-метровом слое зимой при адвективных туманах на 10 % больше средней многолетней. При туманах испарения и адвективных туманах летом эта разница заметно меньше, причем на высотах меньше, чем у подстилающей поверхности. Выше уровня 400 м уменьшение влажности при туманах происходит быстрее, чем в среднем профиле. Последнее свидетельствует о существенном вкладе влаги за счет испарения в формирование профиля влажности при туманах.

О высоком влагосодержании приводного слоя воздуха при туманах свидетельствует также распределение повторяемости дефицитов точки росы (разности между фактической температурой воздуха T и точкой росы T_d, т. е. той температурой, при которой воздух достигает состояния насыщения по отношению к воде при данном содержании водяного пара и неизменном давлении) (табл. 9.13). Независимо от сезона адвективные туманы в 95 % случаев наблюдаются при значениях $T-T_d$ у поверхности моря менее 2 °С, а в 63—69 % менее 1 °С, что соответствует состоянию, близкому к насыщению. Последнее особенно характерно для фронтальных туманов, так как здесь действие механизма туманообразования поддерживается дополнительным увлажнением воздуха выпадающими осадками.

Таблица 9.13

Повторяемость дефицита точки росы у поверхности моря во время тумана, %

Тип тумана	Дефицит точки росы, °С					
	<0	0,0—1,0	1,1—2,0	2,1—3,0	>3	Число случаев
T_x	4	59	31	5	1	75
$T_т$	2	66	27	4	1	451

В. В. Россов [308], рассматривая образование слоистой облачности и туманов над гидрологическими фронтами, оценил расстояние, на котором температура теплого воздуха, поступающего на холодную поверхность моря, опустится ниже точки росы при различных сочетаниях начальных значений относительной влажности и разности температур воздуха и воды. Получено, что при типичных для морских условий значениях относительной влажности более 80 % и малых значениях разности температур воздуха и поверхности воды точка росы достигается над холодной водой на сравнительно небольшом расстоянии от фронта. Но при больших значениях разности температур на гидрологическом фронте и широкой фронтальной зоне туман или слоистые облака могут возникать и над самой фронтальной зоной. Следует заметить, что в работе [62], в которой выполнен более строгий анализ условий возникновения адвективных туманов, ширина переходной зоны для средних условий оценивается в 25 км, что близко к данным, приведенным в работе [308].

Немаловажное значение для образования тумана имеет турбулентное состояние ПСА. В результате атмосферной турбулентности происходит вертикальный обмен свойств воздуха, от нее зависят распространение и распределение в атмосфере водяного пара, тепла, порывистость и суточный ход ветра, особенности форм облаков, рассеяние туманов и многое другое. Для оценки турбулентного состояния атмосферы использовано число Ричардсона (Ri), определяемое по известной формуле [205].

Независимо от сезона ПСА над морем характеризуется активным турбулентным обменом в нижней его части (рис. 9.4). Повторяемость значений $Ri < 1$, означающих активный турбулентный обмен, достигает 70—80 % в слое 0—100 м. С высотой турбулентность ослабевает. Высота наиболее турбулентного слоя примерно соответствует уровню максимума скорости (200—300 м). В целом атмосфера Баренцева моря характеризуется

пониженной турбулентностью по сравнению с сушей и открытой водной поверхностью в умеренных широтах [205].

Сравнение турбулентного состояния ПСА в средних условиях и при туманах показало, что туманы обычно образуются при слабом турбулентном обмене. Если средняя повторяемость чисел $Ri>4$ в слое 0—500 м составляет 6—9 %, то при туманах увеличивается до 30 %. Известно, что слои со значениями $Ri>4$ являются слоями, «задерживающими турбулентный обмен» и образуют-

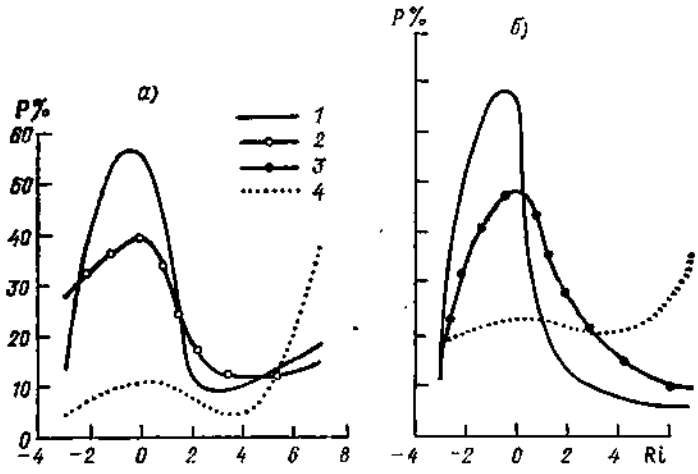


Рис. 9.4. Повторяемость чисел Ричардсона Ri в слоях атмосферы над морем (год), %

а — при адвективных туманах; *б* — независимо от туманов; *1* — 0—100; *2* — 100—200; *3* — 300—500; *4* — 1500—2000 м.

ся в результате адвекции тепла. Когда поступающий теплый воздух охлаждается снизу от холодной поверхности воды, возникает инверсия, в результате чего перенос субстанций (количества движения, тепла, водяного пара) замедляется и они концентрируются под задерживающим слоем. К моменту появления тумана в нижнем 300-метровом слое вдвое увеличивается повторяемость случаев со слабым турбулентным обменом ($1<Ri<4$).

Таким образом, над акваторией Баренцева моря под влиянием больших горизонтальных контрастов температуры между сушей и морем и активной циклонической деятельности адвективный фактор оказывает большее влияние на образование туманов, чем турбулентность. Использование судовых гидрометеорологических наблюдений и температурно-ветровое зондирование ПСА над морем впервые позволило получить количественные характеристики его структуры и выявить особенности термодинамического состояния, благоприятствующие образованию туманов.

9.2. Пространственно-временна́я характеристика туманов

Наиболее часто благоприятные для образования туманов условия создаются на севере (60—80 сут в год) и особенно северо-западе моря над холодными Восточно-Шпицбергенским и Надеждинско-Медвежинским течениями (о. Надежды, 92 сут). Как показано в гл. 7, вблизи гидрологического фронта в Надеждинско-Медвежинском районе наблюдается область повышенной повторяемости нижней облачности и интегрального влагосодержания ПСА. При высоком влагосодержании воздуха низкая подфронтальная облачность здесь чаще, чем в других районах сливается с туманом или опускается до поверхности воды. До 85 сут с туманами за год наблюдается в юго-восточном районе моря, где большие контрасты $T_w—T$ возникают при выносе льдов из Карского моря в зоны взаимодействия их с теплыми водами Мурманского течения. Известно, что повторяемость туманов возрастает с ростом количества льда и достигает максимума при ледовитости 6—9 баллов. При сплоченности льда 10 баллов и над припаем повторяемость туманов уменьшается и становится такой же, как при 4—5-балльном льде [293]. Реже всего туманы наблюдаются в юго-западных районах у берегов Скандинавии (17—18 сут в год), где контрасты температуры «вода—воздух» наименьшие, вследствие отепляющего действия водной поверхности моря. Относительно мало туманов вдоль западного берега Новой Земли, где туманообразованию препятствуют сильные орографические ветры. На участке побережья от Русской Гавани до Малых Кармакул, характеризующемся наиболее высокой повторяемостью холодных стоковых ветров (боры), годовое число дней с туманом не превышает 20—40, в то время как в других местах побережья Новой Земли достигает 60 (табл. 9.14). Максимальное число дней с туманом за год составляет 140 в северных и северо-западных районах, 100—120 в Печорском море. У побережий Скандинавии и Мурмана оно не превышает 28, в районах с сильным ветром у Новой Земли — от 35 до 75.

Годовой ход числа дней с туманом однотипен повсеместно и характеризуется летним максимумом (июнь—август) и зимним минимумом (декабрь—февраль) (рис. 9.5). Увеличению туманов летом благоприятствуют наибольшие в году отрицательные разности температур вода—воздух [19], значительное испарение в условиях интенсивной инсоляции [173], а также максимум влажности воздуха не только у поверхности моря, но и интегральных значений тепло- и влагосодержания тропосферы и горизонтальных потоков влаги.

Зимой повторяемость туманов повсеместно не превышает 1—2 %. В среднем за месяц наблюдается менее 1 сут с туманом вдоль побережья Скандинавии и Мурмана, западного берега Новой Земли, 1—2 сут в северных и северо-западных районах моря, 2—5 сут в Печорском море. В отдельные годы туманы зимой вообще не образуются. В годы, когда условия, благоприятные для туманообразования зимой, возникают наиболее часто, число дней с туманом возрастает до 2—4 за месяц в юго-западной части моря, до 10 — на юго-востоке и 17 — в северных районах.

Доля летних туманов в их годовой сумме составляет в среднем 45—55 % в южных районах и увеличивается до 80 % в северных. Пространственное распределение туманов летом характеризуется увеличением их повторяемости с юго-запада на северо-восток. Область повышенной повторяемости туманов занимает северную половину моря, опускаясь языком в восточной части до 72° с. ш. (см. рис. 9.1). Повторяемость туманов в этой области возрастает от июня (15 %) к августу (25 %).

Таблица 9.14

Число дней с туманом

Станция, период наблюдений	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Нагурское	Средняя	0,8	1	2	2	2	8	16	16	10	4	2	2	66
1952—1975	Максимальная	3	3	5	8	6	16	27	26	18	12	10	6	140
Бухта Тихая	Средняя	2	3	5	5	4	7	13	13	6	2	2	2	64
1936—1960	Максимальная	11	9	17	18	20	17	22	24	12	11	10	8	118
Мыс Желания	Средняя	0,6	1	2	3	3	10	16	13	6	1	0,8	0,6	57
1936—1975	Максимальная	7	6	12	8	16	19	28	26	18	6	4	4	89
Остров Надежды	Средняя	2	2	3	4	7	13	20	19	10	6	4	2	92
1947—1979	Максимальная	13	9	11	11	16	25	25	28	17	11	11	7	123
Русская Гавань	Средняя	0,1	0,03	0,2	0,3	1	4	7	5	2	0,3	0,1	0,1	20
1936—1975	Максимальная	1	1	3	3	5	12	17	14	5	4	3	2	34
Остров Медвежий	Средняя	2	2	3	3	6	11	16	15	9	5	2	2	76
1947—1979	Максимальная	9	7	10	12	22	23	28	24	17	24	8	5	142
Мыс Столбовой	Средняя	0,3	0,1	0,3	1	3	8	12	8	4	2	0,8	0,3	40
1936—1960	Максимальная	2	2	3	6	7	18	20	18	9	8	7	2	67
Малые Кармакулы	Средняя	0,8	0,8	0,8	2	4	7	10	7	4	2	2	1	41
1936—1975	Максимальная	6	4	4	9	12	12	18	19	11	10	10	5	72
Им. Е. К. Федорова	Средняя	2	2	2	4	6	15	15	14	8	3	2	1	74
1961—1973, 1976—1981	Максимальная	6	7	7	8	12	20	25	25	19	8	7	4	104
Вайда-Губа	Средняя	0,4	0,8	0,4	0,4	0,9	3	4	5	2	0,2	0,4	0,6	18
1940—1975	Максимальная	4	3	3	6	5	8	9	11	5	2	4	4	28
Цып-Наволок	Средняя	0,6	0,4	0,2	0,5	2	5	6	6	2	0,4	0,5	0,6	24
1936—1975	Максимальная	3	2	3	3	5	8	11	14	6	2	3	4	38
Белый Нос	Средняя	3	2	3	5	6	11	12	10	7	4	4	3	70
1947—1975	Максимальная	12	7	9	14	11	21	24	20	14	14	7	9	120
Колгуев Северный	Средняя	3	3	4	6	9	12	15	9	7	4	2	2	76
1936—1977	Максимальная	11	9	10	13	17	18	23	21	16	12	8	6	111
Дальние Зеленцы	Средняя	0,0	0,2	0,1	0,5	2	5	6	7	2	0,2	0,3	0,2	23
1947—1975	Максимальная	0	2	2	4	5	9	15	14	7	2	3	1	37
Ходовариха	Средняя	4	3	5	7	8	12	13	10	7	6	5	4	84
1936—1977	Максимальная	11	10	14	16	15	18	26	22	14	16	12	10	113
Остров Харлов	Средняя	0,7	0,3	0,2	1	4	9	11	11	5	0,6	0,4	0,2	43
1943—1975	Максимальная	4	2	2	5	11	16	21	23	10	2	2	3	61
Бугрино	Средняя	4	4	6	8	8	10	10	10	6	4	4	3	77
1950—1977	Максимальная	9	9	10	13	16	15	21	19	13	12	9	11	106
Варандей	Средняя	3	2	3	5	6	11	9	8	5	5	4	3	64
1940—1977	Максимальная	13	6	8	15	14	18	25	22	13	9	11	7	92
Канин Нос	Средняя	3	3	4	6	9	12	13	12	8	3	2	3	78
1936—1977	Максимальная	8	8	15	18	16	21	23	22	16	10	9	8	105
Мыс Константиновский	Средняя	3	3	3	5	7	9	6	5	4	5	4	4	58
1947—1977	Максимальная	8	5	8	12	12	15	15	11	10	15	9	9	77
Табседа	Средняя	4	4	5	7	8	12	11	9	6	5	4	4	79
1938—1977	Максимальная	11	10	12	13	16	21	23	24	15	11	9	11	110
Мыс Микулкин	Средняя	4	3	4	7	7	9	11	10	5	2	3	3	68
1941—1977	Максимальная	9	8	10	13	11	15	20	18	13	5	9	7	96
Индига	Средняя	3	2	3	5	5	8	8	8	3	3	2	3	53
1936—1977	Максимальная	10	9	9	13	11	17	22	22	11	7	7	8	82

Среднее за месяц число дней с туманом составляет 13—20, а в отдельные годы может достигать 28. В юго-западной части моря в июле—августе отмечается 10—12 сут с туманом. Наблюдаются они в основном при западном переносе и преимущественно вдоль побережья. Однако над островами и над входом в фьорды число дней с туманом уменьшается до 4—6 за месяц (Вардё). Амплитуда годового хода числа дней увеличивается от юго-западной границы моря (4—6 сут) к северной (15—18 сут) приблизительно в 3 раза.

Между числом дней с туманами, их повторяемостью и суммарной продолжительностью отмечается тесная корреляционная связь. По одному из этих параметров (см. табл. 9.14, 9.15), можно с помощью рис. 9.6 определить остальные для любого месяца и района моря. Например, при числе дней с туманами за месяц, равном 5, их повторяемость составит в среднем 4 %, а суммарная продолжительность — 25 часов. Можно определить и среднюю продолжительность этого явления в день с туманом, разделив суммарную продолжительность туманов на число дней с туманами.

Благодаря тесной корреляции между рассматриваемыми характеристиками туманов, закономерности пространственно-временных распределе-

ний суммарной продолжительности и повторяемости их аналогичны закономерностям, свойственным числу дней с туманами (см. рис. 9.5). В районах моря с благоприятными для туманообразования условиями (Надеждинско-Медвежинское мелководье, Печорское море) средняя годовая суммарная продолжительность туманов достигает 500 ч, а максимальная — 1000 ч, в районах с минимальной повторяемостью туманов (юго-запад, побережье Новой Земли) она в 5 раз меньше (100 ч и 200 ч соответственно).

Непрерывная продолжительность одного случая тумана, наблюдаемого в той или иной точке моря, может меняться в широком диапазоне — от нескольких суток до получаса. От 40 до 60 % всех туманов имеют непрерывную продолжительность не более 3 ч даже в летние месяцы, когда туманы наиболее устойчивы. Зимние туманы, независимо от происхождения, очень неустойчивы и быстро рассеиваются при усилении ветра или переносятся в другие районы. При тумане, принесенном с полыньи, сконденсированная влага может частично превратиться в мелкие снежные крупинки, поэтому при значительном ветре такой туман часто принимают за низовую метель [247]. Максимальная непрерывная длительность сохранения тумана

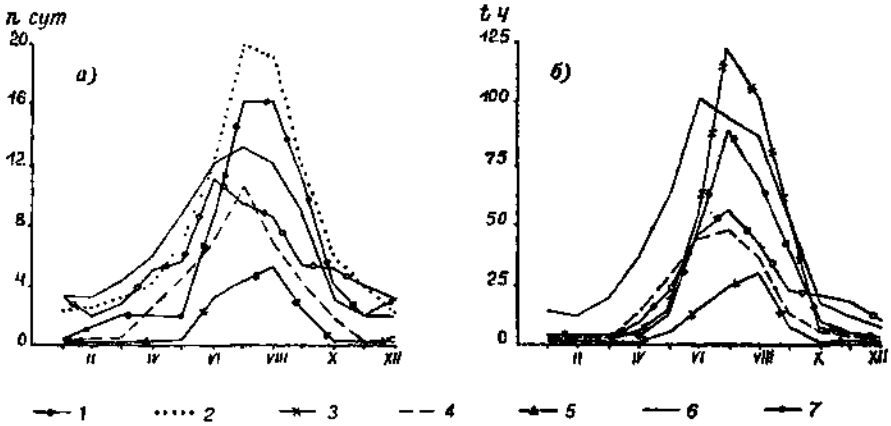


Рис. 9.5. Годовой ход числа дней (*а*) и средней непрерывной продолжительности периодов с туманом (*б*).

1 — Нагурское, *2* — Остров Надежды; *3* — Мыс Желания; *4* — Малые Кармакулы; *5* — Вайда-Губа; *6* — Канин Нос; *7* — Врангель.

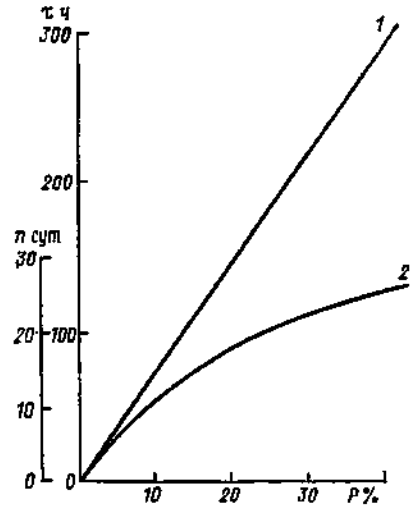


Рис. 9.6. Связь повторяемости туманов с их суммарной продолжительностью (*1*) и числом дней с туманом за месяц (*2*), %.

Таблица 9.15

Суммарная продолжительность туманов, ч

Станция, период наблюдений	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Нагурское	Средняя	3	2	5	6	10	4	87	74	46	15	8	3	303
1961—1980	Максимальная	12	18	39	32	66	138	194	191	114	50	26	22	516
Мыс Желания	Средняя	1	2	2	4	5	46	118	100	36	3	1	1	319
1961—1980	Максимальная	6	19	10	14	20	95	233	202	144	16	14	18	496
Русская Гавань	Средняя	0,2	0,1	0,2	1	4	21	39	29	9	0,4			104
1961—1980	Максимальная	3	1	2	6	20	80	85	64	44	5			196
Малые Кармакулы	Средняя	4	4	2	7	24	44	47	39	16	8	4	2	201
1961—1973, 1976—1981	Максимальная	41	41	10	39	86	102	84	72	50	45	41	23	303
Им. Е. К. Федорова	Средняя	5	7	8	16	32	101	129	127	54	12	7	3	501
1961—1973, 1976—1981	Максимальная	21	22	34	74	71	168	273	346	173	55	40	14	1003
Вайда-Губа	Средняя	2	2	0,8	0,7	5	16	24	30	8	0,4	1	3	92
1940—1975	Максимальная	14	28	11	16	37	56	73	110	57	7	9	24	179
Цып-Наволок	Средняя	1	1	0,3	2	8	30	37	34	9	0,8	1	1	126
1936—1975	Максимальная	8	12	9	22	55	58	99	130	68	8	9	13	232
Белый Нос	Средняя	11	10	7	14	30	85	82	80	39	23	14	12	407
1961—1973, 1976—1981	Максимальная	28	35	28	75	58	161	154	337	96	118	66	40	709
Колгуев Северный	Средняя	11	12	16	30	44	93	111	77	41	21	11	6	473
1940—1977	Максимальная	38	46	46	86	153	236	256	271	132	86	40	39	721
Ходовариха	Средняя	15	17	22	41	46	86	90	69	42	37	25	16	506
1945—1977	Максимальная	44	44	78	99	94	169	356	288	107	122	122	60	1073
Варандей	Средняя	12	11	12	24	32	66	56	40	24	22	16	13	328
1940 -1977	Максимальная	57	58	52	112	71	163	194	131	84	62	53	32	639
1936—1977	Средняя	13	11	17	36	57	89	93	89	49	13	10	12	489
Канин Нос	Максимальная	62	38	102	118	140	207	183	263	141	53	44	44	831
Индига	Средняя	13	9	14	20	24	40	36	36	12	10	10	13	237
1936—1977	Максимальная	77	81	46	64	68	159	116	159	33	36	40	56	444

зимой не превышает 20—24 ч. Непрерывная продолжительность периодов с туманами зимой в среднем за месяц составляет 0,1—0,2 ч в юго-западной части моря и вдоль западного побережья Новой Земли, 2—5 ч в северных и около 7 ч в юго-восточных районах моря.

Летом туманы более продолжительны и в отдельных случаях их длительность может достигать 3—5 сут. Средняя за месяц непрерывная продолжительность тумана летом колеблется от 9—10 ч в северной половине моря (Земля Франца-Иосифа, о. Медвежий, север Новой Земли) до 4—6 ч на юго-западе, 6—8 ч в южной части Новой Земли и в Печорском море.

9.3. Ограниченная видимость

По масштабам влияния на безопасность мореплавания ограниченная видимость уступает, быть может, только ветру. Изменения горизонтальной видимости на море происходят под действием многих атмосферных явлений: тумана, мглы, дымки, атмосферных осадков, парения моря, водяной пыли (брызг), связанной с волнением. Последнее обстоятельство может привести к весьма существенному ухудшению видимости, так как при достижении ветром скорости 15—17 м/с происходит скачкообразное увеличение массы срываемых брызг. При большой интенсивности этих атмосферных явлений суда часто оказываются вынужденными уменьшить скорость до безопасной с целью своевременного обнаружения и расхождения со встречными судами или прохождения районов со сложной навигационной обстановкой (многочисленные мелкие острова, подводные рифы, банки, отмели).

В настоящее время радиотехнические средства и методы судовождения существенно ослабили влияние изменений дальности горизонтальной видимости на скорость движения судов. Тем не менее они не дают оснований считать хорошую и плохую видимость равнозначной, хотя бы потому, что при некоторых атмосферных процессах, уменьшающих дальность горизонтальной видимости, ухудшается также работа судовых радиолокационных станций (РЛС).

На дальность обзора РЛС оказывают влияние особенности вертикального распределения температуры и относительной влажности воздуха, которые обусловливают существование слоев воздуха с различной плотностью. Дальность обнаружения различных надводных объектов сильно изменяется также в штормовых условиях, когда над волнами несется масса водяной пыли, а воздух отличается высокой относительной влажностью [400]. Атмосферные явления, ухудшающие дальность горизонтальной видимости, также в большей или меньшей степени ослабляют эхо-сигналы, отраженные от встречных судов. Особенно сильное ослабление их происходит при интенсивном ливневом дожде и выпадении снега «зарядами». В тех случаях, когда в плотных и густых туманах визуальная видимость не превышает 30 м, а температура воздуха около 0 °С, дальность радиолокационного обнаружения судов и других объектов снижается на 45—50 % по сравнению с нормальными условиями. Особую опасность ограниченная видимость представляет в условиях полярной ночи.

В западном секторе Арктики дальность горизонтальной видимости изучена слабо. В Авиационно-климатическом справочнике Западной Европы [4] приведены средние месячные (за 10-летний период) статистические характеристики горизонтальной видимости на островных метеорологических станциях Надежда и Медвежий. Сравнительно полные данные об ограниченной видимости над морем имеются в Комплексном гидрометеорологическом справочнике [181], содержащем ряд характеристик, полученных по данным береговых и островных метеорологических станций и судовым наблюдениям за видимостью в светлое время суток с февраля по октябрь. Повторяемость видимости менее 4 км на акватории моря севернее 75° с. ш. приведена лишь на картах с июля по октябрь.

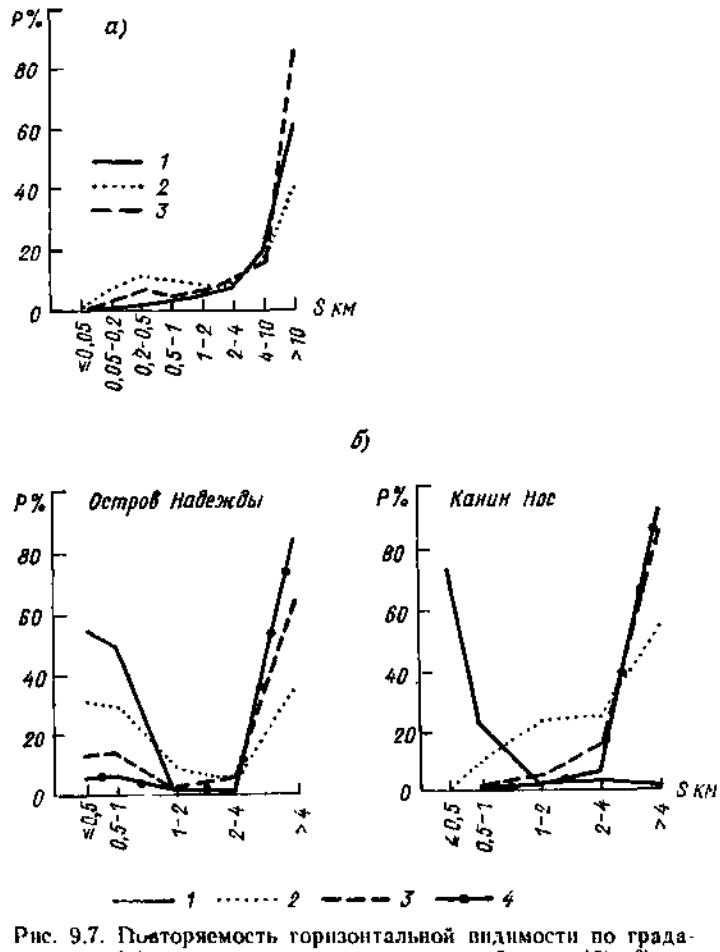


Рис. 9.7. Повторяемость горизонтальной видимости по градациям (*а*) и в зависимости от высоты облаков (*б*), %.

а) *1* — январь, *2* — июль, *3* — год; *б*) *1* — ≤50 м, *2* — 51—100 м, *3* — 101—200 м, *4* — 201—300 м.

Новые режимные характеристики ограниченной видимости получены нами с использованием всех имеющихся судовых и береговых наблюдений по 1980 г. Кривые распределения видимости мало меняются в течение года (рис. 9.7). Характерной их особенностью является преобладание хорошей (более 4 км) видимости во все сезоны и во всех районах моря. Видимость ≤2 км, ограничивающая мореплавание, возможна, в среднем за год, на севере в 14—18 % случаев, на юго-западе и юго-

востоке — в 10 % и менее. В центральной части моря повторяемость ее несколько больше и составляет 18—20 %. Характер кривых распределения горизонтальной видимости и закономерности ее пространственно-временного распределения на море определяются особенностями возникновения ухудшающих ее атмосферных явлений. Преобладающая роль тех или иных явлений в уменьшении горизонтальной видимости зависит от сезона и района моря. Наиболее часто видимость зимой уменьшается при метелях, выпадении снега и парении моря, летом — при туманах, подоблачной дымке нижней облачности, мороси, осадках (рис. 9.8).

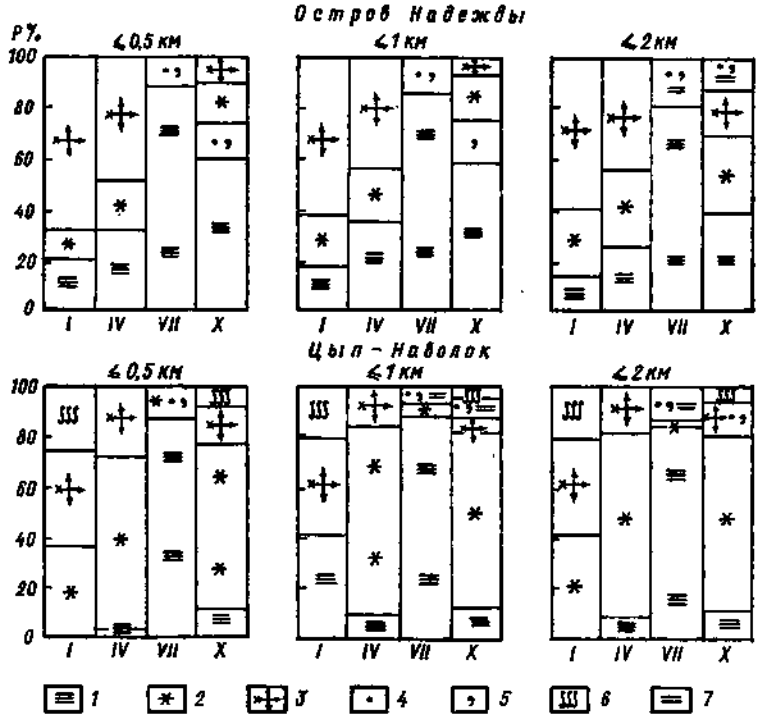


Рис. 9.8. Повторяемость ограниченной видимости при различных атмосферных явлениях, %.

1 — туман; *2* — снег; *3* — метель; *4* — дождь; *5* — морось; *6* — парение моря; *7* — дымка.

Среднее число дней с метелями за год (табл. 9.16) в отдельных районах в 2—3 раза

Таблица 9.16

Число дней с метелями

Станция	I	IV	VII	X	Год
Нагурское	16	12	0	13	114
Остров Надежды	11	8	0	3	64
Малые Кармакулы	17	12	0	5	97
Колгуев Северный	16	4	0	12	96
Цып-Наволок	18	8	0	2	81

больше, чем с туманами. На севере моря (Нагурское) это связано не только с частым возникновением метелей, но и с большей, чем на юге, продолжительностью метелевого периода. Практически метели возможны здесь круглый год, хотя в июле—августе бывают не ежегодно. Над незамерзающей юго-западной частью моря метели также наблюдаются в несколько раз чаще, чем туманы (Цып-Наволок). На юго-востоке различия между годовым числом дней с метелями и числом дней с туманами уменьшается, а над Надеждинско-Медвежинским мелководьем их соотношение меняется на обратное.

Зимой область наибольшей повторяемости ограниченной видимости, обусловленная фронтальными осадками и метелями, располагается в центральной части моря, где развивается активная циклоническая деятельность на арктическом фронте. В январе уменьшение видимости здесь до $\leqslant 2$ км из-за метелей и снегопадов наблюдается приблизительно в 30 % случаев (рис. 9.9). Из них в половине случаев (15 %) дальность видимости составляет $\leqslant 1$ км (рис. 9.10). Из этого следует, что видимость от 1 до 2 км и $\leqslant 1$ км равновероятна при метелях с выпадением снега. Зимние снегопады носят в основном ливневой характер. Осадки в виде «зарядов» приводят к кратковременным, но частым, а иногда и к сильным ухудшениям видимости (до 50 м и менее). Повторяемость зимних осадков теснее коррелирует с повторяемостью видимости $\leqslant 2$ км ($r=0{,}90$), чем с видимостью $\leqslant 1$ км ($r=0{,}82$). На гористых островах и побережьях условия видимости могут отличаться от тех, что наблюдаются на море, особенно зимой. Они в значительной мере зависят от местных орографических условий, влияющих на повторяемость метелей, так как она тесно связана с ветровым режимом.

Весной повторяемость ограниченной видимости меньше, чем зимой, на 5—10 %. Обусловлено это тем, что одновременно с ослаблением циклонической деятельности уменьшается повторяемость осадков и метелей, особенно в южной части моря.

Повторяемость же туманов в это время возрастает лишь незначительно по сравнению с зимой. Поэтому и соотношение повторяемостей видимости $\leqslant 2$ км и $\leqslant 1$ км сохраняется приблизительно как 2 : 1. Область наибольшей повторяемости ограниченной видимости перемещается на север вместе плохой видимости ($\leqslant 2$ км). Объясняется это тем, что в отличие от зимы видимость 1—2 км и видимость $\leqslant 1$ км летом обусловлены разными атмосферными явлениями. Туман, как атмосферное явление, отмечается лишь при пороге видимости $\leqslant 1$ км и, следовательно, может полностью опре-

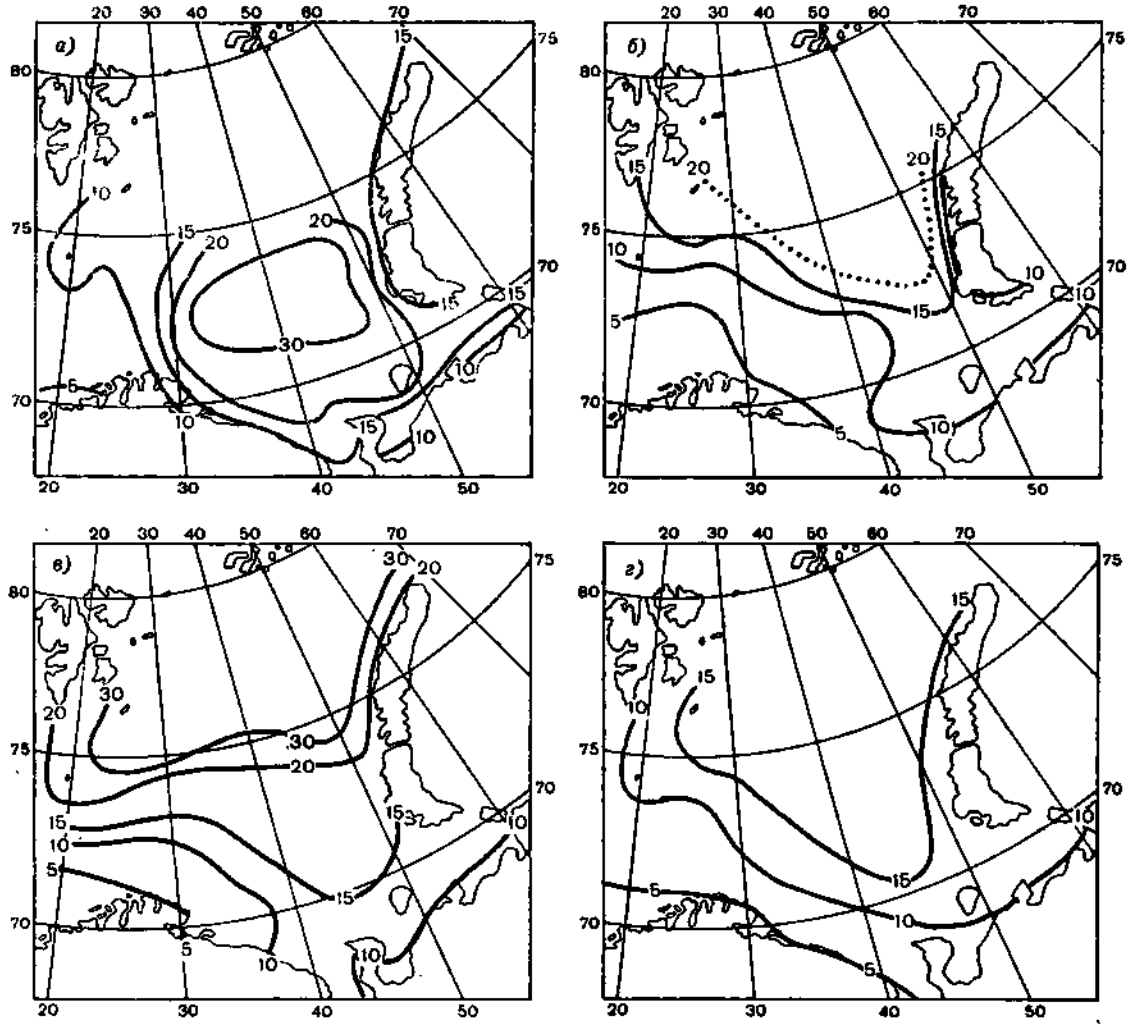


Рис. 9.9. Повторяемость горизонтальной видимости $\leqslant 2$ км, %.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

с ледяной кромкой, с которой связаны зоны наиболее частого туманообразования, хотя образовавшиеся у ледяной кромки туманы могут переноситься ветром на большие расстояния, ухудшая видимость на всем пути перемещения.

Летом основной причиной ухудшения видимости являются туманы (в 95 % случаев). Поэтому характеры пространственного распределения повторяемости плохой видимости и туманов близки (см. рис. 9.9, 9.10, сравните с рис. 9.1). В июле область наибольшей повторяемости их охватывает всю северную половину моря, где в это время процессы разрушения ледяного покрова наиболее активны, и спускается двумя небольшими «языками» в районе холодного Надеждинско-Медвежинского течения и у побережья Новой Земли (см. рис. 9.9, *в*). Видимость $\leqslant 2$ км наблюдается здесь более чем в 30 %, при этом в 20—25 % случаев она снижается до 1 км и менее. Таким образом, по сравнению с зимним сезоном летом возрастает доля видимости $\leqslant 1$ км в общей повторяемости делять повторяемость такой дальности видимости, в то время как видимость от 1 до 2 км не зависит от этого явления погоды и отмечается главным образом при дымке, осадках. Соотношение повторяемостей видимости указанных градаций подтверждает доминирующую роль туманов в ухудшении видимости на море летом, по сравнению с дымкой, осадками и другими атмосферными явлениями.

Осенью уменьшение числа дней с туманами и их продолжительности при сравнительно редких еще метелях и снегопадах приводит к наименьшей в году повторяемости плохой видимости. По географическому положению области повышенной повторяемости видимости $\leqslant 2$ км, $\leqslant 1$ км близки к зимним и занимают центральную часть моря. Повторяемость видимости $\leqslant 2$ км составляет здесь 15 %. Соответственно уменьшается и повторяемость дальности видимости $\leqslant 1$ км (до 7 %).

Распределение повторяемости видимости $\leqslant 0{,}5$ км на море имеет в основном те же законо-

мерности, что и распределение повторяемости видимости $\leqslant 1$ км и $\leqslant 2$ км, так как являясь интегральными характеристиками, они тесно связаны между собой. Коэффициент корреляции повторяемости видимости $\leqslant 0{,}5$ км с видимостью $\leqslant 1$ км составляет 0,92, а с видимостью $\leqslant 2$ км — 0,75.

он вдвое меньше зимнего (квадрат XVI), в юго-восточных районах выражен еще слабее или совсем отсутствует (квадрат XIX).

Особенности годового хода повторяемости ограниченной видимости над морем обусловлены не только характером годового хода атмосферных

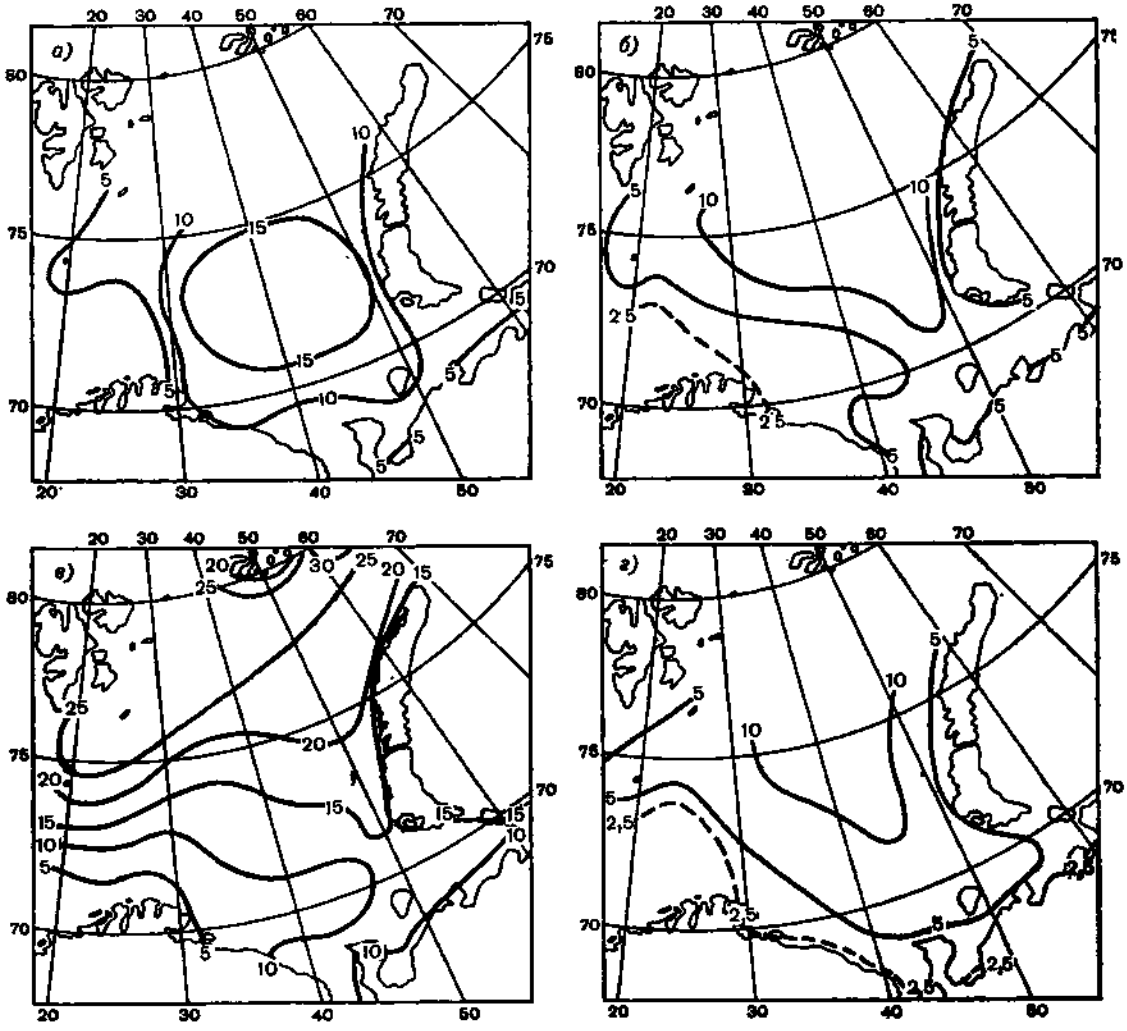


Рис. 9.10. Повторяемость горизонтальной видимости $\leqslant 1$ км, %.
а — январь; *б* — май; *в* — июль; *г* — октябрь.

Выявленные сезонные закономерности пространственного распределения повторяемости ограниченной видимости разного уровня и тесные корреляционные связи между ними позволяют выделить на акватории моря районы, различающиеся характером годового хода повторяемости ограниченной видимости. Первый район включает в себя акваторию моря севернее 75° с. ш. (рис. 9.11). Максимум повторяемости ограниченной видимости здесь приходится на лето (35 %). Минимум может наблюдаться в любое время с ноября по май, но наиболее вероятен в мае (10 %). Районы моря южнее 75° с. ш. характеризуются годовым ходом повторяемости ограниченной видимости, противоположным тому, что отмечается на севере. Наиболее часто плохая видимость наблюдается здесь зимой, реже всего — весной и осенью. Летом возможен вторичный максимум повторяемости ограниченной видимости, который в юго-западной части моря мало уступает зимнему (рис. 9.11, квадрат моря XVIII), в центральной части моря

явлений, но и их интенсивностью. На севере моря число дней с туманами в июле в среднем такое же, как и число дней с метелями в январе. Однако интенсивность метелей и осадков зимой здесь не так значительна, чтобы ухудшить видимость до такой же степени, какая отмечается при густых и плотных туманах летом.

В южной половине моря метели часто сопровождаются выпадением интенсивных осадков, к тому же число дней с метелями зимой в несколько раз больше, чем с туманами в период их наибольшей повторяемости (июль—август).

Суточный ход ограниченной видимости также обусловлен характером временного хода атмосферных явлений. Зимой суточный ход повторяемости ограниченной видимости практически не выражен, так как основным фактором ее ухудшения являются фронтальные осадки и метели, время прохождения которых не зависит от времени суток. Летом основной причиной ухудшения видимости являются туманы, поэтому в соответствии с их су-

точным ходом увеличение повторяемости плохой видимости наблюдается в утренние (3—9 ч), а уменьшение — в послеполуденные часы (см. рис. 9.11).

Степень ухудшения видимости зависит также и от высоты нижней границы (ВНГО) и формы облачности. Ранее было отмечено, что у слоистой облачности (St) нижняя граница размыта и не имеет четких очертаний. У слоисто-кучевой облачности (Sc), наоборот, очертания нижней границы

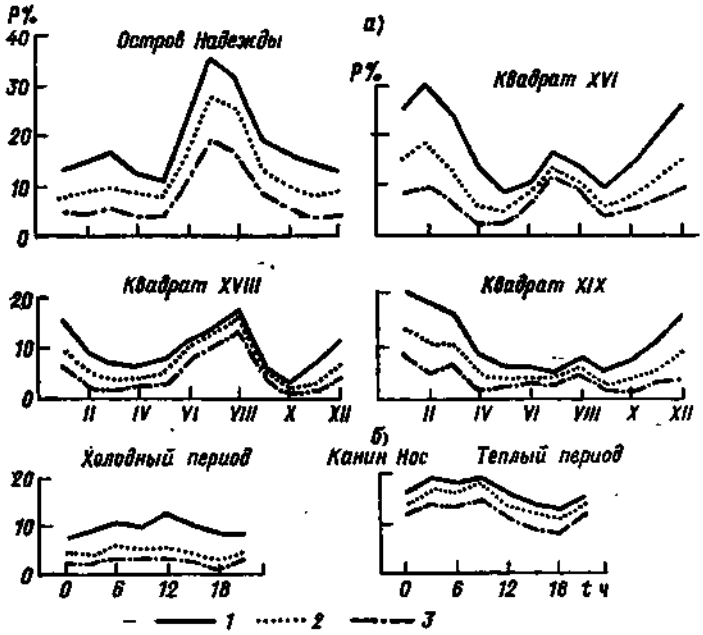


Рис. 9.11. Годовой (*а*) и суточный (*б*) ход повторяемости ограниченной видимости, %.

1 — ⩽2 км; *2* — ⩽1 км; *3* — ⩽0,5 км.

очень отчетливы. Это говорит о том, что толщина нижней размытой части у St больше, чем у Sc. Соответственно в St больше и слой подоблачной дымки, в результате чего чаще происходит ухудшение вертикальной, наклонной и горизонтальной видимости. Наибольшие ухудшения видимости наблюдаются в тех случаях, когда снижение облачности сопровождается выпадением осадков.

Распределение повторяемости горизонтальной видимости в зависимости от высоты облаков над морем представлено на рис. 9.7 *б*. Независимо от сезона и района моря при высоте облаков ⩽ 50 м чаще всего происходит уменьшение видимости до ⩽0,5 км. С повышением высоты нижней границы облачности видимость значительно улучшается. При высоте облаков 200—300 м преобладает хорошая видимость (в 80 % случаев). В северных районах моря повторяемость низкой слоистой облачности значительно больше, чем у южного побережья, причем летом она больше, чем зимой (см. рис. 7.13). Последнее является одной из причин летнего смещения зоны плохой видимости в северные районы моря.

При метеорологическом обеспечении полетов на малых высотах над морем, выполнении морских транспортных перевозок прогноз видимости даже на один ближайший час может быть решающим для дальнейшего плана транспортной операции. Поэтому вероятностная оценка продолжительности сохранения ограниченной видимости имеет важное практическое значение.

Непрерывная продолжительность ограниченной видимости обусловлена продолжительностью атмосферных явлений, ее ухудшающих, и изменяется в широких пределах: от нескольких минут до 1—2 сут. Наиболее продолжительно сохраняется ограниченная видимость во время туманов и обложных дождей, мороси, подоблачной дымки, низких слоистых облаков. В теплое время года видимость ухудшают в основном туманы, поэтому все приведенные выше сведения об их устойчивости во времени в равной мере относятся и к характеристике непрерывной продолжительности видимости ⩽0,5 км и ⩽1 км.

Средняя продолжительность периодов с ограниченной видимостью тем больше, чем выше предел видимости. На южном побережье для значений видимости ⩽2 км она составляет 5—7 ч. Максимальная длительность одного периода, наблюдаемая на южном побережье в районе Канина Носа, достигает 33 ч весной, 21 ч — в остальное время года. Наименее продолжительна видимость ⩽0,5 км, особенно зимой, когда ее ухудшение происходит за счет осадков «зарядами». Обильные осадки «зарядами» в холодное полугодие выпадают при вторжениях «ныряющих» циклонов с Атлантики [402]. Интенсивность осадков «зарядами» зависит от вертикальной неустойчивости арктического воздуха, т. е. от разности температур вода—воздух. Наибольшие разности отмечаются в первую половину зимы (ноябрь—январь). На этот же период времени приходится наибольшая интенсивность осадков «зарядами» и повторяемость периодов с ограниченной видимостью малой продолжительности (табл. 9.17).

Для расчета непрерывной продолжительности различной обеспеченности кривые распределения периодов с ограниченной видимостью аппроксимированы уравнением вида

$$P(X \leqslant x) = \exp\left[-\beta\left(x/\bar{x}\right)^{\gamma}\right], \qquad (9.2)$$

где P — вероятность того, что продолжительность периодов с ограниченной видимостью не превысит заданной величины; $x/\bar{x}$ — отношение заданной непрерывной продолжительности x к ее среднему значению $\bar{x}$ (табл. 9.18); β и γ — коэффициенты, зависящие от региональных особенностей формирования ухудшенной видимости. Для спрямления кривых распределения периодов с ограниченной видимостью использована билогарифмическая сетка (рис. 9.12). Согласно рекомендации А. С. Марченко и Т. Н. Анисимовой (1964), с помощью этой сетки можно выполнять анализ кривых распределения периодов различной длительности многих опасных для авиации явлений погоды, как это сделано для Кольского полуострова в [232].

Кривые распределения непрерывной продолжительности периодов строились отдельно для значений видимости ⩽0,5 км; ⩽1 км, ⩽2 км, ⩽4 км. На рис. 9.12 *а*, в качестве примера, приведено распределение непрерывной продолжительности периодов с ограниченной видимостью по наблюдениям на побережье Мурмана. Вследствие того, что для их построения использованы нормированные (на соответствующую среднюю $\bar{x}$) значения непрерывной продолжительности, группиров-

Таблица 9.17

Повторяемость ограниченной видимости различной непрерывной продолжительности. Канин Нос, %

Видимость, км	Продолжительность, ч									
	<3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–24	>24	$\bar{x}$	$x_{макс}$
Январь										
<0,5	62	21	10				7		5,3	21
0,5–1	53	17	17	5	3		5		6,1	21
1–2	51	18	15	7	3	2	4		6,4	24
Май										
<0,5	58	20	9	5	5		1	2	6,2	33
0,5–1	55	20	12	6	3	1	2	1	6,5	33
1–2	52	24	10	3	8	1	1	1	6,5	33
Июль										
<0,5	58	18	9	7	5	2	1		5,9	21
0,5–1	56	18	9	5	5	6	1		6,2	21
1–2	49	17	8	12	3	7	4		7,1	21
Октябрь										
<0,5	59	24	6			6	5		6,4	21
0,5–1	52	24	4	12		4	4		6,6	21
1–2	47	25	14	10		2	2		6,2	21

Примечание. $\bar{x}$ — средняя продолжительность, $x_{макс}$ — максимальная продолжительность одного периода.

ка точек на графике для всех градаций видимости не зависит от сезона и местоположения станции. Особенно кучно точки лежат в правой части графика при больших значениях $x/\bar{x}$, т. е. где $x \gg \bar{x}$. В левой части графика, в области относительно малых значений $x/\bar{x}$, где $x \ll \bar{x}$, рассеяние точек больше. Последнее свидетельствует о большей неустойчивости периодов с ограниченной видимостью малой продолжительности, а следовательно, и о большей погрешности в расчетах на этом участке кривой распределения. Однако практическая значимость их меньше, чем продолжительных периодов с ограниченной видимостью.

Сопоставление кривых распределения, построенных отдельно для районов побережья Мурмана, Печорского моря и Новой Земли показало, что для определенных пределов видимости различия между кривыми разных сезонов, а также между кривыми в указанных районах моря в один и тот же сезон незначительны.

В связи с тем, что максимальное расхождение по оси ординат между значениями P на крайних кривых не превышает 10 %, была построена одна типовая кривая, средняя для всех значений видимости $\leqslant 4$ км, сезонов и указанных районов моря. Аналитическое выражение ее имеет вид

$$P(X \leqslant x) = \exp\left[-1{,}23\,(x/\bar{x})^{0{,}90}\right]. \qquad (9.3)$$

Значение γ определяется как тангенс угла наклона спрямленного распределения к оси абсцисс, а β может быть найдено из соотношения

$$\beta = \ln[1 - P(X \leqslant x)]/(x/\bar{x})^{\gamma}. \qquad (9.4)$$

По типовой кривой можно получить непрерывную продолжительность видимости любой градации менее 4 км заданной обеспеченности и, наоборот, обеспеченность заданной продолжительности. Рабочим графиком является номограмма (рис. 9.12*б*), на которой по оси абсцисс отложе-

Таблица 9.18

Средняя непрерывная продолжительность периодов с горизонтальной видимостью ниже заданных пределов, ч

Предел видимости, км	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мурманск													
≤0,5	3,7	2,1	1,8	1,8	3,0	0	1,0	3,2	3,8	4,2	2,2	2,6	2,7
≤1	3,2	2,0	2,3	2,1	3,3	1,0	1,3	3,5	3,4	4,2	2,6	2,3	2,7
≤2	3,3	2,4	2,5	2,4	2,9	2,3	1,7	4,0	4,0	4,1	3,0	2,4	2,9
≤4	3,9	3,0	3,1	3,1	2,4	2,0	4,1	4,4	4,9	4,3	3,3	3,3	3,5
Канин Нос													
≤0,5	5,3	6,5	6,5	5,8	6,2	6,2	5,9	6,9	5,4	6,4	6,6	7,6	6,3
≤1	5,8	6,4	5,8	6,0	6,3	6,5	6,1	7,6	5,9	6,6	6,2	6,8	6,3
≤2	6,1	6,5	6,0	6,3	6,4	6,9	6,5	8,2	6,4	6,4	6,6	7,4	6,6
≤4	6,9	7,0	6,6	6,9	6,6	7,2	6,7	8,3	6,4	6,4	6,7	7,7	7,0

на непрерывная продолжительность в часах (x), по оси ординат — обеспеченность P ($X \leqslant x$). Наклонные линии соответствуют средней непрерывной продолжительности ($\bar{x}$), зависящей от сезона и географического положения станции (см. табл. 9.18). Для расчета обеспеченности заданной продолжительности этой градации видимости, а затем определить ее обеспеченность по оси ординат.

Наибольший практический интерес представляет продолжительность периодов с ограниченной видимостью, имеющей обеспеченность 90 % и более. Из рис. 9.12 видно, что при значениях сред-

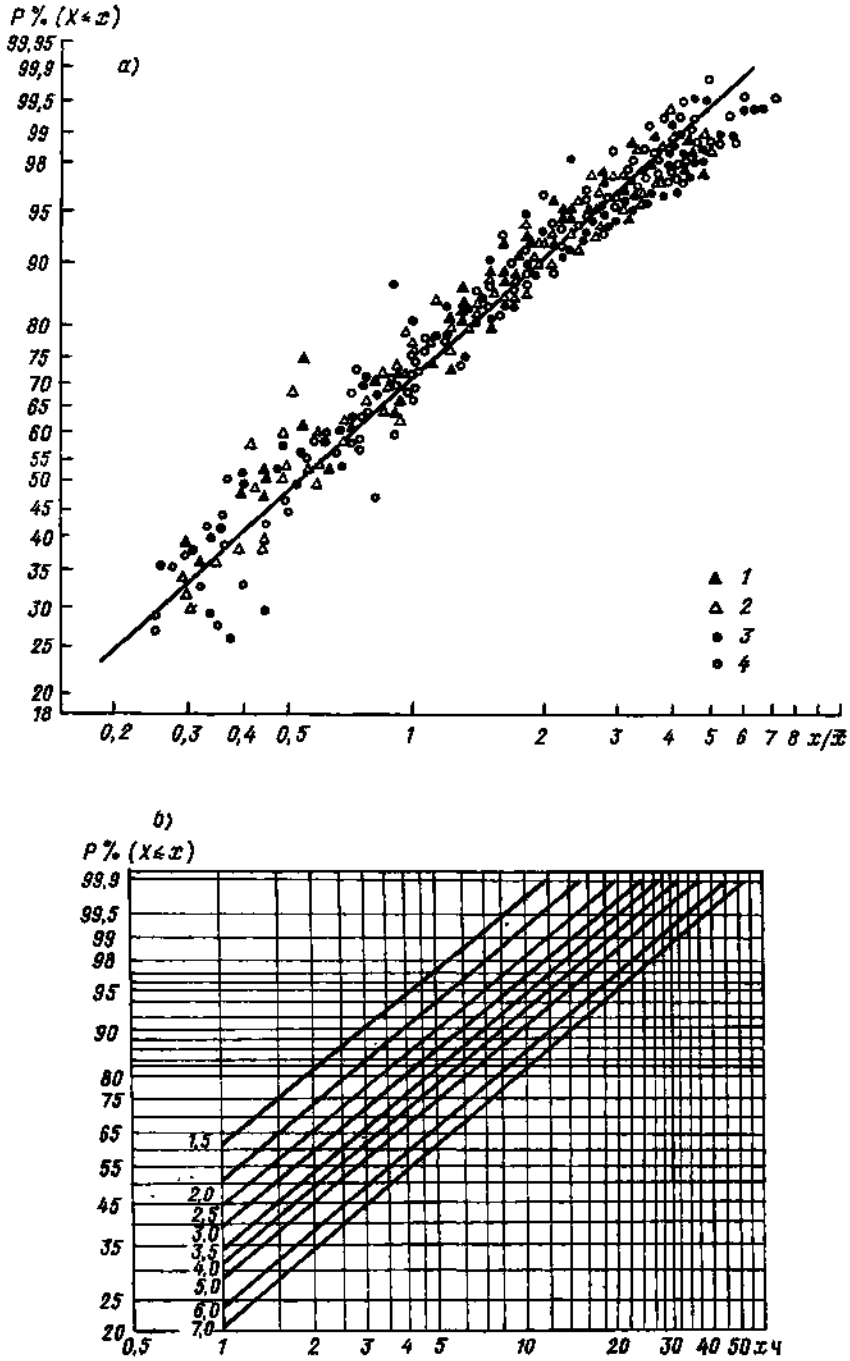


Рис. 9.12. Распределение непрерывной продолжительности периодов с ограниченной горизонтальной видимостью (*а*) и номограмма для расчета ее продолжительности различной обеспеченности (*б*)

1 — $\leqslant$0,5; *2* — $\leqslant$1; *3* — $\leqslant$2; *4* — $\leqslant$4 км.

го значения непрерывной продолжительности горизонтальной видимости любого предела менее 4 км нужно провести вертикальную линию из точки, соответствующей заданной непрерывной продолжительности на оси абсцисс, до пересечения с наклонной прямой, соответствующей средней продолжительности плохой видимости от 1,5 до 7 ч, отмечаемых в южной части моря, продолжительность с обеспеченностью 90 % может достигать 3—14 ч. Продолжительность, которая не будет превышена в 99 % случаев, изменяется от 7 до 32 ч. Такие характеристики дают представле-

ние о маловероятных, но длительных периодах, в течение которых центральные и южные районы моря в разные сезоны могут непрерывно находиться в условиях плохой видимости. В особенности они необходимы при планировании воздушных и морских перевозок по сезонам и месяцам года.

10. ГРОЗЫ

Грозовая деятельность обусловлена определенными синоптическими процессами, благоприятными для развития мощной вертикальной конвекции влажного воздуха, а также физико-географическими условиями, из которых немаловажную роль играет подстилающая поверхность.

Визуально-слуховой метод наблюдений за грозами, применяемый как на сети метеорологических станций, так и при наблюдениях на судах, дает весьма ограниченную информацию об этом опасном явлении. Он позволяет получить такие характеристики грозовой деятельности, как число дней с грозой и продолжительность гроз при стационарных наблюдениях на побережье и островах или повторяемость гроз при наблюдениях на судах.

Для характеристики грозовой активности над акваторией Баренцева моря использованы материалы наблюдений береговых и островных станций за период не менее 15 лет, а также данные судовых наблюдений в свободных ото льда районах моря. Последние обработаны по квадратам размером 5° по широте и 5° по долготе. Анализ их показывает, что повторяемость гроз по наблюдениям на судах несколько завышена по сравнению с данными береговых пунктов. Она характеризует грозовую активность не в районе пункта наблюдения, а на акватории моря большой площади. Исследованиями [213, 214] установлено, что количество гроз в пункте в 2—3 раза меньше, чем на площади радиусом в 100 км и в 3—4 раза меньше, чем на площади радиусом в 200 км. Известно также, что грозы большой продолжительности отмечаются одновременно на значительных пространствах (в основном это фронтальные грозы), а кратковременные и слабые грозы регистрируются единичными пунктами (и судами). При возникновении фронтальных гроз, какими являются грозы на Баренцевом море, вдоль атмосферных фронтов могут действовать не один, а несколько грозовых очагов, отмечаемых судами. Несмотря на указанные особенности данных о грозах по судовым наблюдениям и их отличие от данных побережья, они успешно могут быть использованы для характеристики годового хода гроз в различных районах моря.

Баренцево море относится к району со слабой грозовой активностью, обусловленной в основном низкой температурой воздуха в теплое время года. Немаловажную роль играет также подстилающая поверхность. Относительно холодная в летнее время поверхность моря, под воздействием которой теплый влажный воздух, выносимый на море, приобретает в нижнем слое устойчивую стратификацию, препятствует развитию грозовой активности. Зимой же свободная ото льдов, относительно теплая поверхность моря, наоборот, приводит к неустойчивости нижнего слоя воздуха при арктических вторжениях.

Грозоопасный период в разных районах моря существенно различается по времени наступления и по длительности (табл. 10.1). На широтах севернее 78° с. ш. грозы практически не наблюдаются. Так, за последний более чем 20-летний период (1961—1983) на о-вах Виктория и Земля Франца-Иосифа не отмечен ни один случай возникновения грозы. За предшествующие 25 лет (1936—1960) один день с грозой был на о. Рудольфа (июль) и два дня — в Бухте Тихой (июль, август). В широтной зоне между 78 и 76° с. ш. (севернее кромки льдов) грозы наблюдаются лишь в июне—августе, но не ежегодно. В каждом из указанных месяцев они возможны в среднем 1—2 раза за 10 лет. В более южных районах моря продолжительность грозоопасного периода зависит от состояния поверхности моря и соответствует безледному периоду. Таким образом, на юго-западе моря, свободном зимой ото льда, на побережьях Скандинавии и западной части Кольского полуострова грозы возможны в течение всего года. В районах варьирования кромки льдов они возникают с мая по декабрь, а в Печорском море — по октябрь. На побережье моря к востоку от о. Харлов грозоопасным является период с мая по сентябрь, причем в мае и сентябре грозы отмечаются 1—2 раза в 10 лет.

Следует отметить, что на побережье грозы наиболее часто наблюдаются в летнее время, с максимумом преимущественно в июле. В холодное время года они наблюдаются здесь не ежегодно. Например, за период с 1947 по 1975 г. грозы зимой на побережье Мурмана (ст. Дальние Зеленцы) были отмечены 12 раз, причем наиболее часто в ноябре и декабре (по 4 раза в месяц). Летом же они наблюдаются каждый год в среднем 1 раз в месяц.

Годовой ход повторяемости гроз над морем в высоких широтах, по исследованиям ряда авторов [24, 337, 339], противоположен ходу ее на суше. В северо-восточной части Атлантики на широтах 35—60° с. ш. наибольшее число грозовых очагов, выявленных методом пеленгования атмосфериков, приходится на осенне-зимний период, а доля их за 3 летних месяца в 1961—1965 гг. составила всего лишь 10 %. Здесь же, в пределах 65—70° с. ш. количество грозовых очагов с ноября по февраль 1963 г. составило 84 % от количества их за год. Наибольшее число гроз было в ноябре. По данным за 1961—1963 гг. в Норвежском море 85 % гроз приходится на период с октября по март, а на три летних месяца (июнь—август) — всего 6 % от их числа за год [338]. Следует отметить также, что в Норвежском море грозы возникают значительно реже, чем в Северо-Восточной Атлантике. В среднем здесь наблюдается 7 грозовых очагов в год на 100 тыс. км², в то время как в Северной Атлантике на ту же площадь приходится около 100 очагов.

Аналогичный годовой ход грозовой активности с максимумом в осенне-зимние месяцы и минимумом летом дают судовые наблюдения на юго-за-

Таблица 10.1

Среднее (верхняя строка) и максимальное (нижняя строка) число дней с грозами

Станция, период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мыс Желания 1936—1941, 1943—1983						0,1 1	0,2 2	0,1 2					0,3 2
Остров Надежды 1948—1979						0,1 1	0,1 1	0,1 1					0,2 1
Остров Медвежий 1948—1979						0,0 1	0,1 1	0,1 1			0,1 1	0,1 1	0,4 2
Малые Кармакулы 1961—1975, 1981—1982						0,1 2	0,7 4	0,3 2	0,0 1				1,0 4
Вардё 1948—1979	0,0 1					0,2 1	0,8 2	0,4 2	0,1 1	0,0 1			1,4 3
Вайда-Губа 1940—1975					0,1 1	0,8 6	1,4 4	0,7 4	0,1 1				2,9 8
Цып-Наволок 1936—1975	0,1 1		0,0 1		0,1 1	0,6 3	1,4 6	0,7 3	0,1 1				2,9 9
Колгуев Северный 1936—1937, 1940—1980					0,1 2	0,3 2	0,8 5	0,8 5	0,1 1				1,9 8
Дальние Зеленцы 1947—1975	0,1 1		0,1 1		0,1 2	1,0 5	1,5 5	1,0 4	0,1 1	0,1 2	0,1 2	0,1 2	4,2 7
Ходовариха 1936—1953, 1955—1959, 1961—1980					0,0 1	0,7 4	1,9 9	1,8 6	0,2 2				4,5 10
Остров Харлов 1942—1946, 1948—1975					0,1 1	1,2 6	1,7 7	1,3 6	0,1 1				4,5 12
Бугрино 1936, 1938, 1951—1980					0,1 1	0,5 4	2,2 8	0,9 3	0,1 2				3,9 12
Варандей 1940—1980					0,1 3	0,7 5	1,8 5	1,9 8	0,2 2				4,5 13
Канин Нос 1936—1941, 1943—1980					0,1 1	0,3 3	1,0 5	0,5 3	0,1 2				1,9 10
Сенгейский Шар 1955—1980					0,0 1	0,9 2	2,0 9	2,2 7	0,1 2				5,2 15
Мыс Болванский 1936—1980					0,1 1	0,9 7	2,0 9	2,2 8	0,1 2				5,2 15

паде Баренцева моря (табл. 10.2). В ряде квадратов этой части моря за весь период наблюдений судами не зарегистрированы грозы в июле или в августе, хотя в это время наблюдается самая высокая температура воздуха и поверхности воды. Но, как уже было сказано, соотношение их таково, что препятствует возникновению и развитию грозовых очагов. На долю летних гроз, наблюдавшихся в этом районе, приходится около 18 % от годового числа случаев (квадрат XII). В районах, прилегающих к побережью, летние грозы возможны относительно чаще (37 %) вследствие выноса грозовых очагов с континента на море (квадраты XIX и XX), т. е. грозы летом наблюдаются здесь так же часто, как в осенние месяцы.

Зимой при адвекции холодного арктического воздуха над морем создаются условия, способствующие грозовой деятельности. При больших контрастах температур воды, свободной ото льда, и нижнего слоя холодного воздуха, притекающего из Арктики, условия для возникновения гроз зимой даже несколько благоприятнее, чем летом. Развитие мощных вертикальных потоков в массах неустойчиво стратифицированного морского арктического воздуха особенно часто происходит вдоль вторичных холодных фронтов и в центральных

Таблица 10.2

Повторяемость гроз над морем (судовые наблюдения), %

Номер квадрата и координаты его центра	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Кв. XII $\varphi = 73°$; $\lambda = 28°$	0,1	0,2	0,1		0,3	0,1	0,3		0,2	0,2	0,2	0,1
Кв. XIX $\varphi = 69,5°$; $\lambda = 37,5°$		0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1		0,1	0,2	0,2	0,1
Кв. XX $\varphi = 68,5°$; $\lambda = 42,5°$						0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1

частях небольших циклонических возмущений [405].

В юго-восточной части моря, покрытой зимой льдами, грозы с января по апрель отмечаются исключительно редко (табл. 10.1; 10.2). Зимние грозы над морем чаще всего кратковременны и слабые, сопровождаются шквалистыми ветрами, обильными снегопадами и ограниченной видимостью (до 50—100 м).

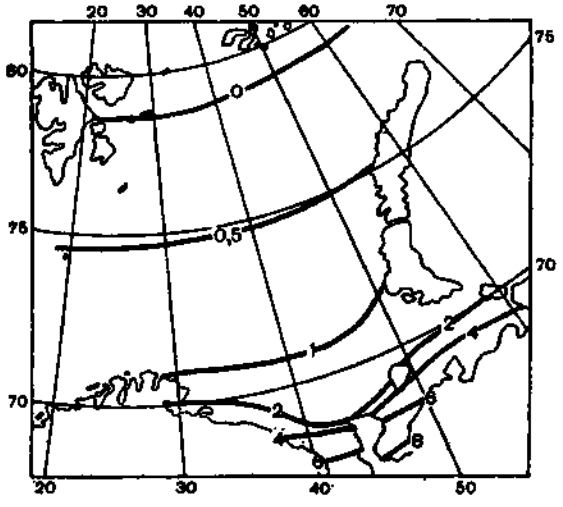


Рис. 10.1. Среднее число дней с грозой (год).

Среднее число дней с грозой за год составляет 5—6 сут у юго-восточных берегов моря и быстро уменьшается до одного дня на широте 71° с. ш. (рис. 10.1). Севернее этой параллели грозы наблюдаются не ежегодно. О межгодовых изменениях грозовой активности можно судить по данным табл. 10.3. Среднее квадратическое отклонение количества дней с грозой в отдельные годы на побережье от средней многолетней составляет 2—4 сут, т. е. приблизительно около половины ее.

Таблица 10.3

Статистические характеристики годового числа дней с грозой

Станция	$\bar{n}$	σ	C_v
Вайда-Губа	2,9	1,8	0,62
Дальние Зеленцы	4,2	1,9	0,45
Терско-Орловский	6,5	3,4	0,52
Ура-Губа	10,2	3,9	0,38
Остров Харлов	4,5	2,7	0,60
Цып-Наволок	2,9	2,2	0,76

В одни годы грозы могут вовсе отсутствовать или их очень мало, в другие — число дней с грозами сравнительно велико. На юго-восточном побережье моря в годы с повышенной грозовой активностью может быть отмечено в июле и в августе до 8—9 гроз в месяц, на побережье Мурмана 4—5 сут и Скандинавии 1—2 сут с грозой. Максимальное число дней с грозой за год достигает 15—16 на юго-востоке и 7—9 сут на побережье юго-западной части моря.

Суммарная продолжительность гроз по месяцам и за год (табл. 10.4) изменяется над акваторией моря аналогично числу дней с грозой, незначительно превышая его по значению, так как средняя продолжительность гроз в день с грозой лишь немного больше 1 ч. Существует определенная зависимость между двумя параметрами — числом дней с грозами (n сут) и их продолжительностью (τ ч) [179, 218], которая имеет вид степенной функции. Однако в диапазоне значений этих параметров, характерных для исследуемого района эта зависимость прямолинейна и имеет вид

$$\tau = 1{,}75n - 1. \qquad (10.1)$$

Теснота связи оценивается коэффициентом корреляции, равным 0,93.

О непрерывной продолжительности гроз над морем трудно судить из-за отсутствия таких данных. По-видимому, грозовая деятельность над Баренцевым морем слабая и непродолжительная в течение всего года. Зарегистрированные на побережье зимние грозы имеют обычно продолжительность от 10 до 35 мин, что соответствует продолжительности проявления активности единичной грозовой ячейки [178], хотя отмечены также редкие грозы длительностью более 1 ч. Около 25 % всех гроз на южном побережье имеют продолжительность не больше 0,5 ч (табл. 10.5).

Чаще всего грозы длятся от 30 мин до 2 ч (50 % случаев). Редко летние грозы продолжаются более 5 ч (1—3 %). Такие продолжительные грозы наблюдаются в том случае, если действуют одновременно несколько грозовых ячеек, которые возникают, затухают и вновь возникают.

Анализ материалов по суточному распределению гроз (табл. 10.6) показывает, что на южном побережье моря наиболее часты и продолжитель-

Таблица 10.4

Продолжительность гроз, ч

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Продолжительность грозы в день с грозой
Вайда-Губа	—	—	—	—	0,1	0,7	1,4	0,7	0,0	—	—	—	2,9	1,0
Цып-Наволок	0,1	—	0,0	—	0,1	0,8	1,5	0,8	—	—	—	—	3,3	1,1
Колгуев, Северный	—	—	—	—	0,0	0,5	1,4	1,0	0,4	—	—	—	3,3	1,7
Дальние Зеленцы	0,1	—	0,0	—	0,1	1,4	2,0	2,2	0,1	0,1	0,0	0,0	6,0	1,4
Ходовариха	—	—	—	—	0,0	0,7	1,9	1,8	0,2	—	—	—	4,6	1,0
Остров Харлов	—	—	—	—	1,1	0,1	2,1	1,2	0,1	—	—	—	4,3	1,0
Варандей	—	—	—	—	0,0	1,2	2,3	2,5	0,2	—	—	—	6,2	1,4
Канин Нос	—	0,0	—	—	0,2	0,4	1,6	0,5	0,0	—	—	—	2,7	1,4
Индига	—	—	—	—	1,5	1,4	5,2	3,7	0,4	—	—	—	12,2	1,7

Таблица 10.5

Повторяемость гроз различной продолжительности, %

Станция	Продолжительность, ч						
	≤0,25	0,25—0,50	0,51—1,0	1,1—2,0	2,1—3,0	3,1—5,0	>5,0
Вайда-Губа	5,5	16,4	27,4	34,2	9,6	5,5	1,4
Дальние Зеленцы	8,3	17,4	29,4	28,5	7,3	7,3	1,8
Терско-Орловский	4,4	19,2	18,1	30,8	14,8	9,9	2,8
Остров Харлов	9,7	23,0	32,7	24,8	6,2	1,8	1,8
Цып-Наволок	6,0	25,3	22,9	28,9	7,2	8,5	1,2

Таблица 10.6

Средняя годовая продолжительность гроз в различное время суток, ч [344, 345]

Станция	Время суток, ч				Всего за сутки
	18—24	24—6	6—12	12—18	
Вайда-Губа	1,8	0,6	0,2	1,5	4,1
Остров Харлов	1,9	0,8	0,5	1,4	4,6
Индига	3,4	1,3	1,1	5,0	13,8
Ходовариха	2,1	0,8	0,6	1,1	4,6
Канин Нос	1,3	0,9	0,3	0,5	3,0
Варандей	2,5	1,2	0,6	1,8	6,1

ны грозы во второй половине дня (с 12 до 18 ч) и особенно в вечерние часы (с 18 до 24), что вообще является характерным для районов суши. На первую половину суток (от 0 до 12 ч) приходится около 20—35 % гроз.

По исследованиям [338, 339] характер суточного распределения гроз на морях существенно отличается от суточного хода гроз на суше. На морях, смежных с океаном (Норвежское море), суточный ход гроз не выявляется [338]. Считается, что он зависит главным образом от аккумуляции тепла океаном и более равномерного его распределения в течение суток, а также, возможно, от действия более общего механизма взаимодействия океана с атмосферой. На морях с большим влиянием окружающей суши (средиземные моря) отмечен суточный ход гроз, характерный для суши, с максимумом с 12 до 18 ч.

В прибрежной зоне Баренцева моря, испытывающей влияние континента на грозовую деятельность, как это видно из рис. 10.1, суточный ход гроз существенно будет зависеть от хода их на побережье. В удаленных же районах моря следует ожидать отсутствия определенной закономерности в суточном распределении гроз, что выявлено методом пеленгования атмосфериков в Норвежском море.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования пространственно-временных распределений элементов метеорологического режима позволили установить ряд важных, в большинстве случаев ранее не выявленных закономерностей. Из них выделены те, которые представляют научный, методический и практический интерес.

1. Межгодовая изменчивость средних месячных значений составляющих радиационного баланса в большую часть года над свободной ото льда поверхностью моря на 30—40 % меньше, чем их пространственная изменчивость, и лишь в весенне-летний период превышает ее.

2. Повторяемость теплоядерных зим увеличивается от 30—40 % на юге до 65—80 % на севере моря, причем теплые ядра на юго-западе моря отмечаются чаще в декабре—январе, а в восточной и северной частях — преимущественно в феврале. Средний размер теплых ядер возрастает с увеличением их повторяемости.

3. Междусезонные изменения температуры воздуха определяются амплитудой и степенью асимметричности годового хода. Межгодовое варьирование разности температур зима—весна на юго-востоке в 2 раза, а на севере в 3 раза больше, чем в юго-западной части. Значительный рост этой разности происходит в периоды потеплений, а уменьшение — в периоды похолоданий: после теплых зим отмечается быстрый рост температуры весной, после холодных зим следуют холодные весны. Годы большого роста температуры воздуха от весны к лету соответствуют годам сильного падения ее от лета к осени. Темпы роста температуры от весны к лету претерпевают меньшие межгодовые колебания, чем темпы падения температуры от лета к осени.

4. Вследствие различной временной изменчивости сезонных температур в разных районах моря, разность между равновероятными температурами в аномально теплый и в аномально холодный сезоны не остается одинаковой на акватории моря. Для температуры, возможной 1 раз в 20 лет, эта разность изменяется от 4 °С на юго-западе до 10 °С на севере.

5. Амплитуда внутрисуточных изменений температуры воздуха зимой обусловлена главным образом непериодическими изменениями погодных условий и достигает в это время своего максимума и наибольшей пространственной изменчивости. В последнее 20-летие (1961—1980) наблюдалось увеличение суточных амплитуд и их изменчивости. Многолетний ход характеристик суточных амплитуд температуры зимой наиболее резко выражен в северо-западной части моря. Летом межгодовые изменения амплитуд малы к северу от 75° с. ш. и возрастают на юге моря. Уменьшения суточных амплитуд температуры всегда совпадают с периодами потеплений, а увеличения — с периодами похолоданий.

6. В годовом ходе междусуточных, внутрисуточных и межгодовых изменений температуры на большей части моря имеется основной максимум зимой, вторичный — летом и два минимума — весной и осенью. Севернее линии о. Надежды — мыс Желания отмечается простой годовой ход с максимумом зимой и минимумом летом.

7. В течение всего года на море преобладают кратковременные повышения и понижения температуры. В 40—50 % случаев знак междусуточных разностей сохраняется только 1 сут, в 25—35 % — в течение 2 сут. Зимой и осенью чаще отмечаются кратковременные повышения и более длительные

периоды падения температуры воздуха, весной и летом — наоборот. Абсолютное значение междусуточных разностей температуры зимой при ее росте больше, чем при падении. Наиболее значительные потепления совершаются чаще на вторые сутки, а похолодания — в первые. Летом наибольший прогрев происходит в конце периода роста температуры.

8. Статистические распределения средней суточной температуры на юго-западе моря близки к гауссовским, на северо-западе они двухмодальны, на остальной части лучше аппроксимируются разложением Грама—Шарлье. Значительная асимметрия свойственна статистическим распределениям температуры в районе среднего положения кромки льдов зимой. Для проверки правильности выбора теоретического закона распределения при расчетах наименьшей средней суточной температуры редкой повторяемости использована корреляционная связь последней со средней температурой за зиму, полученная по береговым станциям.

9. Выявлена корреляционная связь степенного вида между числом дней со средней суточной и с минимальной температурой ниже определенного предела, а также между средними значениями и возможными 1 раз в заданное число лет. Суммарная продолжительность периодов с низкой температурой ниже определенного предела и число дней со средней суточной температурой ниже того же предела находятся в прямолинейной корреляционной зависимости, при этом коэффициент уравнения регрессии уменьшается на акватории моря с ростом континентальности климата.

10. В многолетнем ходе изменчивости суточных экстремумов температуры воздуха до начала текущей циркуляционной эпохи (*E* и *C* циркуляции по Вангенгейму) отмечались однонаправленные изменения на всем море. На протяжении указанной циркуляционной эпохи, начавшейся в 1949 г., имеет место оппозиция юго-восточного района моря северо-западному. В первый период указанной эпохи (до 1961 г.) с преобладанием первой разновидности формы *E* циркуляции повышенная изменчивость экстремумов отмечена на северо-западе. Во второй период (после 1961 г.) при увеличении повторяемости второго варианта *E* циркуляции экстремумы стали более изменчивы на юго-востоке.

11. Максимальная температура в южной части моря в многолетнем плане более стабильна, чем минимальная. Севернее 75° с. ш., наоборот, изменчивость максимальной температуры от года к году больше, чем минимальной, есть и сезонные различия — в теплый период (июль—сентябрь) на всем море более устойчивыми являются минимальные температуры. Отношение многолетней изменчивости экстремумов к их полной изменчивости приблизительно равно 0,50—0,65.

12. Оценка максимальной и минимальной температуры редкой повторяемости выполнена по распределениям крайних членов выборки, предварительно испытанным на соответствие распределениям Гумбеля, Гаусса, Грамма—Шарлье. Наименьшие погрешности в расчетах над Восточно-Шпицбергенским и Надеждинско-Медвежинским течениями достигаются по методу Гумбеля, на остальной части моря — по методу Гаусса.

13. Относительные межгодовые изменения повторяемости ветра составляют 0,4—1,0. Средние скорости по направлениям изменяются от года к году меньше, чем повторяемости направлений. Средняя скорость преобладающих направлений изменяется в меньшей степени, чем средняя скорость наиболее сильных ветров, имеющих небольшую повторяемость.

14. Существует согласованный многолетний ход средней скорости и повторяемости ветров свыше 15 м/с, теснота связи между которыми зимой оценивается коэффициентом корреляции около 0,80, летом — около 0,20. В многолетнем ходе за период с 1920 по 1983 г. имеет место общая тенденция к понижению повторяемости сильных ветров за последние 30—35 лет.

15. Установленная связь между непрерывной продолжительностью ветров и их интегральной повторяемостью характеризуется криволинейностью при малых и больших значениях аргумента (F %).

16. Над поверхностью моря, покрытой льдами, порывистость ветра меньше, чем над водной, а изменчивость порывов медленнее возрастает с увеличением скорости ветра.

17. Выявлено восемь типов атмосферных процессов, обусловливающих сильные и штормовые ветры на море в холодный и семь типов — в теплый периоды года.

18. Формирование двумерных распределений температуры воздуха и скорости ветра зимой происходит при закономерном увеличении тесноты корреляции между компонентами комплекса с запада на восток и на север. При сильных и штормовых ветрах знак корреляции меняется на обратный. В теплое время года связь положительна, прямолинейна и более тесная, чем зимой.

19. Применение метода Моргенштерна—Гумбеля для аппроксимации двумерного комплекса дает лучшие результаты, чем использование теоремы умножения вероятностей.

20. Выявлено девять типов синоптических процессов, вызывающих обледенение судов, и определена их повторяемость в разные месяцы холодного времени года.

21. Основными структурными особенностями пограничного слоя атмосферы (ПСА) над морем являются: устойчивое термическое состояние, инверсионное распределение влажности, логарифмический характер вертикального распределения скорости ветра вплоть до высоты 300 м, что значительно выше, чем в других географических районах, пониженная турбулентность и повышенная устойчивость ПСА, определяющая роль адвективной составляющей в полном переносе тепла и влаги.

22. Определяющая роль адвекции тепла в атмосфере и океане в формировании климата моря проявляется в образовании зим с теплыми ядрами, в годовом ходе влажности, облачности и туманов, противоположном ходу их на суше.

23. Интенсивность атмосферной адвекции тепла зимой в 2 раза больше, чем летом, над южной частью акватории больше, чем над северной. Величина теплопереноса достигает максимума в слое 3—7 км, к уровню тропопаузы уменьшается в 2—10 раз.

24. Максимум полного потока влаги приходится на лето, зимой он в 3—5 раз меньше. Поток летом в южных районах вдвое больше, чем в северных. Наибольший горизонтальный влагоперенос происходит на уровне 1,5 км; на высоте 5 км он меньше, чем в ПСА в 3—5 раз летом и в 6—7 раз зимой.

25. Интегральное влагосодержание слоя 0—5 км относительно мало по сравнению с его значением в умеренных широтах, по акватории моря увеличивается с севера на юг от 70 до 120 кг/м² в среднем за год. Рост его от зимы к лету происходит у южного побережья в 3—4 раза, а на северо-востоке в 6 раз. Около 75—80 % влагосодержания указанного слоя сосредоточено в нижних 3 км.

26. Дефицит точки росы в ПСА зимой повсеместно не превышает 1—3 °С, летом изменяется от 1—2 °С в северных районах моря до 5 °С на южном побережье.

27. Характер годового хода относительной влажности у поверхности моря в соответствии с ходом влагопереноса и интегрального влагосодержания тропосферы одинаков повсеместно и характеризуется летним максимумом и зимним минимумом.

28. Упругость водяного пара у поверхности моря достигает наибольших значений в июле—августе (в южных районах моря 9—11 гПа, а в северных 6 гПа) наименьших — в январе—марте (соответственно 4 и 1 гПа). Вертикальное распределение ее характеризуется инверсией влаги в пограничном слое атмосферы (ПСА) зимой и понижением с высотой вдвое летом.

29. Области наиболее высокой относительной влажности воздуха (85—90 %) у поверхности моря располагаются над Надеждинско-Медвежинским мелководьем и в юго-восточном районе (>85 %). Годовое число влажных дней (≥80 % в 13 ч) изменяется по акватории от 314 на севере до 292 в юго-восточной части и до 162 на юго-западе.

30. Межгодовая изменчивость средних месячных значений относительной влажности в 8—10 раз меньше, чем ее полная изменчивость σ_f. Наибольшие значения наблюдаются в юго-западном районе моря (3,3—4,8 %), наименьшие — в юго-восточном районе (1,1—1,7 %). Полная изменчивость σ_f над морем того же порядка, что и на суше (10—18 %). При прохождении атмосферных фронтов изменение влажности может достигать 35—40 %.

31. Годовой ход изменчивости относительной влажности σ_f над большей частью акватории моря противоположен годовому ходу ее средних значений и согласуется с годовым ходом изменчивости температуры σ_T. В южных, наиболее подверженных влиянию океанической и атмосферной адвекции районах моря, σ_f имеет более скачкообразный годовой ход.

32. Под влиянием орографического воздействия зимой перенос влаги в нижней тропосфере на западной наветренной стороне Скандинавских гор в 2—3 раза больше, чем на подветренной, а изменения влагосодержания — только в 1,5—1,7 раза. На участке западного берега Новой Земли от Русской Гавани до Малых Кармакул годовое число дней с туманом в 2—3 раза, а нижней облачности на 10—15 % меньше, чем в других местах побережья Новой Земли вследствие размывающего влияния стоковых ветров (боры). Число дней с влажностью ≥80 % здесь в 1,5 раза меньше, чем на остальной части острова.

33. Высокая интенсивность осадков на Баренцевом море по сравнению с другими арктическими морями обусловлена более высоким влагосодержанием и интенсивностью переноса. Зоны наибольшей повторяемости опасного количества осадков совпадают с районами наибольших годовых сумм, а зоны отсутствия таких осадков соответствуют местам наименьших годовых сумм. Независимо от фазового состояния осадков чаще наблюдаются опасные количества, чем особо опасные. Число дней с осадками больше 10 мм/сут изменяется от 0,8—1,0 в районе Земли Франца-Иосифа до 4—5 в юго-восточном районе и до 9 — на юго-западном побережье. Осадки ≥20 мм/сут также наблюдаются в любом районе моря, а ≥50 мм/сут возможны исключительно редко и только в юго-западной части моря, в среднем 0,02—0,7 сут за год.

34. Как суточный, так и полусуточный максимум жидких осадков обычно больше максимума твердых и смешанных осадков. Изменчивость же, наоборот, больше у последних, поэтому средние многолетние из максимальных годовых значений суточных и полусуточных сумм при твердых и смешанных осадках различаются меньше, чем при жидких. Наибольшие суточные количества осадков составляют 20—25 мм в районе Земли Франца-Иосифа, 30 мм — у побережья Новой Земли, 40—50 мм — в центральных районах моря. На побережье Скандинавии и Мурмана осадки, усиленные орографией, могут достигать 70—75 мм за сутки.

35. Среднее годовое количество общей облачности изменяется по акватории моря от 7,5 баллов на окраинах моря до 9 баллов в центральной его части, а нижней облачности — соответственно от 5 до 8,5 баллов. Стандартная ошибка расчета среднего месячного количества как общей, так и нижней облачности, при длине ряда 30—40 лет составляет 0,1—0,3 балла, что не превышает погрешности наблюдений.

36. Наибольший вклад нижней облачности в общую наблюдается в районах с наиболее благоприятными для ее образования термодинамическими условиями: над Надеждинско-Медвежинским мелководьем (90 %) и вдоль побережья Скандинавии (95 %), наименьший вклад — у побережья Новой Земли и в юго-восточном районе (60—70 %). Повторяемость опасной для авиации облачности высотой ≤300 м увеличивается от 10—15 % у южного побережья до 40—50 % — в северных районах.

37. Годовое число пасмурных дней по общей облачности уменьшается от 210—230 в районах севернее 75° с. ш. до 160—190 у побережья Скандинавии. Число пасмурных дней по нижней облачности вдвое меньше, чем по общей облачности. В целом за год пасмурных дней на море больше, чем ясных. Отношение первых ко вторым изменяется от 6—9 в районах арктических островов, Новой Земли и Северной Скандинавии до 15—20 — над центральной и юго-восточной частями акватории и до 35 — в районе Надеждинско-Медвежинского мелководья.

38. В многолетних колебаниях количества облачности зимой наблюдается совпадение по фазе с ходом числа дней с циклоническим полем, а также по интенсивности с ходом температуры и относительной влажности воздуха у поверхности моря. Изменения интегральных значений тепло- и влагосодержания тропосферы несколько опережают изменения количества облачности, что свидетельствует о преобладании роли адвективного тепла и влаги в свободной атмосфере в образовании облаков.

39. Адвективные туманы и туманы снижения нижней облачности преобладают над туманами испарения. Первые в 93—98 % случаев наблюдаются при пасмурном состоянии неба, для вторых состояние неба не является определяющим фактором.

40. Периодам снижения облаков до подстилающей поверхности и переходу тумана в низкую облачность предшествуют существенные противоположные по знаку изменения в термогигрометрическом состоянии приземного слоя воздуха. Возможны как однократные, так и многократные переходы низкой облачности в туман и обратно. В 94 % случаев перед переходом облачности в туман высота ее нижней границы не превышает 200 м.

41. Горизонтальная видимость в тумане в 91—96 % случаев составляет менее 500 м. Туманы испарения (видимость $\leqslant$1 км) образуются всего в 23 % случаев возникновения явлений парения моря.

42. Доля летних туманов составляет 45—55 % от их годового количества в южных районах и увеличивается до 80 % на севере моря.

43. Между числом дней с туманами, их повторяемостью и суммарной продолжительностью отмечается тесная корреляционная связь. По одному из этих параметров можно по предложенному графику определить остальные для любого месяца и района моря.

44. Разность температур воды и воздуха при адвективных туманах в 64 % случаев зимой и в 90 % летом изменяется от 4 до —4 °С. Туманы испарения, как и явление парения моря, наиболее вероятны при разности температур более 12 °С. Температура воздуха при парении в 94 % случаев ниже — 10 °С.

45. Задерживающие слои в ПСА при туманах, являющиеся одним из условий их образования, наблюдаются в 70 % зимой, 97 % — летом. Для образования туманов охлаждения необходима адвекция тепла с повышением температуры в ПСА на 3—5 °С, туманов испарения — адвекция холода с понижением температуры на 9—12 °С.

46. Характерным для туманов является высокое влагосодержание ПСА и инверсия влаги. Влажность воздуха при туманах в нижнем 400 м слое зимой на 10 % больше ее среднего значения, летом эта разница меньше. Выше уровня 400 м уменьшение влажности при туманах зимой незначительно, а летом происходит быстрее, чем в среднем профиле.

47. Распределение ветра с высотой при туманах, как и при их отсутствии, подчиняется логарифмическому закону вплоть до высоты 300 м. Туманы испарения наблюдаются при пониженном, а адвективные туманы — при повышенном уровне скоростей ветра на всех высотах по сравнению с ее средними многолетними значениями. На высоте максимального переноса это превышение составляет 7—8 м/с.

48. Независимо от района моря кривые статистических распределений горизонтальной видимости однотипны и характеризуются преобладанием в течение всего года хорошей видимости ($>$4 км). Видимость $\leqslant$2 км, ограничивающая мореплавание, зимой наиболее вероятна (30 %) в центральной части моря, летом (25 %) — в северных районах.

49. По характеру годового хода повторяемости ограниченной видимости и роли факторов, ее обуславливающих в разные сезоны, выделяются районы моря севернее и южнее 75° с. ш. В северной половине моря максимум повторяемости ограниченной видимости наблюдается летом во время частых и густых туманов, южнее 75° с. ш. — зимой и обусловлен интенсивными фронтальными осадками и метелями.

50. Наиболее часто кратковременная ограниченная видимость наблюдается зимой в осадках «зарядами», наиболее продолжительна — летом при моросящей низкой облачности и туманах. Типовые кривые распределения непрерывной продолжительности периодов с видимостью $\leqslant$4 км, представленные для районов южнее 75° с. ш. в виде номограммы, позволяют рассчитывать непрерывную продолжительность видимости любой градации менее 4 км заданной обеспеченности и обеспеченность заданной продолжительности.

51. В южной части моря грозоопасный период соответствует безледному периоду, на юго-западе грозы возможны в любое время года, а наиболее часто — осенью и зимой, реже — летом. У южных берегов моря в среднем за год отмечается 5—6 дней с грозой, севернее 71° с. ш. грозы наблюдаются не ежегодно.

Алфавитный список метеорологических станций

Номер станции на карте	Название станций	Номер станции на карте	Название станций	Номер станции на карте	Название станций
21	Белый Нос	17	Им. Е. К. Федорова	9	Столбовой
34	Мыс Болванский	4	Ис-Фьорд	32	Табседа
27	Бугрино	30	Канин Нос	40	Терско-Орловский
3	Бухта Тихая	22	Колгуев Северный	23	Териберка
28	Варандей	10	Малые Кармакулы	12	Фрухольмен
19	Вайда-Губа	8	Остров Медвежий	26	Остров Харлов
16	Вардё	15	Мыс Меньшикова	13	Хелнес Фир
2	Остров Виктория	38	Мыс Микулкин	25	Ходовариха
14	Гамвик	1	Нагурское	20	Цып-Наволок
24	Дальние Зеленцы	6	Остров Надежды	31	Мыс Шведский (Константиновский)
5	Мыс Желания	7	Русская Гавань		
39	Индига	33	Сенгейский Шар	18	Эккерой

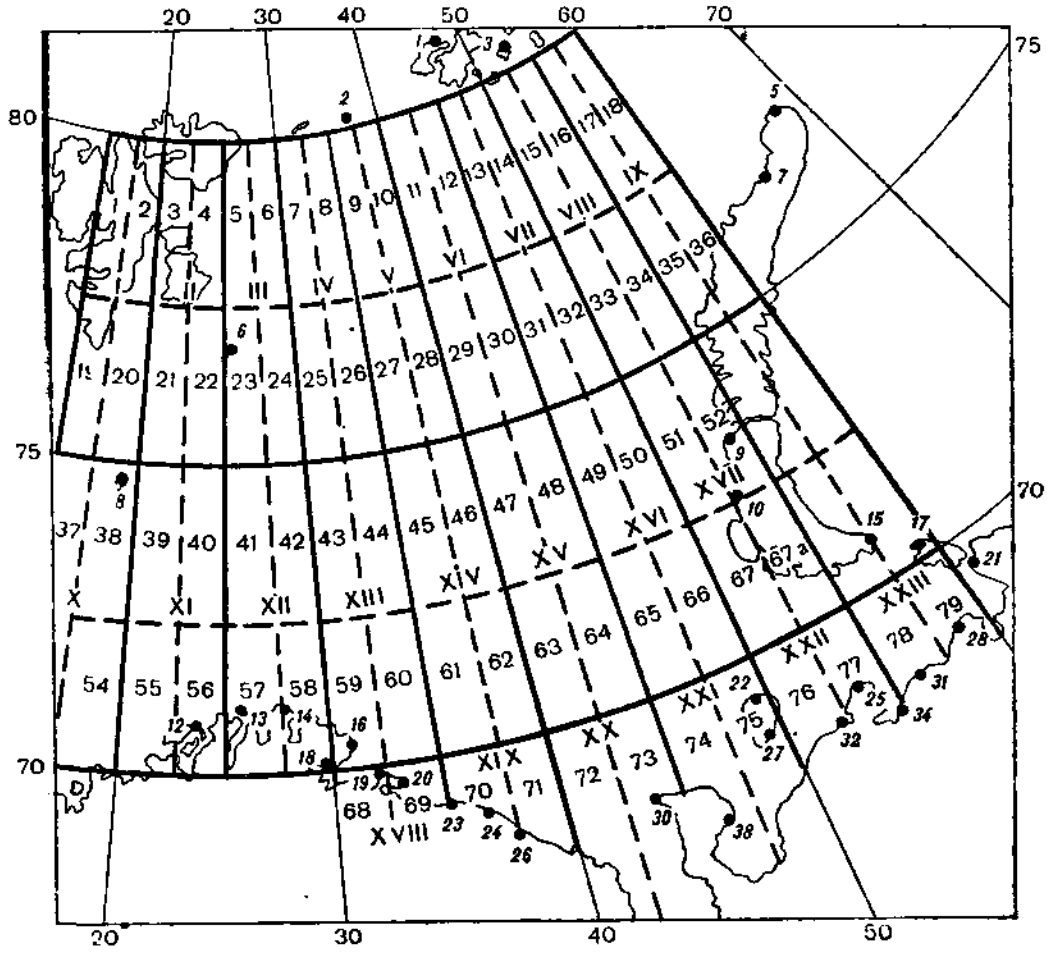


Рис. 1. Карта метеорологических станций и поквадратной обработки судовых наблюдений.

Цифры около точек обозначают номер станции по списку; римские цифры — номера 5-градусных квадратов, арабские — квадратов размером 2,5×2,5°

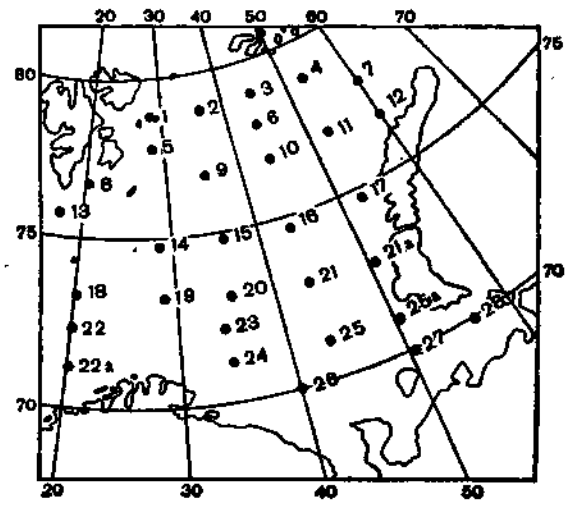


Рис. 2. Схема точек моря для расчетов.

Часть II. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море является одним из крупнейших морей СССР, уступая по площади только Берингову и Охотскому (по объему воды — также Японскому и Черному). По географическому положению оно относится к морям Северного Ледовитого океана и полностью лежит в пределах арктического шельфа, однако отличается своеобразием гидрометеорологического режима, которому присущи черты как арктического, так и умеренного физико-географического пояса. Баренцево море свободно сообщается с соседними бассейнами на западе, севере и северо-востоке, в нем хорошо развиты процессы горизонтального и вертикального перемешивания, приливные явления, активно протекает взаимодействие с атмосферой. Рельеф дна не способствует формированию изолированных водных масс. Разнообразие гидрометеорологических условий в значительной степени определяется сезонной и межгодовой изменчивостью ледяного покрова. Вместе с тем основные характеристики гидрометеорологического режима моря в современную эпоху довольно устойчивы, что объясняется большой инерционностью крупномасштабных гидрологических процессов и относительным постоянством других влияющих факторов — морфометрии моря, радиационных условий, водного баланса. Антропогенное влияние на физические характеристики водной среды пока невелико по сравнению с другими европейскими морями.

Океанографические исследования Баренцева моря тесно связаны с гидрометеорологическим обеспечением морских отраслей народного хозяйства, среди которых ведущими являются рыбный промысел, морской транспорт, а в последние годы — также и разведка нефтегазовых месторождений на шельфе. Все эти отрасли заинтересованы в сведениях о гидрометеорологическом режиме моря, прогнозах погоды, гидрологических и ледовых условий. Экспедиционные работы и научные исследования, проводимые организациями разных министерств и ведомств, во многих случаях направлены на решение частных прикладных задач и не обеспечивают изучение Баренцева моря как единого географического объекта. С целью координации этих работ в Мурманском филиале ААНИИ в 1984 г. разработана долгосрочная программа межведомственных комплексных океанографических исследований Баренцева моря (проект «Баренц»). Программа, согласованная со всеми региональными мореведческими учреждениями, предусматривает проведение экспедиционных работ по оптимальной схеме, включающей наблюдения на мезомасштабных полигонах, формирование информационной базы на технических носителях, а также построение общей модели гидрологического режима, которая будет использоваться для разработки качественно новых расчетных и прогностических методов, моделирования экосистемы моря, оценки антропогенных воздействий на бассейн [2].

Сведения о гидрологическом режиме Баренцева моря содержатся в многочисленных статьях, отчетах, атласах, справочниках, неопубликованных фондовых материалах. Среди изданий последних лет следует выделить том «Баренцево море» справочника по гидрометеорологическим условиям шельфа морей СССР [66] и главу «Океанографические факторы формирования биопродуктивности Баренцева моря» в коллективной работе [129]. Однако гидрометеорологическая изученность Баренцева моря остается крайне неравномерной. Недостает научных обобщений по динамике вод, ледовым условиям, гидрологическим фронтам. Слабо изучена во всех отношениях северная часть моря, в других его районах основной объем натурных данных приходится на безледные периоды.

Основным содержанием части II данной монографии является комплексная характеристика гидрологического и ледового режимов Баренцева моря, предназначенная для широкого круга потребителей гидрометеорологической информации. Справочные данные приводятся в сравнительно небольшом объеме, без дублирования имеющейся литературы, хорошо известной специалистам. Значительное место отведено описанию процессов и явлений, а также режимным функциям распределения и другим вероятностным характеристикам гидрометеорологических элементов, детально рассмотрены методы их расчета.

Глава 1 части II содержит историческую справку и обзор современного состояния океанологической изученности моря. В ней показано развитие системы наблюдений, а также сбора и обработки океанологической информации. Представлена оптимизированная схема сети наблюдений, отвечающая требованиям комплексного многоцелевого изучения гидрологического режима моря.

В главах 2—5 рассматриваются гидрофизические поля Баренцева моря и процессы, их формирующие — теплообмен между морем и атмосферой, адвекция тепла течениями, конвективное перемешивание. Режимные характеристики температуры воды, солености и плотности получены на основе статистической обработки данных гидрологических наблюдений за 1936—1981 гг. (около 60 тыс. станций), выполненной во ВНИИГМИ—МЦД. Наряду со средними многолетними и экстремальными значениями гидрометеорологических элементов получены количественные оценки их изменчивости, приводятся результаты корреляционного и спектрального анализа полей температуры воды. Дана классификация водных масс Баренцева моря, показаны сезонные изменения их границ, выявлены

некоторые особенности структуры и изменчивости фронтальных зон.

Вопросы динамики вод Баренцева моря — уровня, течений, ветрового волнения — составляют содержание глав 6—8. Для описания этих элементов режима наряду с результатами обобщения натурных данных широко использованы расчетные методы. На их основе, в частности, получены сведения об уровенном режиме открытого моря, скорости непериодических течений, режимных функциях распределения высот волн. Рассмотрены методы и результаты расчетов высот волн редкой повторяемости, приведены примеры частотных спектров волн при различных условиях волнообразования.

Глава 9 «Ледяной покров» в значительной степени основывается на результатах экспериментальных исследований, выполненных в МФ ААНИИ и Мурманскгидромете в 1974—1982 гг. и позволивших впервые получить сведения о ряде динамических и геометрических характеристик ледяного покрова, а также о физико-механических свойствах льда. Особое внимание в этой главе уделено изменчивости ледовых условий, оказывающей существенное влияние на гидрофизические поля и динамику вод Баренцева моря. Самостоятельное научно-прикладное значение имеет раздел, посвященный ледовым условиям плавания, в котором сведения о ледяном покрове изложены применительно к задачам морских транспортных операций.

В работе освещены все характеристики гидрологического и ледового режимов, предусмотренные типовым проспектом, за исключением не подлежащих опубликованию, а также тех, которые для Баренцева моря не имеют практического значения (в частности, солевого баланса). Вместе с тем степень подробности тех или иных разделов неодинакова, что объясняется как различным состоянием изученности элементов режима, так и авторским отношением к изложенному материалу. С наибольшей полнотой представлены те направления, по которым проводились работы Мурманским филиалом ААНИИ в последние годы. Некоторые взгляды авторов носят дискуссионный характер. По мнению научных редакторов выпуска, это не противоречит задачам данного пособия, которое наряду с апробированными сведениями содержит многочисленные положения, подлежащие дальнейшей проработке.

1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И СОСТОЯНИЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Основным содержанием данной части монографии являются вопросы физической океанологии, поэтому мы ограничимся лишь краткой справкой о многовековой истории географических открытий и гидрографического описания Баренцева моря. Южное побережье моря осваивалось русскими (поморами) и скандинавами еще с IX—XI вв., позже они достигали побережий Новой Земли и Шпицбергена [378]. В XVI в. плавания в Баренцево море стали совершать англичане (Уиллоуби, Ченслер, 1553) и голландцы. Наиболее важным для европейской науки было плавание В. Баренца в 1596—1597 гг., которое закончилось зимовкой на северо-западном побережье Новой Земли. В конце XVI — начале XVII вв. поморы освоили Мангазейский ход — морской путь в Обскую и Тазовскую губы вдоль южного побережья Баренцева моря.

Последнее крупное географическое открытие на Баренцевом море было сделано в 1874 г. австро-венгерской экспедицией под руководством Пайера и Вейпрехта на судне «Тегетгоф», которое было вынесено дрейфующими льдами к Земле Франца-Иосифа. Ранее существование этого архипелага было предсказано русскими географами Н. Г. Шиллингом (1865) и П. А. Кропоткиным (1871).

Значительный вклад в познание Баренцева моря внесли экспедиции Ф. И. Литке в 1821—1824 гг., в результате которых было описано западное побережье Новой Земли, получены сведения о некоторых гидрометеорологических характеристиках. Вместе с тем почти до конца XIX в. исследования Баренцева моря носили общегеографический характер, наблюдения в открытом море проводились эпизодически, выводы о гидрологических и ледовых условиях делались преимущественно по косвенным данным. Наиболее важные работы этого периода принадлежат А. Петерманну (1865, 1870) и А. Ф. Миддендорфу (1870, 1871), которые выявили и обосновали влияние Гольфстрима на гидрологический режим Баренцева моря.

Как известно, основы современной океанологии были заложены кругосветной экспедицией английского судна «Челленджер» в 1872—1876 гг., в которой впервые проводились в большом объеме комплексные физические, химические и биологические наблюдения во всей толще морских вод. На Баренцевом море систематическое изучение гидрологического режима было начато Мурманской научно-промысловой экспедицией под руководством Н. М. Книповича [273]. Первый экспедиционный рейс был проведен зимой 1898/99 г. на парусной шхуне «Помор». Далее, с весны 1899 по 1909 г., экспедиция работала на пароходе «Андрей Первозванный» — первом в мире научно-промысловом судне, построенном специально для исследовательских целей.

В те же годы Международным советом по изучению морей были установлены единые методические основы океанографических съемок — наблюдения на стандартных горизонтах и стандартных разрезах. Начиная с 1901 г. проводятся наблюдения на Кольском разрезе Баренцева моря. По ним создан уникальный массив гидрологических данных, нашедший широкое применение в морской климатологии, гидрометеорологическом и промысловом прогнозировании.

В дореволюционный период океанологические исследования проводились также Мурманской биологической станцией, которая в 1899 г. была переведена с Соловецких островов в Екатерининскую гавань Кольского залива. В 1907 г. станция получила исследовательское судно — яхту «Александр Ковалевский». Сведения о гидрологических условиях северной части моря впервые были получены в 1901 г. в результате плавания ледокола «Ермак» под командованием адмирала С. О. Макарова.

Наиболее крупное научное обобщение океанологических данных, собранных в этот период, было

сделано Н. М. Книповичем в его фундаментальной работе «Основы гидрологии Европейского Ледовитого океана» [175]. Географическое название «Европейский Ледовитый океан» относилось автором только к Белому и Баренцеву морям, последнее в свою очередь подразделялось на Мурманское (к юго-востоку от линии Вардё — пр. Маточкин Шар) и собственно Баренцево. Н. М. Книповичем установлено ветвление течений системы Гольфстрима и их распространение на глубинных горизонтах, выявлены закономерности годового хода температуры воды на поверхности и глубинах, исследовано пространственно-временное распределение солености и гидрохимических элементов, дана характеристика ледовых условий.

Советский период истории исследований Баренцева моря начался с организации в 1920 г. Северной научно-промысловой экспедиции при научно-техническом отделе ВСНХ. Мурманская биологическая станция, получившая статус отряда этой экспедиции, в 1921 г. возобновила наблюдения на Кольском разрезе. Северная экспедиция в 1925 г. была преобразована в Институт по изучению Севера (с 1930 г. — Всесоюзный Арктический институт, с 1958 г. — Арктический и антарктический научно-исследовательский институт).

Этапным событием для всей советской океанологии стало создание Плавморнина — плавучего морского научно-исследовательского института. Декрет о его учреждении был подписан В. И. Лениным 10 марта 1921 г. В составе института предусматривались биологическое, гидрологическое, метеорологическое и геолого-минералогическое отделения, районом деятельности был определен Северный Ледовитый океан с его морями и устьями рек, островами и прилегающими к нему побережьями. Работы института были начаты на ледокольном пароходе «Малыгин», первый рейс в Баренцево и Карское моря состоялся в августе—сентябре 1921 г. под руководством И. И. Месяцева. В 1921—1922 гг. силами сотрудников института было достроено и оборудовано экспедиционное судно «Персей», которое внесло исключительно большой вклад в океанологические исследования Баренцева моря.

В экспедиционных рейсах «Персея» в 20-е годы, наряду с И. И. Месяцевым, принимали участие В. В. Шулейкин, М. В. Кленова, В. Г. Богоров, А. Д. Добровольский и другие основоположники современной советской океанологии. Наиболее важные научные результаты этого периода в области физики моря принадлежат Н. Н. Зубову. Его статья «Гидрологические работы Морского научного института в юго-западной части Баренцева моря летом 1928 г. на э/с «Персей», в которой рассмотрен ряд теоретических вопросов (применение динамического метода в расчетах течений, конвекция в море, образование промежуточных слоев), признана первой крупной отечественной работой по физической океанологии [162].

В 1929 г. Плавморнин был реорганизован в Государственный океанографический институт с базированием в г. Александровске (ныне г. Полярный), Мурманская биологическая станция стала его филиалом. Экспедиционный флот института пополнился судном «Николай Книпович», построенным в 1928 г. в Норвегии. Морские экспедиции стали круглогодичными (ранее Плавморнин базировался на замерзающий Архангельский порт). На этот период приходятся два выдающихся рейса «Николая Книповича» в высокие широты — плавание в районе к северо-востоку от Шпицбергена в 1930 г. и первый в истории мореплавания обход арх. Земля Франца-Иосифа с севера в 1932 г. Океанологические исследования 1932—1933 гг. проводились по программе Второго международного полярного года, который сопровождался значительным расширением сети полярных станций и началом транспортного освоения Северного морского пути.

В последующие годы прошло еще несколько реорганизаций научных учреждений, и были образованы институты, до настоящего времени активно участвующие в океанологических исследованиях Баренцева моря — Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО) в 1934 г. и Мурманский морской биологический институт (ММБИ) в 1935 г. В проведение морских экспедиционных работ включилось также Мурманское управление гидрометслужбы (ныне — Мурманское территориальное управление по гидрометеорологии), образованное в 1938 г. Изучение Баренцева моря в 30-е годы проводилось по многим направлениям — строились крупномасштабные батиметрические карты и карты течений, продолжался сбор гидрологических и гидрохимических данных, обследовались северная часть моря и прилегающие к ней районы Северного Ледовитого океана (высокоширотная экспедиция 1935 г. на ледокольном пароходе «Садко»).

Развитие океанологических исследований приостановилось в годы Великой Отечественной войны. Экспедиционные работы в 1941—1944 гг. резко сократились. ПИНРО был эвакуирован в Архангельск, многие специалисты призваны в армию. 10 июля 1941 г. у побережья п-ова Рыбачий при налете вражеских самолетов погиб «Персей», выполнивший к этому времени 90 научно-исследовательских рейсов.

Помимо прямого ущерба, нанесенного войной, на развитии исследований сказались и ее косвенные отрицательные последствия. Нарушилось международное сотрудничество в области океанологии, была прекращена или ограничена публикация материалов наблюдений и результатов исследований по многим элементам гидрометеорологического режима. Такое положение сохранилось и в послевоенные годы, когда обмен океанологической информацией резко сократился из-за возросшей международной напряженности.

Характеризуя послевоенный этап исследований Баренцева моря, нет необходимости детально останавливаться на организационных изменениях и отдельных морских экспедициях, так как их значение было уже не столь велико. Постепенно расширялся круг учреждений, участвующих в экспедиционных и научно-исследовательских работах (в 1972 г. в их число вошел Мурманский филиал Арктического и антарктического научно-исследовательского института — МФ ААНИИ), пополнялся и обновлялся экспедиционный флот. Океанографические съемки моря приобрели плановый характер, появились новые виды наблюдений — авиационные, спутниковые. Океанологические исследования стали основываться не столько на анализе резуль-

татов отдельных экспедиций, сколько на обобщении данных многолетних наблюдений.

В послевоенный период научная школа, сформировавшаяся во времена Плавморнина и экспедиций «Персея» и «Николая Книповича», уже не была связана с Баренцевым морем. Ведущее положение баренцевоморских исследований в значительной степени утратилось. Это объясняется рядом объективных причин: повысилась роль теоретических исследований, проводимых ведущими институтами АН СССР, АН УССР и Госкомгидромета; расширились районы деятельности экспедиционного флота, к настоящему времени охватившие практически весь Мировой океан: был централизован сбор океанографических данных по всем морским акваториям. Региональные океанологические исследования в это время носили прикладной характер и преимущественно проводились с целью разработки новых методов морских гидрологических, промысловых и ледовых прогнозов, а также для составления различного рода справочных пособий по гидрометеорологическому режиму. В 50-е и 60-е годы были получены новые данные о гидрологических условиях и водных массах (М. М. Адров, Б. П. Кудло и др.), течениях (А. И. Танцюра, Ю. В. Суставов), ледовых условиях (А. А. Лебедев, Е. А. Собченко, Н. С. Уралов), ветровом волнении (В. Т. Жевноватый). Этому способствовало внедрение новых методов наблюдений. С начала 60-х годов в большом объеме проводились инструментальные наблюдения за волнением и измерения течений при помощи БПВ. В 1969 г. начаты регулярные авиационные ледотермические съемки Баренцева моря, в том же году впервые проведены экспериментальные исследования ледяного покрова с использованием радиолокационной системы «Торос».

На основе систематизированных данных наблюдений был подготовлен ряд научно-справочных пособий по гидрометеорологическому режиму Баренцева моря, которые широко используются в исследовательской работе и в практике гидрометобеспечения народного хозяйства. Среди них следует отметить комплексные атласы и справочники [21, 65—67, 181], пособия по температуре воды [126], ветровому волнению [302] и другим океанологическим характеристикам. Аналогичные сведения, но с меньшей детализацией, представлены на картах «Атласа океанов» [19] и «Атласа Арктики» [17]. Очерки гидрометеорологического режима Баренцева моря, не претендующие на полноту, но достаточные для общего представления о нем, включены в монографии [111, 129, 324, 349].

Результаты исследований этого периода относятся уже к современному состоянию изученности гидрологического режима и достаточно полно отражены в соответствующих разделах данной монографии. Достигнутый уровень знаний позволяет успешно решать многие научно-прикладные задачи. Вместе с тем следует признать, что на современном этапе региональная океанография Баренцева моря в определенной мере стала развиваться по экстенсивному пути. Расширение круга организаций и специалистов, участвующих в океанологических исследованиях, привело к ведомственной разобщенности, недостаточно координировались планы морских экспедиций и схемы океанографических съемок, новые средства наблюдений использовались малоэффективно. Возникло отставание в области численного моделирования циркуляции вод и термики моря, вероятностного описания гидрологического режима, а также по другим направлениям теоретической океанологии.

В последние годы были приняты меры по улучшению координации и повышению эффективности океанологических исследований. Важным шагом в этом направлении была разработка межведомственного проекта «Баренц» (см. Введение). В этом документе дана подробная характеристика экспедиционных средств, системы наблюдений и состояния изученности элементов гидрологического режима. В 1984—1985 гг. группой сотрудников МФ ААНИИ выполнена методическая работа по оптимизации системы наблюдений в Баренцевом море. Приведем ее содержание и результаты в кратком изложении.

В настоящее время научные и экспедиционные работы на Баренцевом море проводят уже упоминавшиеся выше Мурманский филиал ААНИИ, ММБИ АН СССР, ПИНРО, а также Мурманское и Северное территориальное управления по гидрометеорологии, управление «Севрыбпромразведка», ряд организаций Министерства обороны и Мингазпрома. Наиболее современными и специализированными судами располагает Мурманское управление: уникальным научно-исследовательским ледоколом «Отто Шмидт» (водоизмещение 3650 т, построен в 1979 г.), НИС «Профессор Молчанов» (2140 т, 1983 г.), НИСП «Всеволод Березкин» (1130 т, 1975 г.), НИС «Виктор Буйницкий» (930 т, 1986 г.). К научно-исследовательским судам специальной постройки относится также НИС «Дальние Зеленцы» (1200 т), принадлежащее ММБИ, и ряд других. ПИНРО и «Севрыбпромразведка» используют для научно-исследовательских и научно-поисковых работ рыбопромысловые суда различных типов. В последние годы на шельфе Баренцева моря начали работу буровые суда, плавучие и самоподъемные буровые установки, располагающие большими возможностями для производства как стандартных, так и качественно новых видов наблюдений. Однако эти возможности пока мало используются из-за отсутствия службы поверки приборов, трудностей обработки и усвоения большого объема информации (например, о волнах, течениях), недостаточной заинтересованности производственных организаций в развитии многоцелевой системы наблюдений.

Основными формами сбора океанографической информации в море являются выполнение стандартных гидрологических разрезов и многосуточных станций, а также наблюдения на специализированных полигонах — ледовых, фронтальных, «опорных» (привязанных к районам нефтегазоносных структур) и др. Существующая сетка стандартных разрезов установлена в 1954 г. (рис. 1.1), в 1960 г. разрезы III, VI, VIII, XIX были определены как «вековые» с периодичностью наблюдений 4 раза в год, а на разрезе VI — ежемесячно. Впоследствии эта группа была дополнена разрезом м. Святой Нос — м. Канин Нос. В 1981 г. введена оптимизированная сеть станций наблюдения и контроля за состоянием загрязнения морских вод (ОГСНК), включающая 32 станции вековых и стандартных разрезов, расположенные сравнитель-

но равномерно по акватории моря (рис. 1.1). Указанные разрезы и станции обязательны для Госкомгидромета, организации Минрыбхоза проводят также наблюдения по специальным сеткам и на эпизодических станциях в районах лова рыбы.

В результате многолетнего проведения океанографических съемок накоплен большой объем гидрологических данных по станциям стандартных и особенно вековых разрезов. Так, разрез VI повторен, начиная с 1900 г., почти 1000 раз, разрезы III и VIII — около 500. С другой стороны, северные и северо-восточные разрезы за весь период наблюдений выполнялись всего 10—20 раз, преимущественно в безледный период. Значительная часть акватории моря остается вне сетки разрезов.

С целью оптимизации системы океанографических наблюдений на Баренцевом море специалистами МФ ААНИИ разработана новая схема генеральной сети (рис. 1.2), предусматривающая, при сохранении вековых и стандартных разрезов, выполнение ряда дополнительных станций в малоизученных районах моря, а также постановку многосуточных станций для мониторинга изменчивости гидрологических полей в двенадцати постоянных точках. Схема предусматривает также выполнение наблюдений на пяти мезомасштабных полигонах, при выборе которых учитывались изменчивость гидрологических характеристик, интенсивность процессов обмена океан—атмосфера,

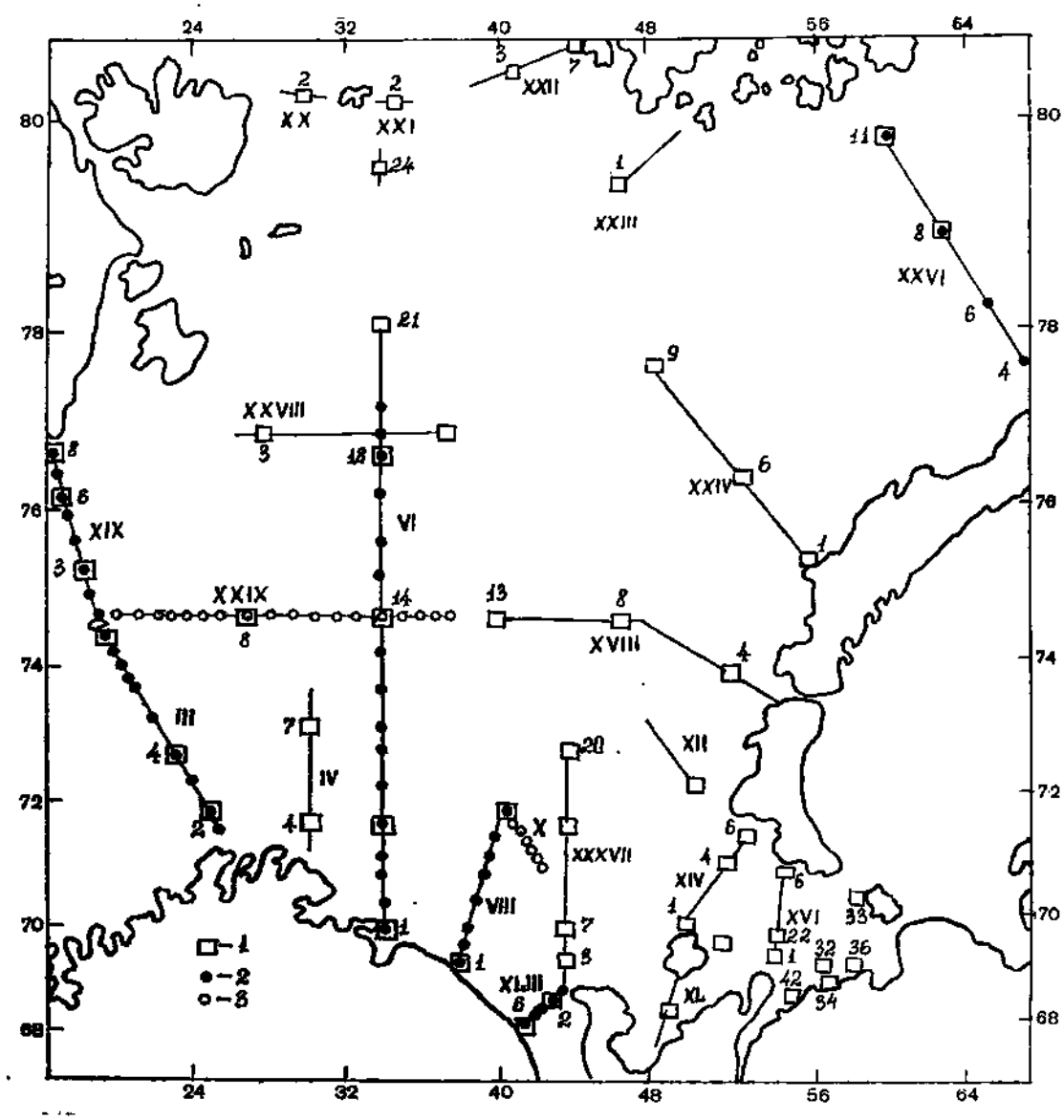


Рис. 1.1. Схема сети ОГСНК и стандартных разрезов Баренцева моря.
1 — станции ОГСНК; *2* — вековых разрезов, *3* — стандартных разрезов.

годовой ход положения кромки льда. При этом были также приняты во внимание запросы организаций, ведущих поиск нефти и газа на юго-востоке Баренцева моря.

Предложенная оптимизированная сеть предусматривает продолжение уникальных по длительности рядов наблюдений на основных разрезах, позволяет восстанавливать гидрофизические поля в море с необходимой точностью и регулярно получать данные о разномасштабной изменчивости океанологических характеристик. Она признана всеми организациями, проводящими экспедиционные работы на Баренцевом море, и была использована при планировании межведомственных экспедиций «Барэкс-84» и «Барэкс-86».

По мере накопления материалов наблюдений возрастает значение стандартизации их сбора и обработки, а также упорядочения хранения и перехода на безбумажную технологию. В 70-е годы начал формироваться банк гидрологических данных на машинных носителях по морям СССР, в том числе Баренцеву, во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации — Мировом центре данных (Обнинск). Позже было принято решение о создании регионального банка данных в Мурманске, так как при централизованном хранении информации нельзя обеспечить оперативное удовлетворение многочисленных запросов народнохозяйственных организаций и научных учреждений. В настоящее время (1987) эта работа проводится в Мурманском территориальном управлении по гидрометеорологии, а для юго-восточной части моря — в Северном территориальном управлении (Архангельск).

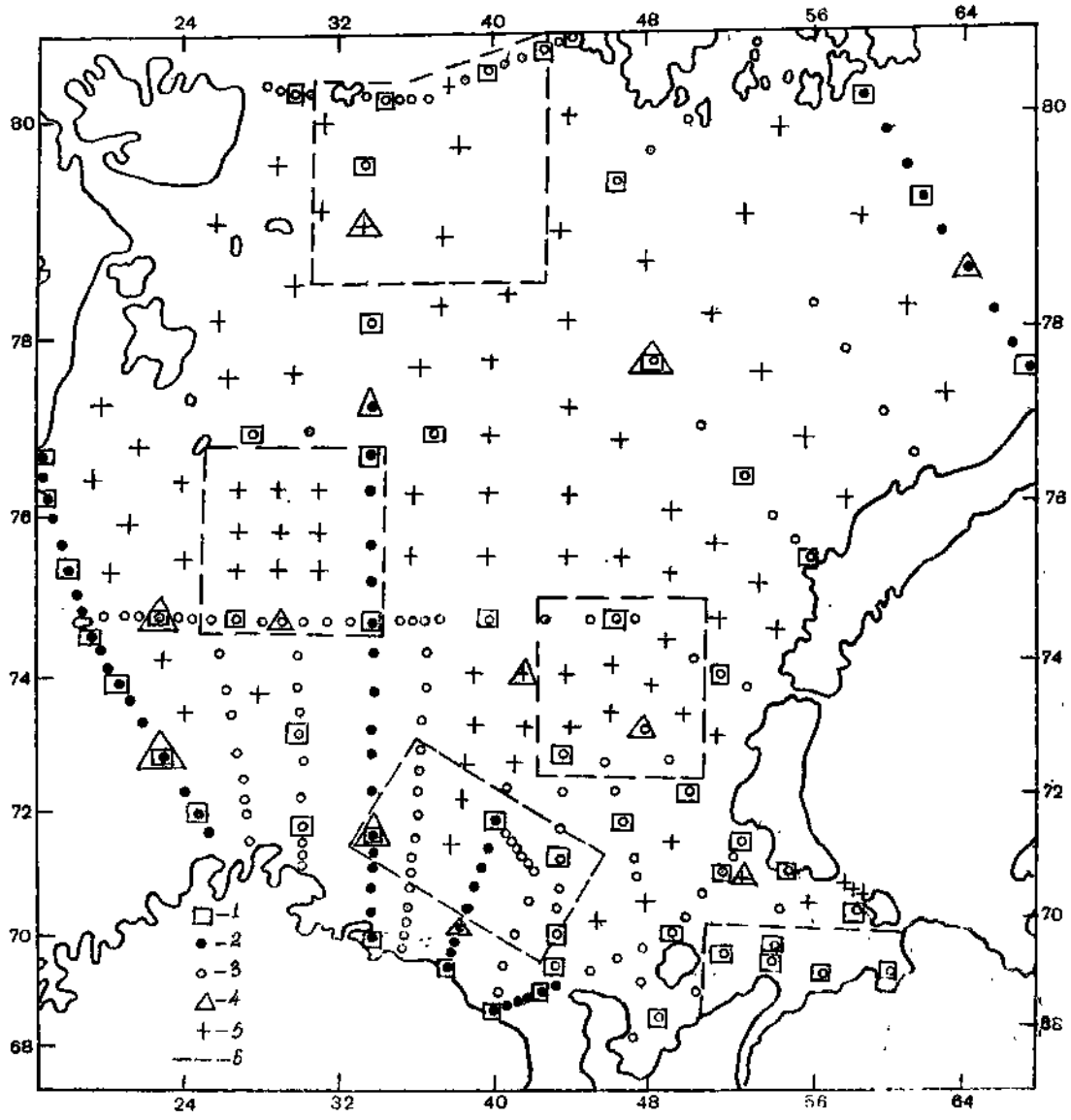


Рис. 1.2. Схема генеральной сети наблюдений (проект «Баренц»).

1 — станции ОГСНК; *2* — вековых разрезов; *3* — стандартных разрезов; *4* — реперные; *5* — дополнительные; *6* — примерные границы полигонов

Задача сбора и автоматизированной обработки данных удовлетворительно решена только для температуры воды, солености, плотности и гидрохимических характеристик. Точность описания режима этих элементов в основном зависит от плотности и дискретности наблюдений. На сходной методической основе проводятся сбор и обработка данных попутных судовых метеорологических наблюдений, включающих сведения о температуре поверхностного слоя моря и элементах волн (по визуальным определениям). Наблюдения береговых гидрометеорологических станций используются главным образом для изучения уровенного режима прибрежной зоны. Авиасъемки температуры поверхности моря и ледяного покрова проводятся в оперативных целях, но по мере накопления данных также могут послужить основой для получения режимных характеристик [206].

Измерения течений, волнения, уровней открытого моря, характеристик ледяного покрова проводятся в небольшом объеме, недостаточном для прямых режимных обобщений. Для описания режима этих элементов широко применяются расчетные методы, от самых простых, основанных на

ветровых или барических коэффициентах, до численного моделирования процессов в море, атмосфере и ледяном покрове. Важнейшим источником исходных данных для таких расчетов является архив синоптических карт, позволяющий восстанавливать с удовлетворительным приближением поля ветра, температуры воздуха и других метеорологических элементов над морем за любой выбранный период времени в пределах нескольких последних десятилетий (в Мурманском территориальном управлении по гидрометеорологии синоптический архив начинается с 1947 г.).

Конечной целью исследований гидрометеорологического режима любого морского бассейна является наиболее полное вероятное описание процессов в море и атмосфере над ним. Сложившаяся система наблюдений во многих отношениях еще не удовлетворяет этому требованию. Не отрицая необходимости пополнения экспедиционного флота, расширения сети гидрометеорологических станций, внедрения новых приборов и методов измерений, следует иметь в виду, что развитие системы наблюдений не должно быть экстенсивным. Эффективность экспедиционных работ должна оцениваться не столько по количеству выполненных океанографических станций, сколько по точности восстановления гидрологических полей и последующего расчета режимных характеристик. Между тем нередки случаи, когда сбор и обработка данных наблюдений превращаются в самоцель, проводится вероятностный анализ многочисленных рядов или полей гидрометеорологических элементов, заканчивающийся тривиальными выводами. Многие недостатки региональных океанологических исследований вытекают из того, что авторы не планируют эксперименты, задавшись определенными гипотезами, а пытаются сделать максимально возможные обобщения и выводы на основе доступных им натурных данных.

Система наблюдений, предназначенная для научно-исследовательских целей, должна сочетать гибкость с преемственностью по отношению к существующим массивам данных. Внедрение новых методов наблюдений необходимо соотносить с возможностями усвоения получаемой информации в банках данных (так, например, при непрерывной регистрации ветрового волнения на стационарных платформах становится бессмысленным накопление архивных данных по форме таблиц стандартной обработки волнограмм). Большое значение имеет экономическое обоснование многоцелевой системы наблюдений, которая создается усилиями организаций разных ведомств, заинтересованных в конкретных прикладных выходах, и в то же время должна обеспечить фундаментальность исследований гидрометеорологического режима моря.

2. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС И ТЕПЛООБОРОТ

2.1. Методика расчетов

Исследование процессов энергообмена на границе раздела вода—воздух является одной из основных задач в рамках проблемы изучения взаимодействия океана (моря) с атмосферой. Проводимые в настоящее время экспедиционные работы в энергоактивных зонах океана направлены на исследование и детальное описание влияния океана на термодинамическое состояние атмосферы [296]. Это связано с тем, что формирование погодных условий на больших территориях в значительной степени определяется процессами тепломассопереноса на границе раздела двух сред — океана и атмосферы.

Особенности изменчивости энергообмена за сравнительно большие отрезки времени (месяц, сезон, год) можно подробно описать лишь с привлечением материалов наблюдений в постоянных точках моря (например, наблюдения на судах погоды в северных частях Атлантического и Тихого океанов) [16]. Для анализа процессов энергообмена и исследований пространственно-временной изменчивости характеристик теплового взаимодействия Баренцева моря с атмосферой в качестве исходной гидрометеорологической информации использованы в основном средние многолетние климатические данные.

Расчеты характеристик энергообмена Баренцева моря выполнялись О. Б. Мерцаловой [246], В. Т. Тимофеевым [362, 363], Е. И. Серяковым [327—332], М. И. Будыко [22, 41], М. К. Гавриловой [62], М. С. Маршуновой и Н. Т. Черниговским [17, 19, 239, 240, 396], Л. А. Строкиной [17, 19], Г. В. Гирдюком [17, 68, 70, 391], В. П. Хролом [17, 19, 389, 391], Г. Г. Зыковой [391] и рядом других авторов. Однако в большинстве из указанных работ (кроме выполненных в конце 70-х годов и в 80-е годы) используется устаревшая к настоящему времени методика расчета радиационных и турбулентных потоков. Кроме того, во всех указанных работах результаты определения составляющих радиационного и теплового балансов представлены в системе единиц СГС, в настоящее время отмененной.

В данной работе для расчета составляющих радиационного и теплового балансов поверхности моря используется методика, разработанная в Главной геофизической обсерватории и Мурманском филиале ААНИИ [15, 72, 258]. Б. А. Бирман и Т. Г. Позднякова [28] на основании результатов сравнения различных методик расчета составляющих теплового баланса поверхности океана и сопоставления их с натурными наблюдениями считают, что при расчетах потоков радиации, тепла и влаги следует отдавать предпочтение методике ГГО — МФ ААНИИ. Методика позволяет получать составляющие радиационного и теплового балансов по осредненным за месяц гидрометеорологическим элементам с учетом их флюктуаций в течение месяца. Использование средних месячных значений гидрометеорологических элементов без учета их внутримесячной изменчивости может приводить к ошибкам в составляющих теплового баланса до 10—15 % [171, 207] в основном при малых абсолютных потоках радиации, тепла и влаги.

Как известно, тепловой баланс поверхности моря (результирующий поток тепла) B представляет собой алгебраическую сумму радиационного

баланса R, турбулентного потока тепла $H_т$ и затрат тепла на испарение LE:

$$B = R + H_т + LE. \quad (2.1)$$

В свою очередь, радиационный баланс определяется как разность между поглощенной солнечной радиацией $B_к$ и эффективным излучением поверхности моря $E_{эф}$:

$$R = B_к - E_{эф}; \quad (2.2)$$

$$B_к = Q(1 - \alpha_w) = Q_0 f(n)(1 - \alpha_w); \quad (2.3)$$

$$E_{эф} = \delta(E_в - E_а), \quad (2.4)$$

где Q — суммарная солнечная радиация при реальных условиях облачности; Q_0 — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе (возможная радиация); $f(n)$ — функция, учитывающая влияние облаков на суммарную радиацию; α_w — альбедо водной поверхности; δ — интегральная излучательная способность водной поверхности; $E_в$ — излучение абсолютно черного тела при температуре поверхностного слоя моря $T_w(\text{K}) = 273 + T_w(°\text{C})$; $E_а$ — тепловое излучение атмосферы.

Эффективное излучение поверхности моря аналитически может быть представлено в виде

$$E_{эф} = \delta\sigma T_w^4 - \beta_n \delta E_{а,0}(1 + K_н^2 n_н^2) \times$$
$$\times [1 + K_{с+в}(n_о^2 - n_н^2)], \quad (2.5)$$

где $E_{а,0}$ — излучение атмосферы при безоблачном небе; $n_о$, $n_н$ — общее количество облаков и количество облаков нижнего яруса; $K_н$ и $K_{с+в}$ — коэффициенты, учитывающие влияние нижнего и суммарно среднего и верхнего ярусов; β_n — коэффициент, учитывающий дисперсию балла общего количества облаков.

При отсутствии сведений о количестве облаков по ярусам используется зависимость

$$E_{эф} = \delta\sigma T_w^4 - \beta\delta E_{а,0}(1 + K_о n_о^2). \quad (2.6)$$

Формулы для расчета характеристик турбулентного теплообмена и затраты тепла на испарение в общем виде можно записать следующим образом:

$$H_т = \rho_а c_p c_\theta (T_w - T_а) v; \quad (2.7)$$

$$LE = \rho_а \frac{0{,}622}{P_а} c_E (e_w - e_а) v, \quad (2.8)$$

где $\rho_а$ — плотность воздуха; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; c_θ и c_E — коэффициенты теплообмена и влагообмена; $T_а$ и $e_а$ — температура и влажность воздуха; v — скорость ветра; e_w — насыщающая влажность воздуха при температуре поверхности моря T_w и солености S.

В ряде работ советских и зарубежных авторов [22, 41, 173, 195, 250, 327—331 и др.] коэффициент тепло- и влагообмена при расчетах потоков тепла и влаги принимается постоянным и полученным из условия равенства нулю среднего годового за многолетний период значения теплового баланса для всего Мирового океана в целом. В работах [15, 258] используется коэффициент тепло- и влагообмена, зависящий от скорости ветра и параметра стратификации приводного слоя атмосферы, при этом учитывается также влияние повторяемости больших скоростей ветра на потоки $H_т$ и LE, что особенно важно для осенне-зимнего периода, когда количество штормов значительно возрастает.

Адвекция тепла (холода) течениями $A_т$ определяется как остаточный член уравнения теплового баланса моря

$$A_т = \Delta Q_т - B, \quad (2.9)$$

где $\Delta Q_т$ — изменение энтальпии в слое воды за определенный промежуток времени.

Расчетная формула для $\Delta Q_т$ имеет вид

$$\Delta Q_т = c_w \rho_w H \Delta T_w, \quad (2.10)$$

где c_w — удельная теплоемкость морской воды; ρ_w — плотность воды; H — толщина слоя воды и ΔT_w — изменение температуры в этом слое.

Энтальпия $Q_т$ в слое 0—H рассчитывается по формуле

$$Q_т = c_w \rho_w H \bar{T}_w. \quad (2.11)$$

Энтальпия слоя 0—H по формуле (2.11) рассчитывается относительно 0 °С.

Теплооборот Q_A представляет собой разность между максимальным и минимальным значениями энтальпии за год и определяет годовую амплитуду изменения температуры воды, а также ее экстремальные значения.

Расчеты средних суточных (за месяц, сезон и год) составляющих теплового баланса, адвекции тепла течениями, изменения энтальпии и теплоотдачи приведены в Мдж/м².

Исходной информацией для расчета характеристик энергообмена послужили средние месячные за многолетний период значения температур поверхностного слоя моря T_w и воздуха $T_а$, парциального давления водяного пара $e_п$, скорости ветра v и общего количества облаков n_0 [19]. Сведения о парциальном давлении водяного пара приведены в работе [19] только для февраля, мая, августа и ноября. Для определения влажности воздуха в остальные месяцы использовалась эмпирическая зависимость между температурой и влажностью воздуха [73]. Кроме данных Атласа [19] для расчета характеристик энергообмена привлекались и неопубликованные материалы по термическому режиму Баренцева моря, хранящиеся в фондах Мурманского филиала ААНИИ и Мурманскгидромета.

Точность расчета составляющих теплового баланса поверхности моря в первую очередь зависит от точности определения средних многолетних значений гидрометеорологических элементов. Сравнение данных, полученных на основании различных атласов и справочных пособий, показывает, что расхождение в данных по температуре поверхностного слоя моря и воздуха в среднем составляет 0,8—1,0 °С, по облачности — 0,2 балла и по скорости ветра — 0,5 м/с. При этом различия по температурам воды и воздуха несколько увеличиваются в зоне гидрологических фронтов и в районе кромки льда. По данным ряда авторов [32, 41, 123] относительная погрешность расчета результирующего потока тепла B, а также изменения энтальпии $\Delta Q_т$ в среднем составляют ±10—15 %, погрешность в определении адвекции тепла течениями $A_т$ как остаточного члена уравнения теплового баланса может достигать 30—40 %.

2.2. Общая характеристика радиационного и теплового балансов

Расчет составляющих радиационного и теплового балансов выполнен для свободной ото льда [321] поверхности моря в точках равномерной сетки с последующим осреднением полученных результатов (табл. 2.1 и 2.2). Определены также средние квадратические отклонения $\sigma_п$, характеризующие пространственную изменчивость потоков радиации, тепла и влаги. По методике С. П. Малевского-Малевича [223, 224] выполнен расчет средних квадратических отклонений $\sigma_в$, характеризующих межгодовую (временну́ю) изменчивость средних месячных значений составляющих радиационного и теплового балансов (табл. 2.2, рис. 2.1—2.6).

Акватория Баренцева моря расположена за Полярным кругом, поэтому здесь наблюдаются относительно низкие высоты Солнца и явления полярного дня и полярной ночи, что вызывает большие внутригодовые колебания суммарной солнечной радиации. Полуденная высота Солнца составляет менее 0° в декабре на всей акватории моря и увеличивается в июне до 33° на 80° с. ш. и до 45° на 68° с. ш. Продолжительность полярной ночи изменяется от 30 сут на южной границе моря до 120 сут на северной границе, продолжительность полярного дня — соответственно от 50 до 140 сут. Большая облачность (в основном 8—9 баллов нижнего яруса), характерная для акватории Баренцева моря в течение года, значительно уменьшает поступление суммарной радиации. Так, в целом за год поступает только 60 %

Таблица 2.1

Средние значения гидрометеорологических элементов для южной части Баренцева моря

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII	Год
T_w °C	1,8	1,6	1,6	1,8	2,2	3,8	4,9	6,2	5,0	3,3	2,9	2,0	1,7	2,6	5,4	2,7	3,1
T_a °C	—5,1	—6,3	—5,8	—2,9	0,6	3,6	5,3	6,0	3,7	0,1	—2,2	—5,2	—5,7	0,4	5,0	—2,4	—0,7
ΔT °C	6,9	7,9	7,4	4,7	1,6	0,2	—0,4	0,2	1,3	3,2	5,1	7,2	7,4	2,2	0,4	5,3	3,8
e_w, гПа	6,8	6,7	6,7	6,8	7,0	7,9	8,5	9,2	8,6	7,6	7,4	6,9	6,7	7,2	8,8	7,3	7,5
e_a, гПа	3,6	3,4	3,4	4,2	5,2	6,4	7,3	7,6	6,4	5,0	4,4	3,6	3,4	5,2	7,1	4,3	5,0
Δe, гПа	3,2	3,3	3,3	2,6	1,8	1,5	1,2	1,6	2,2	2,6	3,0	3,3	3,3	2,0	1,7	3,0	2,5
n_0, балл	8,3	8,3	7,9	8,0	8,3	8,4	8,5	8,7	8,8	8,9	8,7	8,4	8,2	8,2	8,7	8,7	8,4
v, м/с	8,9	8,7	8,0	7,1	6,3	6,0	5,3	5,9	6,7	7,6	8,1	8,4	8,5	6,5	6,0	8,0	7,2

Таблица 2.2

Средние суточные значения составляющих теплового баланса поверхности южной (незамерзающей) части Баренцева моря, МДж/м²

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII	Год
Q	0,0	0,7	4,0	9,7	14,8	17,8	15,9	10,2	4,6	1,2	0,0	0,0	1,6	14,1	10,2	0,5	6,6
$\sigma_п$	0,0	0,4	0,8	0,7	0,5	0,7	1,1	1,0	0,9	0,6	0,0	0,0	0,4	0,6	0,9	0,2	0,5
$\sigma_в$	0,0	0,1	0,4	0,9	1,3	1,5	1,4	0,8	0,4	0,1	0,0	0,0	0,1	0,8	0,5	0,0	0,2
$B_к$	0,0	0,6	3,4	8,4	13,3	16,0	14,2	9,0	3,9	1,0	0,0	0,0	1,3	12,6	9,0	0,3	5,8
$\sigma_п$	0,0	0,3	0,7	0,7	0,5	0,7	1,0	0,9	0,8	0,5	0,0	0,0	0,3	0,6	0,9	0,2	0,4
$\sigma_в$	0,0	0,1	0,3	0,8	1,2	1,4	1,3	0,7	0,3	0,1	0,0	0,0	0,1	0,7	0,5	0,0	0,2
E_a	21,7	21,2	21,1	22,5	24,3	25,7	26,6	27,0	25,1	21,6	23,4	21,7	21,3	24,2	25,6	23,2	23,8
$\sigma_п$	1,7	1,9	1,9	1,4	0,8	0,6	0,8	0,8	0,7	1,0	1,6	1,8	1,8	0,9	0,7	1,3	1,0
$\sigma_в$	0,9	1,0	1,0	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,9	0,6	0,5	0,4	0,5	0,3
$E_{эф}$	5,7	6,1	6,2	5,0	3,5	2,8	2,4	2,5	2,9	3,7	4,6	5,7	6,0	3,8	2,6	4,7	4,3
$\sigma_п$	1,2	1,3	1,3	1,1	0,6	0,4	0,6	0,6	0,5	0,6	1,1	1,3	1,3	0,6	0,5	0,9	0,6
$\sigma_в$	0,8	0,9	0,8	0,8	0,5	0,3	0,3	0,3	0,5	0,7	0,8	0,8	0,5	0,3	0,2	0,5	0,2
R	—5,7	—5,5	—2,8	3,4	9,8	13,2	11,8	6,5	1,0	—2,7	—4,6	—5,7	—4,7	8,8	6,4	—4,3	1,5
$\sigma_п$	1,2	1,4	1,4	1,3	0,9	0,8	0,9	0,7	0,6	0,6	1,1	1,3	1,3	0,6	0,5	0,9	0,6
$\sigma_в$	0,8	0,8	0,6	0,6	0,9	1,3	1,1	0,6	0,5	0,6	0,7	0,8	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3
$H_т$	10,8	11,9	10,0	5,3	1,5	0,2	—0,3	0,2	1,2	3,8	6,7	10,2	10,9	2,3	0,4	6,9	5,1
$\sigma_п$	2,8	3,0	4,0	3,2	1,6	0,9	0,8	0,8	0,7	1,2	2,7	3,4	3,0	1,8	0,7	2,2	1,5
$\sigma_в$	3,0	3,2	2,8	1,7	0,7	0,2	0,1	0,2	0,5	1,4	2,1	2,8	1,9	0,5	0,2	1,2	0,6
LE	7,6	7,6	6,7	4,4	2,4	1,8	1,2	1,8	3,2	4,7	5,9	7,2	7,3	2,9	2,1	5,9	4,5
$\sigma_п$	1,5	1,7	1,5	1,6	1,0	0,9	0,7	0,8	1,0	1,1	1,6	1,6	1,2	1,1	0,8	1,3	0,7
$\sigma_в$	2,8	2,9	2,5	1,6	0,7	0,2	0,1	0,3	0,7	1,4	2,1	2,7	1,7	0,4	0,3	1,3	0,5
B	—24,1	—25,0	—19,5	—5,3	5,9	11,2	10,9	4,5	—3,4	—11,2	—17,2	—23,1	—22,9	3,6	4,0	—17,1	—8,1
$\sigma_п$	4,8	4,8	6,8	6,1	3,6	2,5	1,9	1,8	1,8	2,4	5,1	5,9	5,0	3,8	1,5	4,1	2,6
$\sigma_в$	6,2	6,6	5,6	3,6	2,0	1,4	1,1	0,8	1,4	3,2	4,6	6,0	3,9	1,4	0,7	2,8	1,3

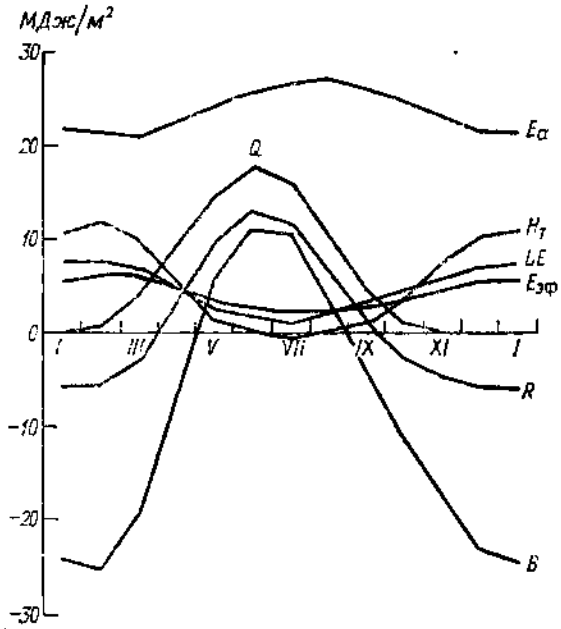


Рис. 2.1. Годовой ход суточных составляющих теплового баланса поверхности южной части Баренцева моря.

возможной радиации, с увеличением до 65—67 % в марте—апреле за счет некоторого уменьшения облачности в эти месяцы (см. табл. 1).

В годовом ходе суммарная (суточная) солнечная радиация при реальных условиях облачности изменяется от 0 в декабре и январе до 17,8 МДж/м² в июне (см. табл. 2.2 и рис. 2.1). Следует отметить, что пространственная изменчивость суммарной радиации, так же как и поглощенной, относительно невелика. Так, при среднем значении $Q=17{,}8$ МДж/м² для южной части Баренцева моря экстремальные значения суммарной радиации на акватории моря в июне составляют 16,3 и 19,2 МДж/м², среднее квадратическое отклонение $\sigma_п$ составляет 0,7 МДж/м². В другие месяцы (июль—сентябрь) пространственная изменчивость несколько выше — $\sigma_п$ достигает 0,9—1,1 МДж/м² при уменьшении значений суммарной радиации. Временная изменчивость больше пространственной ($\sigma_в > \sigma_п$) в весенне-летние месяцы, когда поступает более 70 % от годового количества радиации.

Поглощенная солнечная радиация по существу повторяет годовой ход суммарной радиации вслед-

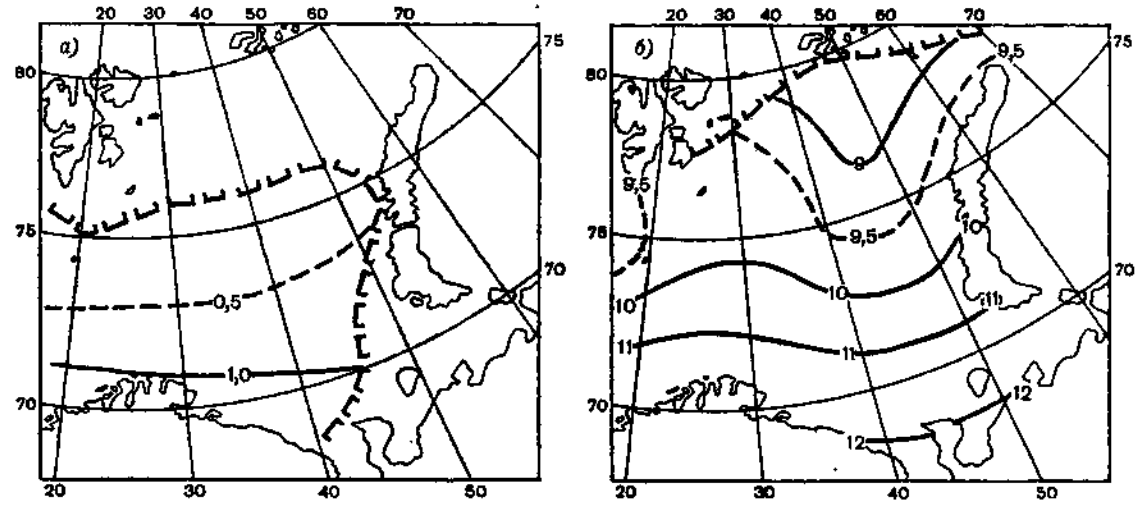


Рис. 2.2. Суточная суммарная солнечная радиация, МДж/м².

а — февраль; *б* — август; на рис. 2.2—2.6 изолинии ограничены средним месячным положением кромки льда

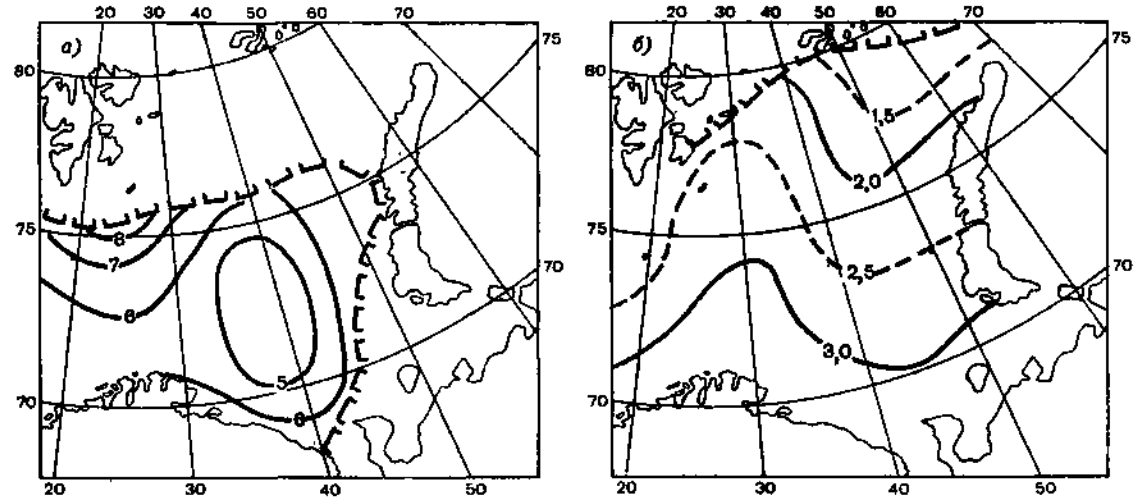


Рис. 2.3. Суточное эффективное излучение поверхности моря, МДж/м².

а — февраль, *б* — август.

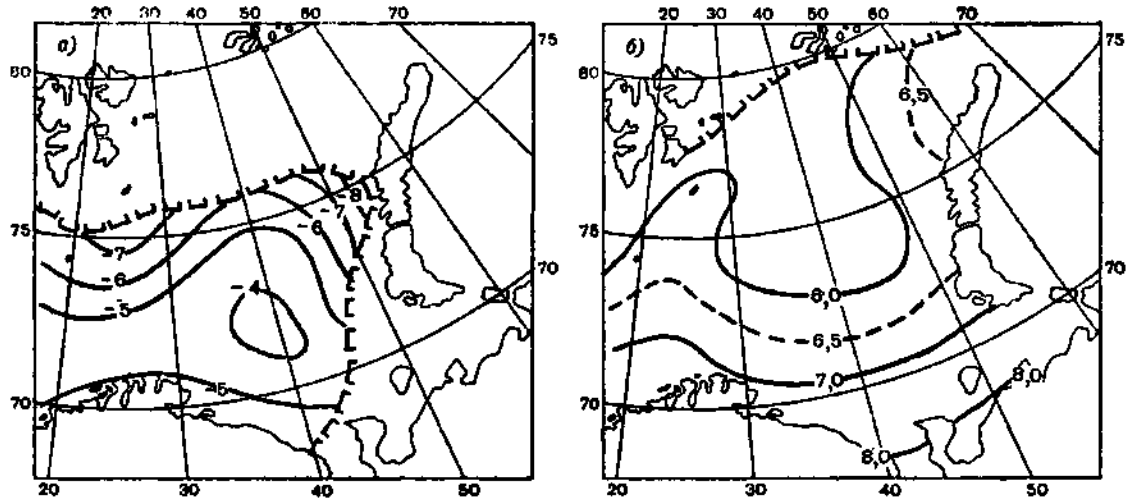


Рис. 2.4. Суточный радиационный баланс поверхности моря, МДж/м².

а — февраль, *б* — август.

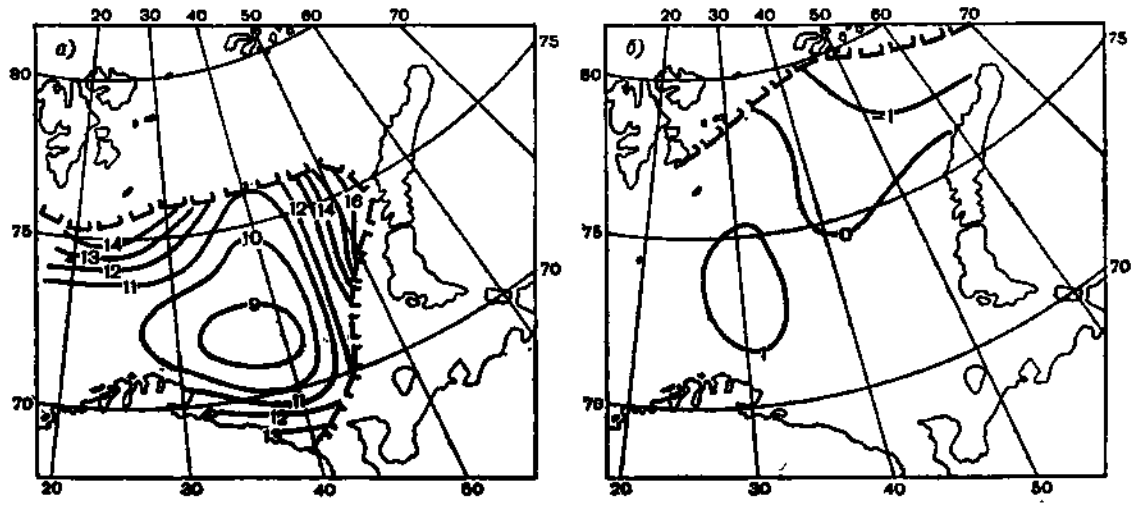


Рис. 2.5. Суточный турбулентный теплообмен, МДж/м².

а — февраль, *б* — август.

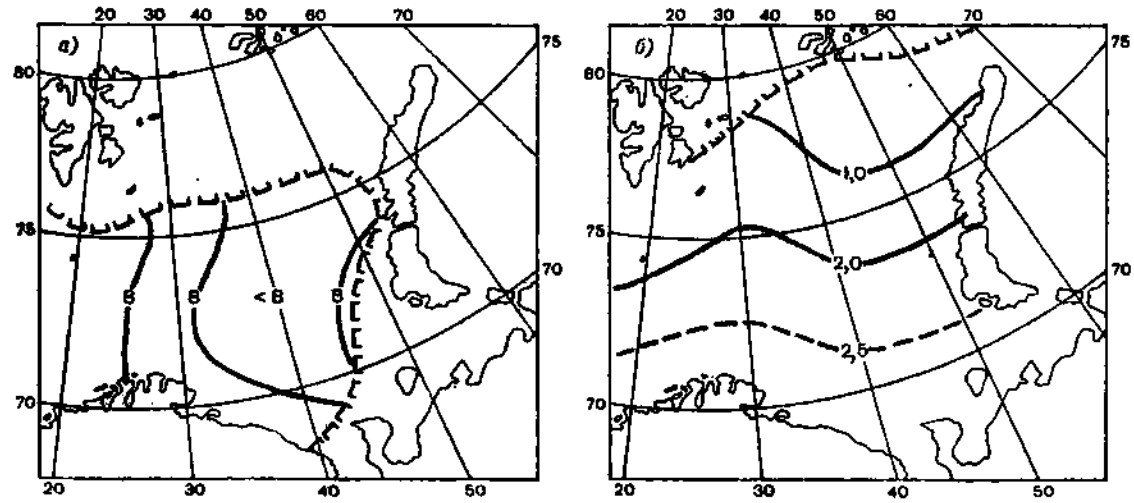


Рис. 2.6. Суточные затраты тепла на испарение, МДж/м².

а — февраль, *б* — август.

ствие относительно небольшой изменчивости среднего месячного значения альбедо водной поверхности в течение года. В целом за год водные массы Баренцева моря поглощают 88 % поступающей солнечной радиации. Соотношение между $\sigma_п$ и $\sigma_в$ для поглощенной радиации остается примерно таким же, как и для суммарной радиации.

Основными факторами, определяющими эффективное излучение, являются облачность и разность температур воды и воздуха. Облачность сохраняется значительной в течение всего года, тогда как разность температур воды и воздуха ΔT изменяется от 7—8 °С в декабре—марте до 0 °С в июне—августе (см. табл. 2.1). В результате эффективное излучение в течение года изменяется в 2—2,5 раза (5—6 МДж/м² в ноябре—апреле и 2—3 МДж/м² в июне—сентябре). Среднее квадратическое отклонение $\sigma_п$ составляет 0,4—1,3 МДж/м², увеличиваясь от лета к зиме. Временна́я изменчивость практически в течение всего года меньше пространственной ($\sigma_в < \sigma_п$). Тепловое излучение атмосферы E_a (одна из составных частей эффективного излучения) в течение года изменяется незначительно (21 МДж/м² в феврале—марте и 27 МДж/м² в июле—августе). Следует отметить важную роль теплового излучения атмосферы в радиационном теплообмене между атмосферой и поверхностью моря. В ноябре—январе тепловое излучение атмосферы является единственным источником тепла, поступающего на поверхность моря, в июне—июле (при максимальном поступлении солнечной энергии) тепловое излучение атмосферы в 1,5 раза превышает суммарную радиацию (см. табл. 2.2 и рис. 2.1).

Радиационный баланс поверхности моря в октябре—марте отрицательный, в апреле—сентябре — положительный с максимальным значением в июне, что обусловлено соответствующими изменениями потока солнечной радиации в течение года. При этом в теплую часть года значения радиационного баланса на 30—40 % меньше суммарной радиации. В период полярной ночи ($Q=0$) радиационный баланс определяется только эффективным излучением поверхности моря. В среднем для южной части Баренцева моря годовой радиационный баланс положителен и составляет 1,5 МДж/м². По Е. И. Серякову [327, 330], годовая величина $R=2{,}0$ МДж/м², т. е. на 30 % выше. Значения $\sigma_п$, характеризующие пространственную изменчивость радиационного баланса, составляют 1,2—1,4 МДж/м² зимой и 0,7—0,9 МДж/м² летом. Временна́я изменчивость радиационного баланса, так же как и эффективного излучения, за исключением июня—июля меньше пространственной ($\sigma_в < \sigma_п$).

Свободная ото льда поверхность Баренцева моря в течение года обеспечивает значительное поступление тепла в атмосферу не только за счет эффективного излучения $E_{эф}$, но и за счет турбулентного потока тепла $H_т$ и затраты тепла на испарение LE (потоки считаются положительными, если происходит отдача тепла поверхностью моря). Наибольшие значения $H_т$ и LE наблюдаются в декабре—феврале (соответственно 10—12 МДж/м² и 7—8 МДж/м²), уменьшаясь в июне—августе до $\pm 0{,}2$ и 1—2 МДж/м². В целом за год результирующий поток тепла B отрицателен (поток направлен от поверхности моря в атмосферу) и равен — 8,1 МДж/м². В период с мая по август результирующий поток тепла положителен за счет относительно большого поступления солнечной радиации и уменьшения эффективного излучения, турбулентного теплообмена и затрат тепла на испарение. Переход теплового баланса через 0 наблюдается в конце апреля — начале мая и в конце августа. На сезонные изменения знака результирующего потока тепла большое влияние оказывают окружающие Баренцево море суша и ледяной покров, охлаждающее влияние которых в зимнее время приводит к значительному увеличению разности температур воды и воздуха Δt. В летнее время различия радиационных характеристик водной поверхности, ледяного покрова и суши уменьшаются. Пространственная изменчивость потоков $H_т$, LE и B несколько выше пространственной изменчивости составляющих радиационного баланса. Что касается временной изменчивости $H_т$, LE и B, то она в целом меньше пространственной изменчивости этих потоков (см. табл. 2.2).

Рассмотрим соотношение годовых значений составляющих теплового баланса в его приходной и расходной частях по данным табл. 2.3. В приходной части уравнения теплового баланса ведущая роль принадлежит адвекции тепла течениями (которая в 1,4 раза превышает поглощенную солнечную радиацию), в расходной части — турбулентному теплообмену поверхности моря с атмосферой.

Таблица 2.3

Годовые значения составляющих теплового баланса поверхности для южной части Баренцева моря

Положительный баланс	Поступление тепла за год		Отрицательный баланс	Отдача тепла за год	
	МДж/м²	%		МДж/м²	%
Поглощенная радиация	5,8	42	Турбулентный теплообмен	5,1	37
Адвекция тепла течениями	8,1	58	Затраты тепла на испарение	4,5	32
			Эффективное излучение	4,3	31
Всего поступает за год	13,9	100	Всего отдается за год	13,9	100

Следует отметить, что примерно такой же вклад отдельных составляющих в поступление и отдачу тепла получен и Е. И. Серяковым [327, 330] (адвекция 56 %, поглощенная солнечная радиация 42 %, эффективное излучение 29 %). Полученные Е. И. Серяковым [327] годовые значения поглощенной радиации, радиационного баланса, а также затраты тепла на испарение превышают рассчитанные нами на 10—30 %, значения турбулентного теплообмена и адвекции тепла течениями — на 10 % ниже. Расхождение наших данных с результатами расчета составляющих теплового баланса, выполненными В. Т. Тимофеевым [362], О. И. Шереметевской и Н. П. Коноплевым [327], еще больше, чем с данными Е. И. Серякова. Годовое значение теплового баланса, полученное Б. П. Кудло [195] для прибрежного района Мурмана (район п. Дальние Зеленцы), в 2 раза ниже значения B, рассчитанного по методике ГГО —

МФ ААНИИ. Результаты расчета суммарных теплопотерь

$$B_к - B = E_{эф} + H_т + LE \qquad (2.12)$$

по формуле Г. Н. Милейко [250]

$$B_к - B = 2{,}01\,(T_w - T_a) + 4{,}2 \qquad (2.13)$$

на теплоту ледообразования и таяния льда. Расчет, выполненный по материалам работы Ю. А. Елшина [124], показал, что тепловой сток рек в Баренцево море незначителен и составляет менее 0,1 % общего поступления тепла за год. По оценке В. Т. Тимофеева (ссылка в работе [76]), тепло

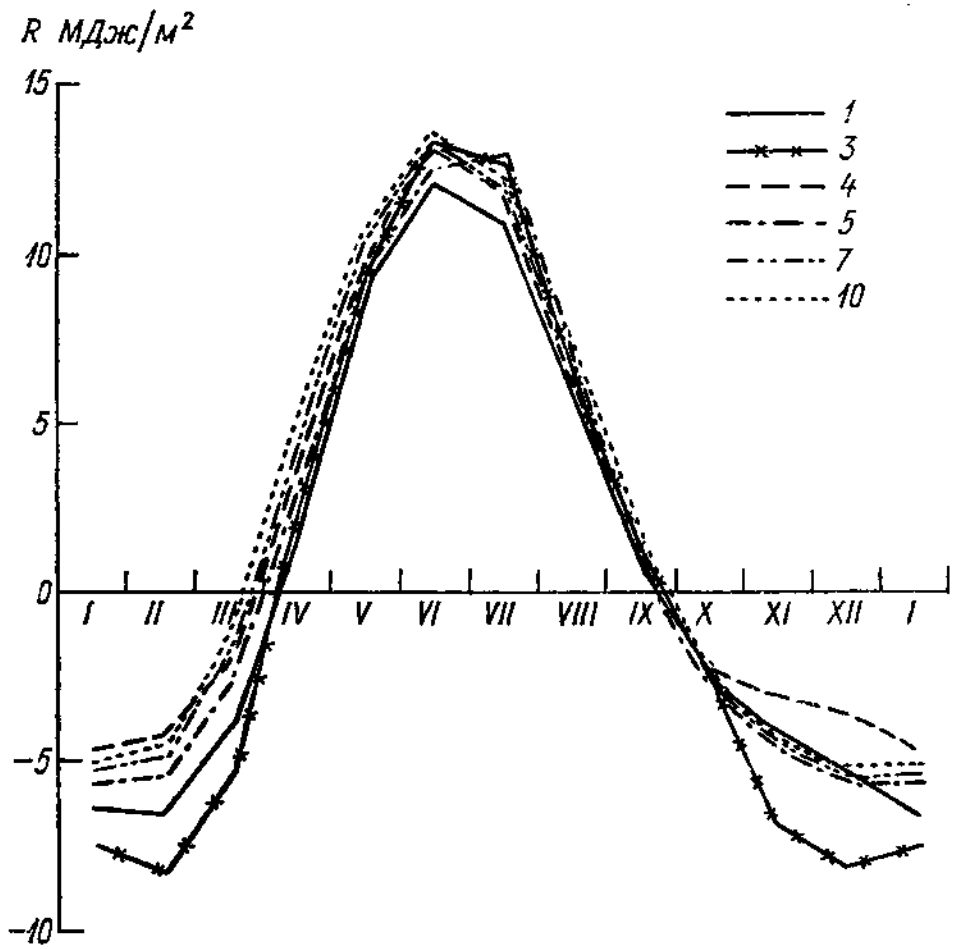


Рис. 2.7. Годовой ход суточной суммы радиационного баланса поверхности моря.
Цифрами обозначены номера точек, см. табл. 2.4.

занижены в среднем на 20—25 % в осенне-зимний период и на 5—10 % в весенне-летний период. Формула для расчета суммарных теплопотерь поверхностью моря, приведенная в работе [69], также занижает значения $B_к$—B в среднем на 10 %. Указанная формула с уточненными значениями коэффициентов имеет вид

$$B_к - B = (k_1 v - k_2)\,(T_w - T_a) + (k_3 v + k_4), \qquad (2.14)$$

где: k_2=0,81; значение коэффициента k_4 при облачности 0—2 балла составляет 6,68, при облачности 3—7 баллов — 5,30 и при облачности 8—10 баллов — 2,17.

Если результаты расчета по формулам (2.13) и (2.14) выражены в МДж/м², то коэффициенты k_1 и k_3 в зависимости от температуры поверхностного слоя моря T_w принимают следующие значения:

T_w °C	0	5	10	15
k_1	0,207	0,235	0,227	0,332
k_3	0,277	0,401	0,544	0,773

Из других составляющих теплового баланса следует указать на тепло речного стока, а также речного стока в целом для моря составляет также около 0,1 %, для прибрежной зоны тепло речного стока увеличивается до 1 % и в юго-восточной части моря — до 3 %. По данным Г. К. Зубакина [139], в среднем за год для всего Баренцева моря теплота ледообразования (поступление тепла) составляет 0,6 МДж/м², теплота таяния льда (отдача тепла) — 0,7 МДж/м². Разность между ними 0,1 МДж/м² представляет собой общий расход тепла за счет ледовых процессов в Баренцевом море и в тепловом балансе незамерзающей части моря может не учитываться.

2.3. Сезонная изменчивость теплового баланса и энтальпии

Не останавливаясь на анализе в целом известного географического распределения составляющих теплового баланса в феврале и августе (см. рис. 2.2—2.6), рассмотрим некоторые характеристики энергообмена и устойчивости в отдельных точках моря (рис. 2.7—2.9, табл. 2.5). Местоположение точек показано в табл. 2.4.

Как следует из рис. 2.7—2.8, наибольшие различия в значениях радиационного и теплового балансов отмечаются в холодный период года, что (от точки 1 к точке 10). Различия между зонами теплых и холодных течений относительно невелики, основная роль в формировании радиационного

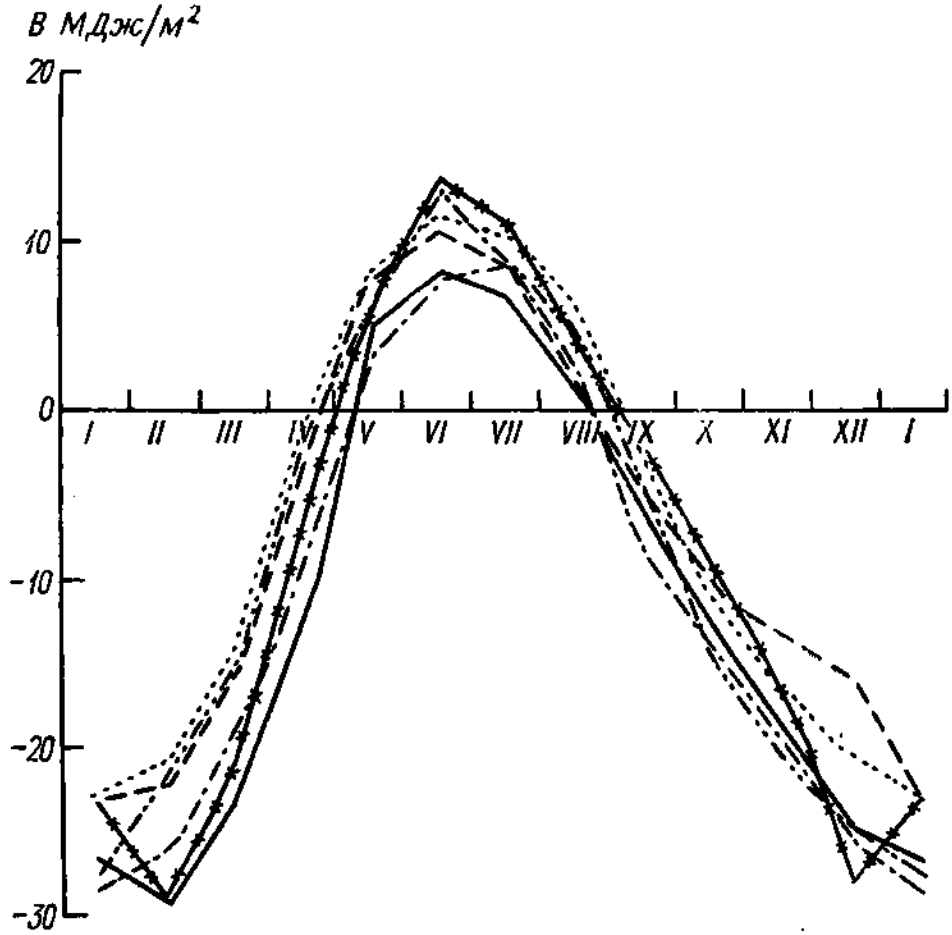


Рис. 2.8. Годовой ход суточной суммы теплового баланса поверхности моря.

Усл. обозначения см. рис. 2.7.

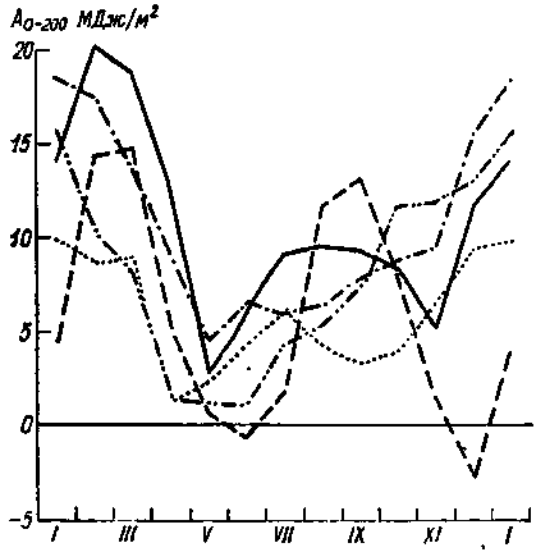


Рис. 2.9. Годовой ход суточной адвекции тепла течениями в слое 0—200 м.

Усл. обозначения см. рис. 2.7.

соответствует данным табл. 2.2 о пространственной изменчивости этих элементов. В целом абсолютные значения увеличиваются с севера на юг

Таблица 2.4

Координаты и районы расположенных точек для расчета составляющих теплового баланса

Точка	Координаты		Характеристика района
	с. ш.	в. д.	
1	74° 30′	29° 10′	Северная ветвь Нордкапского течения
2	74 00	33 30	Северная ветвь Нордкапского течения
3	74 00	50 00	Новоземельское теплое течение
4	73 00	40 00	Холодные воды Центральной впадины
5	72 30	23 15	Основная ветвь Нордкапского течения
6	72 30	48 45	Новоземельское теплое течение
7	71 30	33 30	Основная ветвь Мурманского течения
8	71 20	43 15	Новоземельское теплое течение
9	71 15	41 00	Основная ветвь Мурманского течения
10	70 25	38 45	Основная ветвь Мурманского течения
11	69 10	37 35	Прибрежная ветвь Мурманского течения
12	69 05	40 30	Зона смешения баренцевоморских и беломорских вод

Таблица 2.5

Составляющие теплового баланса в отдельных точках Баренцева моря

Элемент	Точка	I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII	Год
Q	1	1,2	13,6	10,2	0,3	6,3
	3	1,3	14,2	9,8	0,4	6,4
	4	1,3	13,7	10,1	0,4	6,4
	5	1,5	13,9	10,6	0,5	6,6
	7	1,7	14,3	10,9	0,6	6,9
	10	1,8	14,4	11,3	0,7	7,0
$B_к$	1	1,0	12,0	9,0	0,3	5,6
	3	1,1	12,6	8,7	0,3	5,7
	4	1,1	12,1	9,0	0,3	5,6
	5	1,2	12,4	9,4	0,4	5,8
	7	1,4	12,8	9,7	0,5	6,1
	10	1,5	12,9	10,0	0,6	6,3
$E_{эф}$	1	6,2	4,2	3,2	4,5	4,5
	3	6,5	3,7	2,5	4,7	4,4
	4	4,7	3,1	2,8	3,3	3,5
	5	5,7	4,0	2,9	4,8	4,3
	7	5,0	3,2	3,0	4,7	4,0
	10	5,3	3,3	3,1	4,6	4,1
R	1	—5,2	7,8	5,8	—4,2	1,1
	3	—5,4	8,9	6,2	—4,4	1,3
	4	—3,6	9,0	6,2	—3,0	2,1
	5	—4,5	8,4	6,5	—4,4	1,5
	7	—3,6	9,6	6,7	—4,2	2,1
	10	—3,8	9,6	6,9	—4,0	2,2
$H_т$	1	12,4	3,7	1,8	6,7	6,1
	3	12,2	2,0	0,1	7,6	5,5
	4	8,9	0,9	0,8	4,1	3,7
	5	10,0	2,8	1,4	7,3	5,4
	7	9,2	1,0	0,5	7,4	4,5
	10	8,6	0,5	0,0	5,7	3,7
LE	1	8,5	3,7	3,5	6,6	5,6
	3	6,2	2,2	1,9	5,8	4,0
	4	7,3	2,2	2,9	5,2	4,4
	5	9,5	4,3	3,6	8,0	6,4
	7	8,1	2,4	2,7	8,0	5,3
	10	6,9	1,9	1,9	6,2	4,2
B	1	—26,1	0,4	0,5	—17,5	—10,6
	3	—23,8	4,7	4,2	—17,8	—8,2
	4	—19,8	5,9	2,5	—12,2	—6,0
	5	—24,0	1,3	1,5	—19,7	—10,3
	7	—20,9	6,2	3,5	—19,6	—7,7
	10	—19,3	7,2	5,0	—15,9	—5,7
$B_к - B$	1	27,1	11,6	8,5	17,8	16,2
	3	24,9	7,9	4,5	18,1	13,9
	4	20,9	6,2	6,5	12,5	11,6
	5	25,2	11,1	7,9	20,1	16,1
	7	22,3	6,6	6,2	20,1	13,8
	10	20,8	5,7	5,0	16,5	12,0
$\frac{H_т + LE}{R}$	1	—4,02	0,95	0,91	—3,17	10,64
	3	—3,41	0,47	0,32	—3,05	7,31
	4	—4,50	0,34	0,60	—3,21	3,86
	5	- 4,33	0,85	0,77	—3,48	7,87
	7	—4,81	0,35	0,48	—3,67	4,67
	10	—4,08	0,25	0,28	—2,98	3,59
B_0	1	1,46	1,00	0,51	1,02	1,09
	3	1,97	0,91	0,05	1,31	1,38
	4	1,22	0,71	0,28	0,79	0,84
	5	1,05	0,65	0,39	0,91	0,84
	7	1,14	0,42	0,19	0,92	0,85
	10	1,25	0,26	0,00	0,92	0,88
$-Ri \cdot 10^2$	1	3,74	2,75	2,06	2,81	2,98
	3	3,66	1,53	0,18	2,78	2,37
	4	2,47	0,87	0,84	1,69	1,66
	5	2,43	1,75	1,38	2,25	2,08
	7	2,43	0,71	0,57	2,54	1,90
	10	2,91	0,59	0,09	2,03	1,69
$\Delta Q_{т,\ 0-200}$	1	—8,4	7,6	9,8	—9,1	0,0
	4	—8,6	7,5	11,2	—10,0	0,0
	5	—7,5	7,7	8,3	—8,5	0,0
	7	—9,5	7,4	9,3	—7,2	0,0
	10	—10,1	9,9	9,5	—9,3	0,0
A_{0-200}	1	17,8	7,2	9,3	8,4	10,6
	4	11,1	1,7	8,7	2,3	6,0
	5	16,5	6,4	6,8	11,2	10,3
	7	11,4	1,2	5,8	12,4	7,7
	10	9,2	2,7	4,5	6,6	5,7

и теплового балансов принадлежит астрономическим и метеорологическим факторам.

В годовом ходе адвекции тепла течениями в слое 0—200 м достаточно хорошо прослеживается сезонная изменчивость (см. рис. 2.9). Максимум адвекции отмечается в зимний период (январь—март), второй максимум наступает, как правило, в июле—сентябре. Максимальное значение адвективного теплообмена наблюдается весной (апрель—июнь), при этом в районе теплых течений адвекция в слое 0—200 м положительна в течение года. Годовая амплитуда A_{0-200} составляет 10—20 МДж/м². Адвективный перенос в районе холодных вод Центральной впадины (точка 4) имеет четко выраженные максимумы в феврале—марте и сентябре и минимумы (с отрицательными значениями адвекции) в июне и декабре.

Е. И. Серяковым [328, 330] для разреза по Кольскому меридиану получен годовой ход адвекции в виде полугодовой вариации, как в нашем случае для точки 4 (холодные воды Центральной впадины). Полугодовая вариация для теплых течений (точки 1, 5, 7, 10) выражена очень слабо. Сезонная изменчивость в характере адвекции тепла течениями, по мнению ряда исследователей [328], связана с режимом преобладающих западных ветров. Кроме того, сезонная изменчивость адвекции связана с изменчивостью положения струй основных течений в Баренцевом море. Так, по данным В. А. Потанина и С. В. Короткова [286] для Нордкапского и Мурманского течений отмечается значительный сектор изменчивости в направленности струй этих течений, достигающий в некоторых случаях 200°. Меньшая изменчивость характерна для струй Новоземельского и Канинского течений, потоки которых более стабильны по направлению в течение года. Потоки вод атлантического происхождения наиболее четко выражены в холодную часть года [351].

В дополнение к данным рис. 2.9 определены средние значения A_{0-200} для Нордкапского и Мурманского течений (табл. 2.6). Адвекция тепла Нордкапским течением получена в результате осреднения данных в точках 1, 2 и 5; Мурманским течением — в точках 7, 9, 10 и 11. Для сравнения в табл. 2.6 приведены средние значения адвективного теплообмена в районе станции погоды М за период с 1951 до 1975 г. Для Нордкапского течения годовое значение адвекции составляет в среднем 9,7 МДж/м², в течение года четко выражены два максимума зимой и летом и два минимума весной и осенью. Соответствующий ход имеют и средние сезонные значения A_{0-200}. Годо-

Таблица 2.6

Адвективный теплообмен A_{0-200} в районе Нордкапского и Мурманского течений в Баренцевом море и станции погоды М в Норвежском море, МДж/м²

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII	Год
Нордкапское течение	13,7	17,0	14,5	10,5	3,6	5,4	8,2	9,1	10,2	7,8	5,7	10,6	15,1	6,5	9,2	8,0	9,7
Мурманское течение	10,3	9,7	9,1	1,9	2,8	4,1	6,0	6,4	7,0	7,2	8,4	8,7	9,7	2,9	6,4	8,7	6,9
Станция погоды М	11,8	15,5	14,0	10,1	8,0	5,8	6,6	4,2	0,6	0,8	6,6	13,0	13,8	8,0	3,8	6,8	8,1

вое значение адвекции тепла Мурманским течением уменьшается до 6,9 МДж/м², при этом выделяется максимум зимой (I—III) и минимум весной (IV—VI). В Норвежском море (станция погоды М), как и в предыдущих случаях, зимний максимум остается, но отмечаются два минимума: основной в сентябре—октябре и вторичный — в июне. Для средних сезонных значений A_{0-200} максимум также наступает зимой (I—III) и минимум — летом (VII—IX). Повышение летних и осенних значений адвективного теплообмена в Нордкапском и Мурманском течениях по сравнению с A_{0-200} в районе станции погоды М в значительной степени определяется поступлением в Баренцево море уже прогревшихся за счет солнечной радиации водных масс [328].

В холодную часть года и в целом за год наибольшие значения адвекции отмечаются в западной части моря, к юго-востоку от арх. Шпицберген (разрез м. Серкап—о. Медвежий—м. Нордкап). К востоку значения A_{0-200} уменьшаются и затем несколько увеличиваются у кромки льда вдоль арх. Новая Земля. Так, максимальные годовые значения адвективного теплообмена на западе моря составляют 10—15 МДж/м², в центральной части моря 6—8 МДж/м², в восточной части моря у кромки льда 10—13 МДж/м². В целом для незамерзающей части Баренцева моря годовое значение A_{0-200} (см. табл. 2.3) составляет 8,1 МДж/м². В теплую часть года адвективный теплообмен в западной части моря не превышает 10 МДж/м², в центральной части моря он становится отрицательным, т. е. происходит отток тепла [328]. В периоды наименьшей (апрель) и наибольшей (сентябрь) энтальпии водных масс адвекция тепла течениями в целом остается наибольшей в западной части моря, хотя значительно меньше, чем в холодную часть года [328].

Сопоставление наших данных по адвективному теплообмену с аналогичными данными Е. И. Серякова [328] для отдельных сезонов показывает, что в зимний и весенний сезоны значения A_{0-200} по этим данным в среднем на 15 % меньше полученных нами. В летнее время эти различия оказываются еще большими в основном за счет уменьшения значений турбулентного теплообмена. Осенью, наоборот, значения по Е. И. Серякову на 15—20 % превышают наши данные. По абсолютному значению адвекция тепла в целом за год для Нордкапского и Кольского разрезов составляет от 9 до 10 МДж/м² [330]. Годовое значение адвекции тепла течениями, полученное Н. С. Ураловым [371] для стрежня Нордкапского течения на участке между Нордкапским и Кольским разрезами, составляет 3,4 МДж/м². По нашим данным, для этого района A_{0-200}=9,7 МДж/м² (табл. 2.6).

Возвращаясь к табл. 2.5, следует отметить, что вклад суммарного теплообмена поверхности моря с атмосферой (результирующего потока тепла) B и адвекции тепла течениями A_{0-200} в изменение энтальпии слоя $\Delta Q_{т,\,0-200}$ существенно зависит от сезона. В зимний период роль обоих факторов велика, однако роль результирующего потока тепла несколько выше, чем адвекции, и в этот период происходит общее понижение энтальпии ($\Delta Q_{т,\,0-200}<0$).

Вместе с тем в отдельные годы роль адвекции может быть настолько значительной, что температура поверхности воды на Кольском разрезе в январе и феврале бывает выше, чем в предшествующих ноябре или декабре [374]. В осенний и летний периоды, когда результирующий поток тепла значительно уменьшается по абсолютному значению и становится положительным, происходит увеличение энтальпии ($\Delta Q_{т,\,0-200}>0$). Однако роль адвекции в этом процессе несколько больше, чем результирующего потока тепла. В среднем для весенне-летнего периода адвекция A_{0-200} в 1,5—2 раза превышает поток тепла B, хотя по сравнению с зимним периодом значение адвекции уменьшается в 2—3 раза. Осенью, когда резко возрастает (по абсолютному значению) поток тепла B, его вклад снова превышает вклад адвекции, и $\Delta Q_{т,\,0-200}<0$.

Таким образом, поступление тепла в Баренцево море за счет адвективного теплообмена оказывает значительное влияние на термический режим. Основной приток тепла в Баренцево море осуществляется в его южных районах [250]. Н. С. Ураловым [374] показано, что 60—65 % тепла, вносимого в Баренцево море между м. Нордкап и арх. Шпицберген, отдается в атмосферу и в окружающие Нордкапское течение воды в пределах южной части моря. Вместе с тем в юго-западной и юго-восточной частях моря расход тепла атлантических вод происходит с разной интенсивностью. Если между Нордкапским и Кольским разрезами энтальпия вод уменьшается в осенне-зимний период лишь на 2,8 % на 100 км, то восточнее Кольского разреза это уменьшение резко возрастает, составляя 5,7 % на каждые 100 км [374]. Причинами этого являются уменьшение скорости течения из-за его дробления, воздействие охлажденных до температуры замерзания вод юго-восточной части моря и наличие здесь льдов.

В целом можно отметить, что адвективная составляющая теплового баланса деятельного слоя Баренцева моря весьма существенна для его юго-западной части и не может не учитываться в остальных районах моря. Значительная пространственная и временная изменчивость адвекции также определяется непостоянством течений в море

и зависит в конечном итоге от особенностей атмосферной циркуляции как над самим Баренцевым морем, так и за его пределами [328].

В табл. 2.7 представлены средние суточные по месяцам и за год значения $\Delta Q_{т,\,0-200}$ и их средние квадратические отклонения σ_Q. Расчет выполнен по материалам глубоководных наблюдений за отдельные годы с последующим осреднением в основном за период с 1951 по 1980 г. Наименьшая энтальпия в слое 0—200 м отмечается в марте—апреле, при этом относительно повышенные значения характерны для юго-западной части моря в районе теплого Нордкапского течения. Во второй половине апреля начинается рост энтальпии на всей акватории моря за исключением его юго-восточной части. В мае и июне рост энтальпии значительно усиливается, достигая 120 МДж/м² в Нордкапском течении, 60—90 МДж/м² в Мурманском течении и 20—50 МДж/м² в Новоземельском течении и в зоне смешения баренцевоморских и беломорских вод. С наступлением летнего прогрева энтальпия деятельного слоя моря значительно возрастает во всех районах моря и достигает максимальных значений к концу августа в северной части моря, в сентябре — в центральной и в октябре — в прибрежных районах Мурмана [257, 330]. Т. Н. Москаль [257] построена карта энтальпии деятельного слоя Баренцева моря в августе. Для энтальпии в слое 0—200 м характерно меридиональное расположение изолиний: более прогретые воды Северной ветви Нордкапского течения приносят значительное тепло за 77° с. ш. на участке моря между 30 и 35° в. д. Вместе с тем воды холодного Медвежинского течения на 74° с. ш. и 20° в. д. определяют пониженный для этой широты теплозапас, в то время как на этой широте в районе 30° в. д. энтальпия почти в 2 раза выше. Наибольшая межгодовая изменчивость $\Delta Q_{т,\,0-200}$ наблюдается в центральной части Баренцева моря между 74 и 76° с. ш. [257], включая и Новоземельское течение (здесь же наблюдаются и наибольшие межгодовые колебания положения кромки льда [371]), а также в зоне смешения баренцевоморских и беломорских вод. В осенне-зимний период энтальпия вод южной части Баренцева моря уменьшается в среднем на 1,1—1,7 МДж/м².

Средние годовые значения энтальпии $Q_{т,\,0-200}$ в районе Нордкапского течения составляют 100 МДж/м², в районе Мурманского течения — около 80 МДж/м², в районе Новоземельского течения — около 50 МДж/м².

Анализу теплооборота Q_A в Баренцевом море посвящены работы Е. И. Серякова и Я. С. Стависского [330, 332]. В работе [332] опубликована карта теплооборота в южной части Баренцева моря для средних многолетних условий. В среднем для всей акватории южной части моря Q_A=62,4 МДж/м². Максимальные значения теплооборота отмечаются на Северо-Новоземельской банке и Центральной впадине (около 80—90 МДж/м²). Наименьшие значения (Q_A==42 МДж/м²), полученные для района о. Медвежий, обусловлены влиянием холодного течения и резким уменьшением глубины в этом районе. Относительное увеличение теплооборота отмечается в районе м. Нордкап (Q_A=70 МДж/м²) при смешении атлантических вод с более холодными прибрежными водами.

По материалам глубоководных наблюдений Мурманского территориального управления по гидрометеорологии были определены средние значения теплооборота Q_A и его средние квадрати-

Таблица 2.7

Энтальпия в слое 0—200 м (верхняя строка) и среднее квадратическое отклонение (нижняя строка) по месяцам и в среднем за год, МДж/м²

Точка, период наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	76,2	64,8	59,0	56,6	60,3	71,9	89,4	103,4	110,8	109,0	101,6	89,1	82,7
1951—1980	14,5	15,3	15,3	15,9	16,4	18,3	15,6	11,5	14,5	14,0	13,2	13,5	12,4
2	68,5	55,3	49,5	48,4	56,6	69,0	86,5	100,2	110,0	109,0	98,4	83,8	77,9
1958—1985	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	124,3	114,3	107,7	104,7	109,0	121,1	137,8	150,2	155,0	153,4	144,1	133,3	129,6
1951—1980	13,2	14,8	15,9	15,3	15,6	15,9	16,1	14,0	13,5	14,8	11,6	11,6	10,6
6	29,9	13,0	0,3	—9,8	—2,1	18,3	45,8	60,0	70,4	68,5	54,8	42,0	35,2
1955—1981	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	100,5	88,3	79,9	74,9	78,9	91,5	107,9	120,9	128,0	127,0	122,5	111,1	102,6
1951—1980	12,7	14,3	14,8	14,3	14,8	14,3	14,3	13,9	15,1	14,8	13,9	10,8	12,2
8	48,7	35,4	25,9	25,9	31,9	51,0	71,7	89,9	98,7	92,0	80,4	63,7	59,8
1954—1980	22,0	22,2	21,2	20,4	21,4	22,0	26,4	23,5	21,4	18,5	17,5	19,0	17,5
9	59,8	43,9	36,5	33,9	40,5	54,8	72,2	87,3	95,0	92,6	82,8	71,2	64,3
1951—1980	19,3	19,6	18,0	18,5	20,6	20,6	21,2	19,3	17,7	16,4	17,2	18,0	15,1
10	66,1	58,1	42,8	40,2	46,8	61,4	80,9	96,5	102,1	97,3	88,1	77,5	70,9
1951—1980	15,9	17,7	18,8	19,6	20,9	18,8	16,9	15,6	14,8	14,8	15,3	17,7	14,5
11	73,5	52,1	36,2	32,5	41,5	59,8	83,1	102,4	118,0	121,1	114,5	91,7	77,8
1951—1980	15,3	16,4	16,4	15,9	16,4	15,9	15,3	16,1	17,5	20,4	18,5	15,9	13,0
12	49,7	25,1	11,1	9,8	19,0	41,3	71,6	102,4	117,2	117,4	103,2	77,0	62,4
1955—1981	16,7	16,7	16,7	15,9	18,5	20,4	23,8	21,6	23,3	20,4	18,3	16,1	15,1

Таблица 2.8

Средние значения и статистические характеристики теплооборота Q_A в Баренцевом море

Характеристика	Точка моря									
	1	2	5	6	7	8	9	10	11	12
Q_A МДж/м²	57,0	64,8	53,6	85,2	56,6	76,0	67,4	65,0	93,4	114,1
σ_A МДж/м²	12,0	14,3	11,8	15,3	10,8	16,0	14,2	13,0	20,5	20,5
C_V %	21	22	22	18	19	21	21	20	22	18

ческие отклонения для девяти точек в Баренцевом море (табл. 2.8). На основании этих материалов получено, что теплооборот Q_A изменяется от 53,6 МДж/м² в Северной ветви Нордкапского течения до 114,1 МДж/м² в зоне смешения баренцевоморских и беломорских вод. Среднее квадратическое отклонение составляет 10—20 МДж/м², коэффициент вариации c_V около 20 %. По нашим расчетам средний теплооборот Q_A в Нордкапском течении минимальный и составляет 55,2 МДж/м², в Мурманском течении — 70,8 МДж/м², в Новоземельском течении — 80,4 МДж/м² и, как указывалось выше, в зоне смешения баренцевоморских и беломорских вод — 114,1 МДж/м². Полученные в работе [332] значения теплооборота выше только для Нордкапского течения и ниже для остальных случаев, в том числе для зоны смешения баренцевоморских и беломорских вод — в 2 раза.

На основе анализа материалов океанографических разрезов в южной части Баренцева моря Е. И. Серяковым [330, 332] определена 3—4-летняя цикличность в изменчивости теплооборота.

2.4. Некоторые характеристики энергообмена между морем и атмосферой

Известно, что в Мировом океане существуют районы, в которых наиболее интенсивно проходят процессы обмена энергией с атмосферой — энергоактивные зоны океана (ЭАЗО) [28, 296]. В работах [100, 390] Баренцево море рассматривается как генетически связанный с Норвежской ЭАЗО район активного энергообмена с атмосферой. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть некоторые дополнительные характеристики энергообмена поверхности моря с атмосферой и устойчивости в приводном слое атмосферы для Баренцева моря, а также в целях сравнения,— для Норвежской и Исландской ЭАЗО. В табл. 2.9 представлены сезонные и годовые значения суммарных теплопотерь $B_к$—B, отношений турбулентных потоков тепла $H_т+LE$ к радиационным, а также отношения Боуэна

$$\mathrm{Bo} = H/LE = 0{,}66\,\Delta T/\Delta e \qquad (2.15)$$

и аналога числа Ричардсона

$$\mathrm{Ri} = (zg/T_w)(\Delta T/v^2), \qquad (2.16)$$

где z — высота измерения метеорологических элементов над уровнем моря (z=10 м); g — ускорение свободного падения.

Как указывалось выше, в течение года южная часть Баренцева моря отдает ежесуточно 13,9 МДж/м², наиболее интенсивно теплоотдача происходит в зимний период ($B_к - B$ = =24,2 МДж/м²) и в осенний период ($B_к$—B= =17,5 МДж/м²) (табл. 2.9). Для Норвежской и Исландской ЭАЗО также характерна наибольшая теплоотдача в холодный период года, но в целом за год в 1,2—1,5 раза меньше, чем в Баренцевом море.

Таблица 2.9

Средние сезонные и годовые характеристики энергообмена и устойчивости в приводном слое атмосферы

Характеристика	ЭАЗО	I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII	Год
$B_к$—B МДж/м²	1	24,2	9,0	5,1	17,5	13,9
	2	11,8	6,1	7,0	12,9	9,4
	3	16,0	8,1	7,1	14,4	11,4
$(H_т + LE)/R$ МДж/м²	1	—3,87	0,59	0,39	—2,98	6,40
	2	—9,62	0,20	0,40	—4,09	1,19
	3	—	0,42	0,43	—7,07	1,60
Bo	1	1,49	0,79	0,19	1,17	1,13
	2	0,54	0,08	0,09	0,48	0,36
	3	0,52	0,22	0,11	0,45	0,37
—Ri · 10^2	1	3,59	1,89	0,56	2,92	2,64
	2	0,71	0,12	0,18	0,72	0,42
	3	0,83	0,42	0,25	0,77	0,56

Примечание. 1 — Баренцево море; 2 — Норвежская ЭАЗО [28]; 3 — Исландская ЭАЗО [28].

Таблица 2.10

Значения отношения Боуэна для отдельных участков Кольского разреза

Координаты		Элемент	I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII	Год
λ° с. ш.	λ° в. д.						
70°25′	33°30′	ΔT °C	6,0	1,2	—0,3	5,1	2,9
		Δe	3,0	1,5	1,1	3,4	2,2
		Bo	1,32	0,53	—0,18	0,99	0,87
		Число наблюдений	176	213	204	212	805
72°15′	33°30′	ΔT °C	5,8	2,1	0,3	3,2	2,8
		Δe	2,7	1,7	1,2	2,6	2,0
		Bo	1,42	0,82	0,16	0,81	0,92
		Число наблюдений	174	210	199	207	790
74°45′	33°30′	ΔT °C	6,5	2,2	0,3	3,4	2,5
		Δe	2,2	1,6	0,9	2,1	1,6
		Bo	1,95	0,91	0,22	1,07	1,03
		Число наблюдений	136	162	310	222	830

В районе Баренцева моря потери тепла в отдельные сезоны и в целом за год за счет турбулентного потока $H_т$ значительно больше, чем в Исландской ЭАЗО и тем более — в Норвежской. Затраты тепла на испарение LE в Баренцевом море также превышают аналогичные величины для Норвежской ЭАЗО во все сезоны, кроме лета, и практически не уступают этим характеристикам для Исландской ЭАЗО. Повышенные значения $H_т+LE$ и относительно малые величины R (точнее, суммарной радиации Q) приводят к значительному преобладанию в течение года в Баренцевом море турбулентных потоков тепла над радиационными. Роль турбулентных потоков тепла по сравнению с радиационными в Норвежской и Исландской ЭАЗО, расположенных южнее Баренцева моря, уменьшается за счет роста радиационного баланса и общего уменьшения разности температур воды и воздуха.

Отношение Боуэна увеличивается с юга на север. Так, годовые значения Bo в Норвежской и Исландской ЭАЗО составляют около 0,4; в тропической ЭАЗО — менее 0,1 [28], а в Баренцевом море в холодный период и в целом за год Bo=1,1—1,5 (см. табл. 2.9). Причем и в Баренцевом море наблюдается увеличение отношения Боуэна с юга на север. Для отдельных районов Баренцева моря летом Bo<0 (табл. 2.10) при $\Delta T<0$. Для получения данных табл. 2.10 использованы наблюдения на станциях Кольского разреза, выполненные на судах Мурманского территориального управления по гидрометеорологии, ПИНРО и Севрыбпромразведки в период с 1937 по 1974 г. Гидрометеорологические условия обеспечивают изменение Bo для Баренцева моря от —1,1 до 1,9 (табл. 2.11).

Для оценки режима турбулентности и теплопереноса обычно используется аналог числа Ричардсона, который определяет соотношение термических и динамических факторов. Повторяемость неустойчивой стратификации в приводном слое атмосферы ($-Ri\cdot10^2\geqslant0{,}5$) по материалам наблюдений на Кольском разрезе в целом за год составляет 64%, увеличиваясь в холодный период года до 80—90%, в теплый период года составляет 40—60%. Инверсионные условия ($-Ri\cdot10^2<-0{,}1$) отмечаются в 4—7 % случаев в холодный период года и в 15—20 % случаев в теплый. Повторяемость условий нейтральной стратификации меньше, чем условий инверсионного распределения [63].

Таблица 2.11

Средние значения гидрометеорологических элементов и отношения Боуэна при различных интервалах разности температур воды и воздуха

Интервал, °С	ΔT °С	T_w °С	T_a °С	e_a	Δe	Bo	Число наблюдений
15—20	17,0	3,1	—13,9	1,5	5,9	1,90	68
10—15	11,7	3,9	—7,8	2,5	5,4	1,43	423
5—10	7,1	3,8	—3,3	3,7	4,2	1,12	2034
0—5	1,3	4,7	3,4	6,2	2,2	0,39	3583
—5—0	—1,5	5,0	6,5	7,7	0,9	—1,10	1592

В целом для Баренцева моря значения $-Ri\cdot10^2$ изменяются от 3,6 зимой до 0,4 летом, средние годовые значения аналога числа Ричардсона превышают соответствующие значения для Исландской и Норвежской ЭАЗО в 5—6 раз (см. табл. 2.9).

Таким образом, свободная ото льда акватория Баренцева моря является районом значительной теплоотдачи и по ряду климатических характеристик энергообмена и турбулентности может быть отнесена к энергоактивной зоне океана, оказывающей большое влияние на общую циркуляцию атмосферы и климат. Анализ карт распределения составляющих теплового баланса (см. рис. 2.2—2.6) показывает, что особенно интенсивно развиваются процессы турбулентности и теплообмена в зоне, прилегающей к кромке льда в восточной, северо-восточной и северной частях Баренцева моря и далее на запад в Гренландском и Норвежском морях. В. В. Денисов и А. А. Косолапов [100] на основании анализа параметров, характерных для энергоактивных зон [296], определили локальные энергоактивные зоны в Баренцевом море, расположенные в районах, в целом прилегающих к кромке льда в холодную часть года (одна зона расположена

между 74 и 76° с. ш. и 27 и 35° в. д., вторая зона выделяется в районе между 73 и 75° с. ш. и 43° в. д. и арх. Новая Земля). Вместе с тем, как указывалось выше, интенсивность процессов взаимодействия поверхности южной части Баренцева моря с атмосферой не слабее, чем в Норвежской и Исландской ЭАЗО (особенно в холодный период года).

Баренцево море является частью обширной зоны активного взаимодействия, центр которой находится в районе Западно-Шпицбергенского течения, к юго-западу от арх. Шпицберген [390].

3. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

3.1. Режимные характеристики температуры воды

Температура воды принадлежит к числу важнейших элементов гидрологического режима любого морского бассейна. Для Баренцева моря ее значение по многим причинам особенно велико. Во-первых, она является основным показателем, характеризующим распространение теплых атлантических вод, которое, в свою очередь, определяет ледовые условия и климат приатлантического сектора Арктики. Во-вторых, данные о температуре воды широко используются в рыбопромысловых исследованиях, так как она является ведущим экологическим фактором, и даже небольшие ее изменения существенно сказываются на поведении морских организмов. В-третьих, на большей части акватории моря соленость изменяется в узких пределах, поэтому все процессы, связанные с плотностной структурой вод (конвекция, образование слоев скачка и др.), определяются в основном термическими условиями. И, наконец, наличие продолжительных рядов наблюдений на стандартных разрезах (особенно на разрезе по Кольскому меридиану) позволяет использовать температуру воды для климатического мониторинга и в качестве предиктора при разработке методов долгосрочных метеорологических и ледовых прогнозов.

Как было показано выше (гл. 2), термический режим Баренцева моря складывается под влиянием радиационных и адвективных факторов. Закономерные изменения радиационного баланса по пространству и в годовом ходе, а также стабильные (при многолетнем осреднении) условия водообмена обусловливают устойчивость климатических характеристик температуры воды. Наряду с этим температуре воды свойственна значительная пространственно-временная изменчивость, обусловленная нестационарностью течений и ледовых условий.

Сведения о режиме температуры воды Баренцева моря содержатся во многих справочных пособиях [19, 65—67, 181 и др.], различающихся по способам представления информации (таблицы, карты, разрезы, графики вертикальных распределений), объему использованных данных и методике их группировки (по районам моря или по станциям стандартных разрезов). Исходными материалами, как правило, являются данные глубоководных океанографических наблюдений. Наряду с этим для поверхностного слоя моря режимные обобщения могут быть сделаны по данным попутных судовых метеорологических наблюдений (ежемесячные карты температуры воды в справочнике [181]), а для температуры поверхности моря — по данным авиасъемок с использованием ИК-радиометра [206].

Понятия температуры поверхности моря (ТПМ) и температуры поверхностного слоя моря (ТПСМ), установленные ГОСТом «Океанология» [267], необходимо строго различать. В первом случае измерения проводятся неконтактным методом и дают мгновенную температуру тонкой поверхностной пленки толщиной 10—20 мкм, во втором — результатом контактного измерения является осредненная за 1—2 мин температура перемешанного слоя толщиной до 1 м. Физический смысл этих характеристик также различен. ТПМ определяется теплообменом поверхности моря с атмосферой (лучистым, турбулентным и обусловленным фазовыми переходами), ТПСМ — подповерхностным поглощением солнечной радиации, турбулентным и конвективным перемешиванием в верхнем слое моря. ТПМ, как правило, бывает ниже ТПСМ. По результатам параллельных контактных и неконтактных измерений, проводившихся на Баренцевом и Норвежском морях, установлено, что разность (ТПМ—ТПСМ) отрицательна в 86 % случаев, в среднем она составляет от —0,4 до —0,6 °С при экстремальном значении —2,2 °С [359].

До недавнего времени статистическая обработка данных о температуре воды проводилась только путем их выборки из порейсовых таблиц глубоководных океанографических наблюдений, хранящихся в местном гидрометфонде. В ходе работ по проекту «Моря СССР» ВНИИГМИ—МЦД сформировал массив океанографических наблюдений на машинных носителях и представил институтам-соисполнителям результаты расчетов статистических характеристик температуры, солености и плотности воды, выполненных по единой методике. В обработку включены данные за 1936—1981 гг., осреднение проведено по 1-градусным трапециям. Прежде, чем перейти к описанию режима температуры воды по этим материалам, остановимся на некоторых методических вопросах, которые следует принимать во внимание при анализе режимных сведений, содержащихся в разных источниках.

Сетка стандартных разрезов (см. рис. 1.1) упорядочивает выполнение наблюдений по пространству, но не во времени. Даты океанографических съемок, выполненных в разные годы, не совпадают, данные наблюдений осредняются за периоды не меньше месяца. В связи с этим предлагаются способы приведения «норм» температуры воды к заданным датам [77]. Регулярность съемок от года к году выдерживается только на вековых разрезах, другие разрезы выполняются в одноименные месяцы не ежегодно. В незамерзающей части моря нарушения регулярности наблюдений носят более или менее случайный характер, тогда как в районах, находящихся между максимальным и минимальным климатическим положением кромки льда, преобладают наблюдения, выполненные в безледные периоды, что может привести к систе-

матическому завышению средней температуры воды.

Средние многолетние значения или «нормы» температуры воды представляют большой практический интерес, так как по ним оцениваются аномалии теплового состояния водных масс и проводятся расчеты интегральных величин — энтальпии толщи вод или ее отдельных слоев, переноса тепла через определенные разрезы, теплового баланса. Ввиду того, что теплоемкость воды велика, а изменения температуры воды в пространстве и времени обычно лежат в пределах от 1 до 10 °С, точность балансовых расчетов существенно зависит от надежности определения климатических

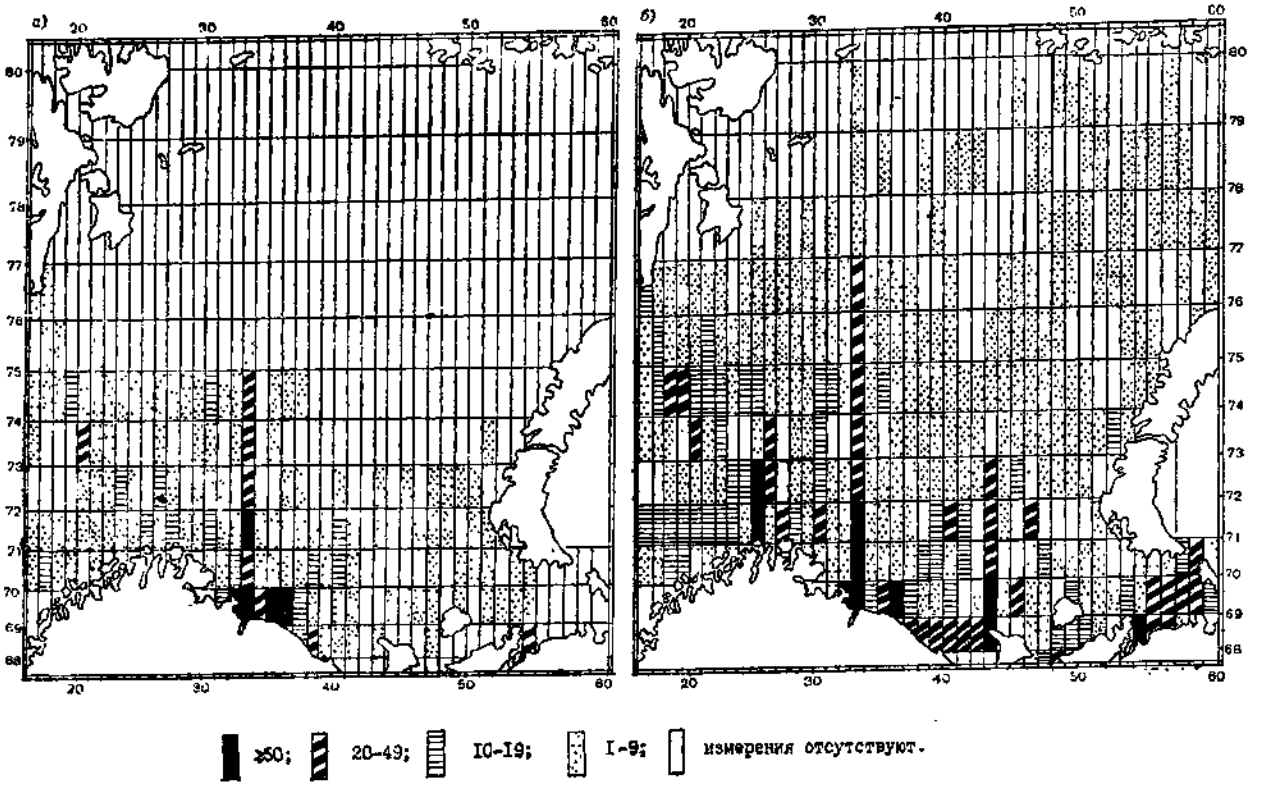


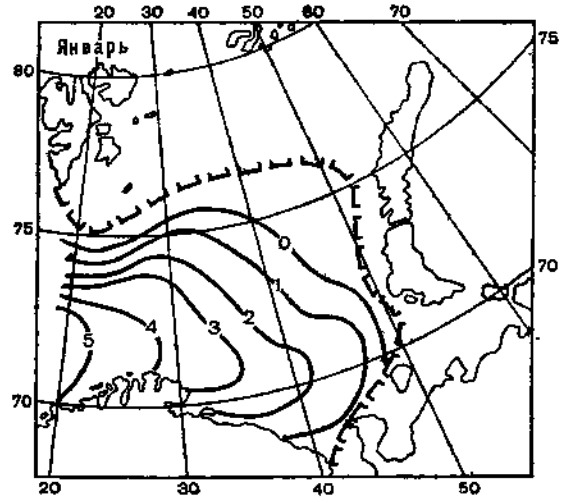
Рис. 3.1. Количество измерений температуры воды на горизонте 0 м.
а — январь; *б* — июль

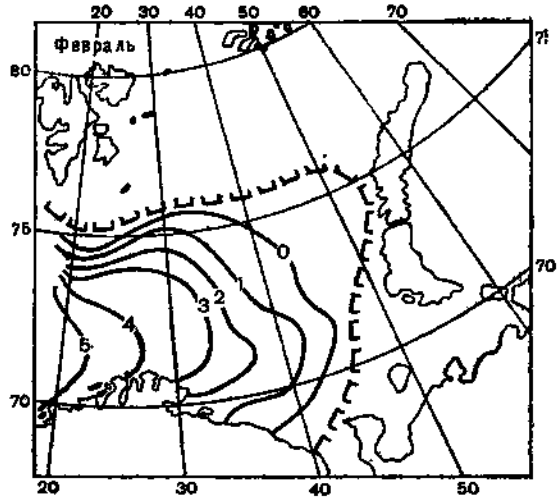
средних. На ней сказываются многочисленные погрешности, возникающие при статистической обработке нерегулярных наблюдений и не поддающиеся строгой количественной оценке.

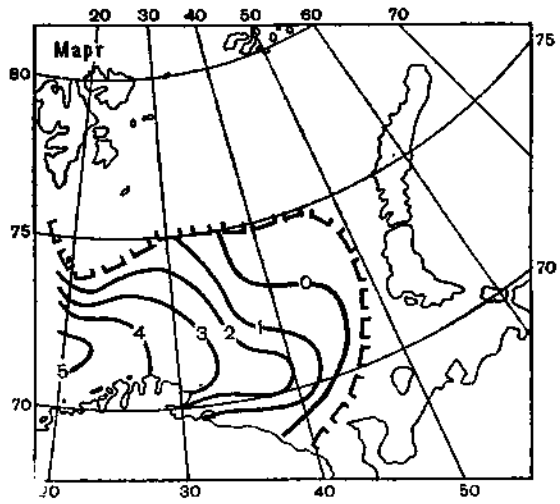
В районах моря, не охваченных сеткой стандартных разрезов, климатические нормы определяются по данным малочисленных эпизодических наблюдений или путем интерполяции между ближайшими разрезами. При этом иногда стремятся увязать пространственное распределение температуры воды с известными схемами течений Баренцева моря, на которых выделяются теплые и холодные струи. Наглядным примером такого подхода являются карты температуры воды в справочнике по гидрометеорологическим условиям шельфа [66], на которых очертания изотерм близки к границам теплых и холодных течений на схеме ПИНРО. Однако реальная циркуляция вод не сводится к схеме постоянных течений. Синоптическая изменчивость течений приводит к смещениям границ теплых и холодных водных масс, что должно приводить к сглаживанию климатических градиентов температуры воды. Это сказывается и на результатах осреднения данных авиасъемок [206]. Поэтому для тех районов моря, где устойчивое существование «языков» теплой и холодной воды не подтверждается непосредственно данными наблюдений, можно отдать предпочтение картам с более простыми очертаниями изотерм. [19, 65, 181]. Отметим также, что на всех климатических картах температуры воздуха [19, 65, 66, 181] изотермы над открытым морем проведены плавно, что косвенно подтверждает относительную однородность температуры подстилающей поверхности.

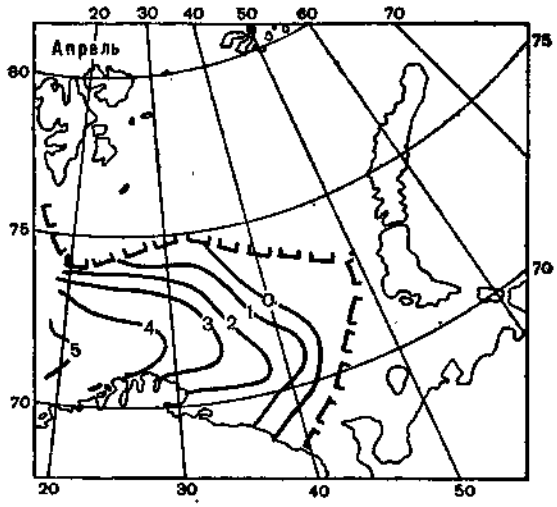
Группировка данных по районам моря позволяет получить более однородную основу для картирования гидрологических характеристик, однако неравномерность распределения наблюдений по пространству сохраняется и в этой случае. Для примера на рис. 3.1 показано количество измерений температуры воды на поверхностном горизонте в январе и июле. Как видно по этим картам, освещенность акватории моря данными наблюдений в большой степени зависит от ледовых условий, и ее можно признать достаточной только для юго-западной части моря.

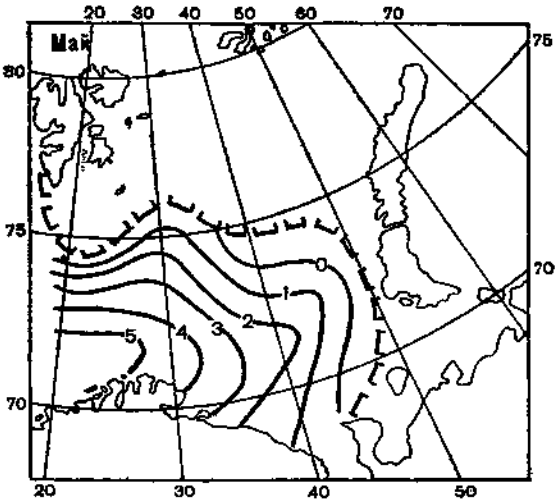
Для Баренцева моря 1-градусная сетка далека от оптимальной, соотношение сторон изменяется от 1 : 2,5 на 68° с. ш. до 1 : 6 на 80° с. ш. Хотя в масштабах всего моря 1-градусное деление является достаточно дробным, шаг сетки по меридиану, равный 111 км, для некоторых районов слишком велик. В первую очередь это относится к фронтальной зоне у о. Медвежий, где меридио-

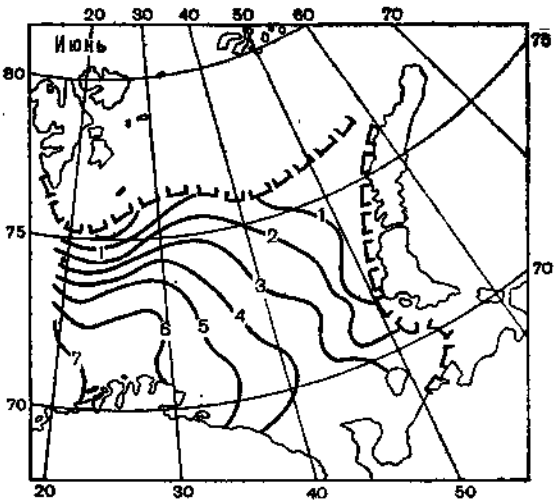

Январь

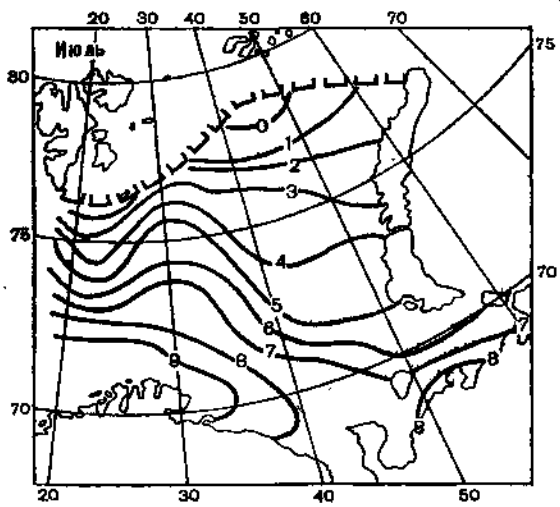

Февраль

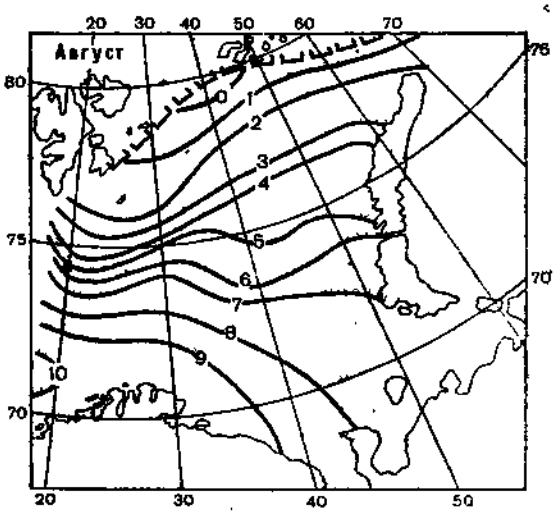

Март


Апрель


Май


Июнь


Июль


Август

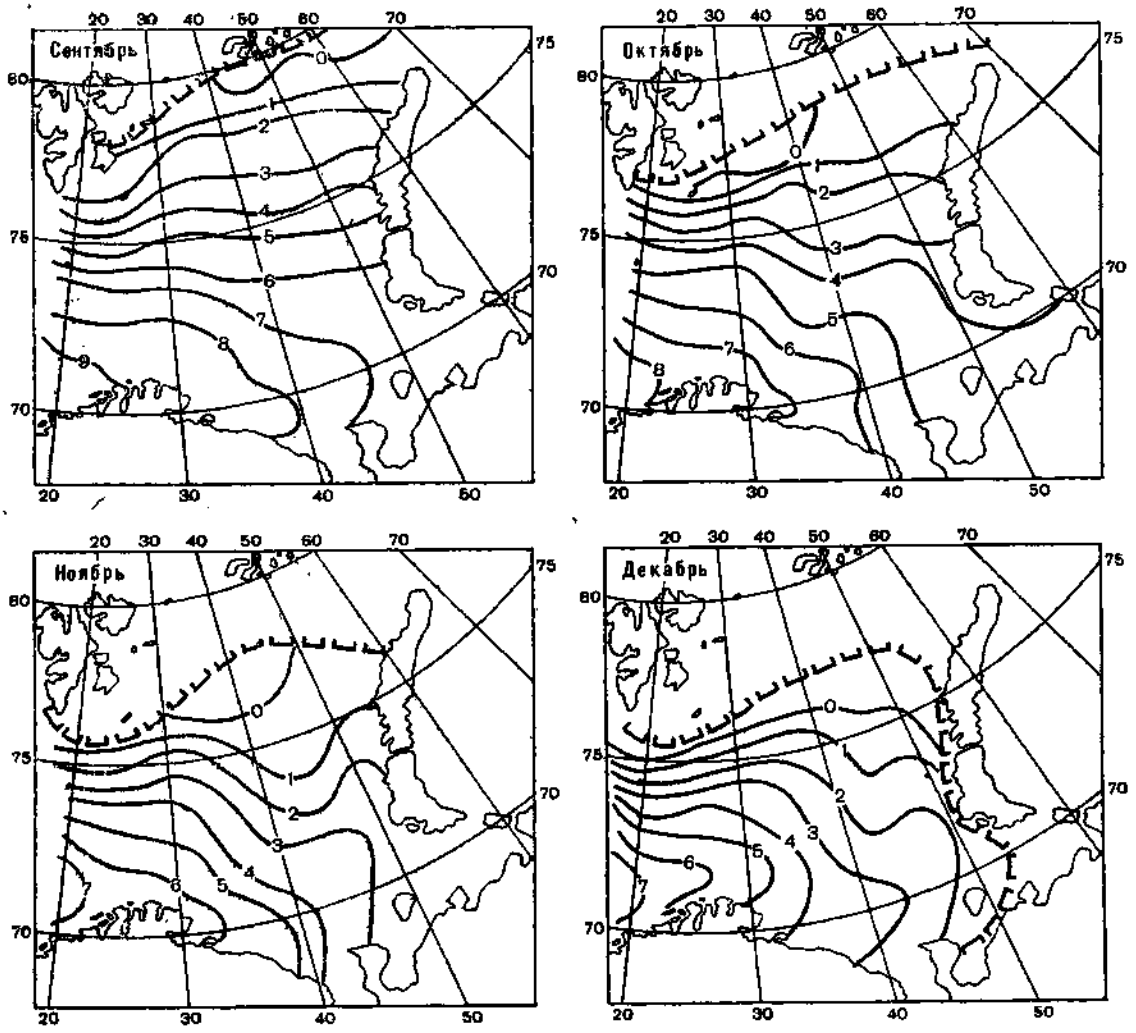


Рис. 3.2. Средняя месячная температура воды на поверхностном горизонте, °С.

нальный градиент средней месячной температуры воды на поверхности в течение всего года составляет около 5 °С/100 км. Расстояние между станциями стандартных разрезов в большинстве случаев не превышает 30 морских миль или 55 км, поэтому при построении карт температуры воды следует сочетать оба способа группировки данных — поквадратный и по станциям разрезов.

На рис. 3.2 приведены ежемесячные карты средней температуры поверхностного слоя Баренцева моря, построенные по материалам ВНИИГМИ—МЦД. Они удовлетворительно согласуются с аналогичными данными, представленными в работах [66, 67, 181] и других справочных пособиях. В течение всего года максимальная температура воды наблюдается в юго-западной части моря, и климатический градиент температуры направлен примерно перпендикулярно к среднему положению кромки льда. С июля по октябрь область максимальной температуры распространяется также и на юго-восточную часть моря, положение изотерм становится близким к широтному. Крупномасштабные особенности полей температуры воды объясняются совместным влиянием радиационных и адвективных факторов. Влияние адвекции тепла наиболее заметно проявляется в юго-западной части моря и незначительно на юго-востоке, где малые глубины препятствуют продвижению атлантических вод. Радиационный приток тепла закономерно изменяется по широте и в годовом ходе (см. гл. 2), причем на юго-востоке моря меньший объем водной массы способствует относительно более интенсивному ее летнему прогреву. Дополнительным источником тепла в этой части моря является речной сток.

В качестве частного замечания укажем, что по нашим данным не подтверждается аномально высокая температура поверхностного слоя Печорского моря в июле и особенно в августе (до 9—10 °С), показанная на соответствующих картах в работах [66] и [67]. Влияние теплового стока р. Печоры почти не распространяется дальше Печорской губы, средняя месячная температура воздуха на береговых гидрометеорологических станциях составляет в эти месяцы от 6 до 9 °С.

Графики годового хода температуры воды в поверхностном слое здесь не приводятся, их нетрудно построить для любой точки незамерзающей части моря по данным рис. 3.2. Годовое изменение температуры повсеместно невелико, на юго-западе и в северной части моря оно не превышает 5—6 °С, и только на юго-востоке достигает 10 °С (от температуры замерзания, равной —1,8, до 8 °С). В Печорской губе температура распресненных вод изменяется в годовом ходе от 0 во все зимние месяцы до 14 °С в июле—августе.

Годовой ход температуры воды повсеместно асимметричен, период ее роста (апрель—август)

примерно вдвое короче периода падения. Позднее начало роста температуры объясняется малым радиационным притоком тепла в начале весны и значительной тепловой инерцией ледяного покрова. Осенние падение температуры воды происходит значительно медленнее, чем весенний рост, что объясняется большой теплоемкостью водных масс, вовлеченных в процесс конвекции.

Распределение температуры на нижележащих горизонтах отражает процессы, которые будут более полно рассмотрены в следующих разделах (формирование сезонного термоклина, конвективное перемешивание), поэтому соответствующие карты здесь не приводятся. Несмотря на запаздывание годового хода по мере увеличения глубины, сходство поверхностных и глубинных полей температуры воды сохраняется. Наибольшие перепады между поверхностной и придонной температурой (до 8 °С в юго-восточной части моря) обусловлены летним прогревом. Зимой распределение температуры по вертикали выравнивается.

В некоторых справочных пособиях, в частности в [66], наряду со средними, приводятся также максимальные и минимальные значения температуры воды по месяцам. Эти данные позволяют составить предварительное представление о межгодовой изменчивости температуры, но не являются ее вероятностными характеристиками, так как обеспеченность экстремумов при этом неизвестна. Даже в точках, совпадающих со станциями стандартных разрезов, объем выборки, по которой определяются экстремумы, очень мал по сравнению с общей продолжительностью периода наблюдений. Ряды температуры воды обладают значительной связностью по сравнению с другими гидрометеорологическими элементами, и в этом случае нет прямой зависимости между частотой наблюдений и повторяемостью экстремума, однако очевидно, что приливная и синоптическая изменчивость, накладываясь на долгопериодные изменения, увеличивает диапазон возможных колебаний. В периоды, когда средняя температура растет или падает, экстремумы, выбранные из помесячных данных, смещены относительно середины месяца. При поквадратной обработке данных аналогичное смещение может быть и в пространстве.

Если представить себе многолетнее прослеживание полей температуры воды в синоптические сроки, то карты экстремальных значений будут образованы наложением нескольких наиболее ярко выраженных аномалий, каждой из которых будет сопутствовать своя конфигурация изотерм, зависящая от ряда случайных факторов. В результате должно получиться неоднородное пространственное распределение максимальной и минимальной температуры, в котором трудно отделить случайные флюктуации от изменений, имеющих реальную физическую основу. Поэтому представляется более правильным не картировать экстремальную температуру, а ограничиться ее рассмотрением в точках или районах моря с большим числом наблюдений. Для некоторых станций стандартных разрезов, названных «реперными» (это понятие никак не узаконено), такие данные приведены в справочнике [66].

Пределы изменчивости температуры воды повсеместно и на всех горизонтах сравнительно невелики. В атлантической водной массе на крайнем юго-западе моря поверхностная температура зимой не опускается ниже 3 °С и не превышает 6 °С, летом она лежит в пределах от 7 до 13 °С. В районах моря, где в рассматриваемые месяцы есть хотя бы малая вероятность появления льда, абсолютный минимум ограничен температурой замерзания, почти везде равной —1,8 °С. Летние максимумы поверхностной температуры в северной части моря достигают 4 °С к северу от 78° с. ш. и 7 °С к северу от 76° с. ш. На юго-востоке моря возможно летнее повышение температуры до 15 °С в открытой части и до 23 °С — в Печорской губе. Минимальная температура в этом районе даже в сентябре, когда отсутствие льда гарантировано, возможна до 3—4 °С в открытой части и до 0 °С у побережья Новой Земли.

С глубиной, по мере того как убывает влияние летнего прогрева, диапазон возможных колебаний становится еще меньше. Так, на горизонте 50 м максимальная летняя температура только у побережья Кольского полуострова может превысить 11 °С, а в юго-восточной части моря даже с учетом запаздывания годового хода не достигает и 7 °С.

Распределение температуры воды в придонном слое моря (соответствующие карты и графики годового хода приведены в работе [66]) в основном определяется условиями осенне-зимней конвекции. Придонные температуры близки к минимальным зимним поверхностным, их изменения в годовом ходе незначительны. Только в мелководной прибрежной полосе на крайнем юго-востоке моря возможно летнее повышение придонной температуры до 5—8 °С.

3.2. Распределение температуры воды по вертикали. Формирование сезонного термоклина

Термический режим Баренцева моря складывается под воздействием ряда процессов. Ведущими среди них являются осенне-зимняя конвекция, которая приводит к выравниванию температуры от поверхности до дна, и летний прогрев поверхностного слоя, обусловливающий возникновение сезонного термоклина. Конвективное перемешивание всецело определяется вертикальным распределением плотности воды, поэтому оно рассматривается в гл. 4, после общей характеристики режима плотности. Формирование термоклина в условиях Баренцева моря является в основном термическим процессом, хотя в определенной степени зависит также от плотностной стратификации и ряда других факторов. В этом разделе будут рассмотрены осредненные вертикальные профили температуры воды, полученные по результатам статистической обработки массива океанографических данных, а далее — закономерности формирования сезонного термоклина как наиболее важной особенности распределения температуры воды по вертикали.

На рис. 3.3 приведены вертикальные профили температуры воды в четырех квадратах, репрезентативных для крупных районов и основных водных масс моря. Они охватывают период формирования и разрушения термоклина — с мая по ноябрь. В зимние месяцы температура воды на всех горизонтах близка к температуре поверхност-

ного слоя, и ее можно определить по картам (рис. 3.2). Несмотря на значительные различия гидрологического режима рассматриваемых районов, для них характерен ряд общих закономерностей. Некоторые из них отмечались выше — запаздывание годового максимума температуры воды

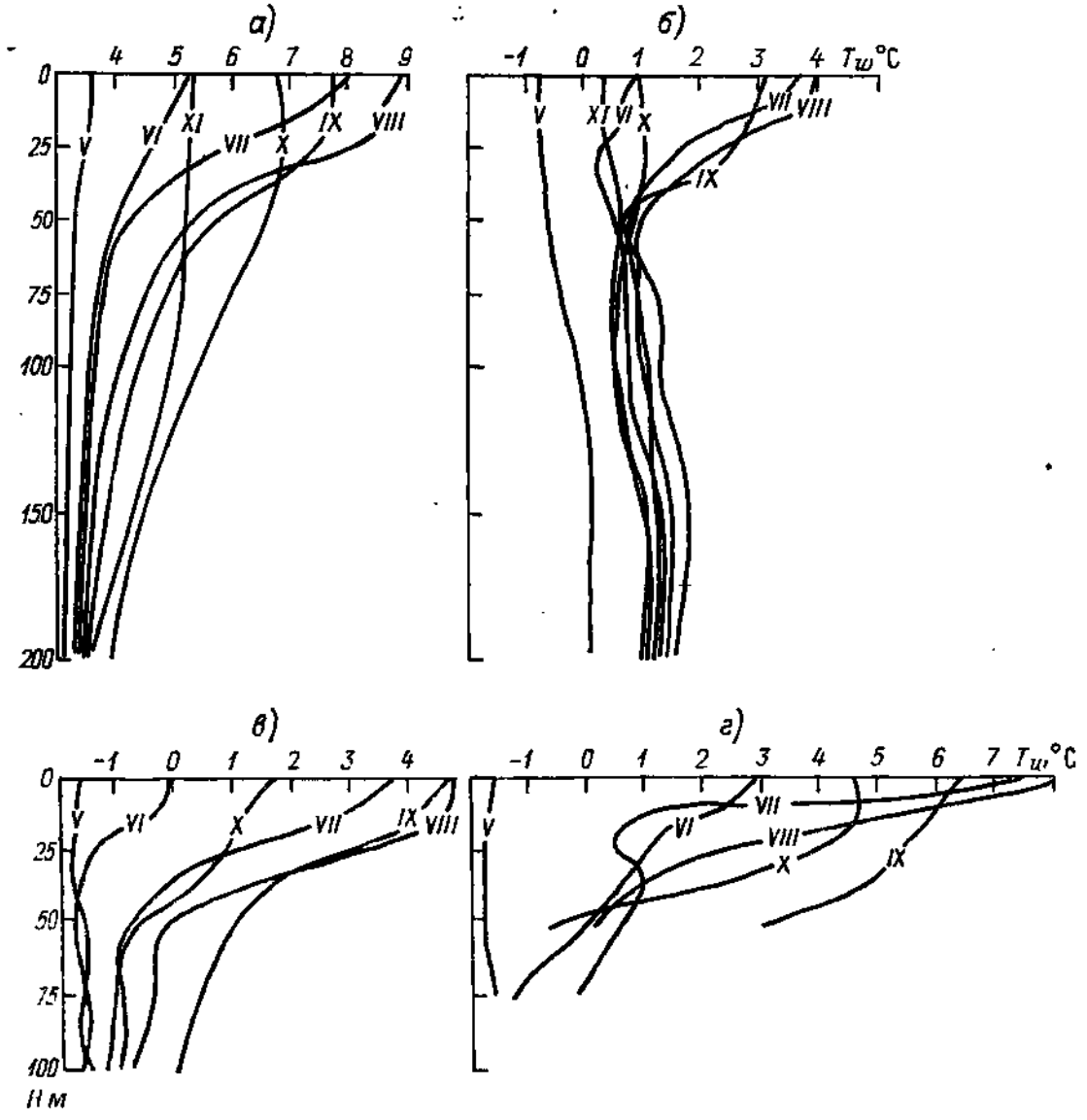


Рис. 3.3. Вертикальные профили средней месячной температуры воды.

а — атлантическая водная масса (71—72° с. ш., 33—34° в. д.); *б* — северная часть моря (76—77° с. ш., 33—34° в. д.); *в* — приновоземельский район (74—75° с. ш., 50—51° в. д.); *г* — юго-восточная часть моря (69—70° с. ш., 53—54° в. д.).

по мере увеличения глубины, замедленное падение температуры осенью по сравнению с периодом ее роста. Летний прогрев во всех районах начинается в июне, на юго-востоке моря он наиболее интенсивен. В сентябре поверхностный слой моря начинает терять тепло, к ноябрю (на севере моря уже к октябрю) термоклин полностью разрушается.

Некоторые нарушения регулярности годового хода на глубинных горизонтах, особенно заметные на рис. 3.3 *в*, 3.3 *г*, по-видимому, объясняется малым количеством наблюдений, по которым рассчитывались средние месячные значения. Обращает на себя внимание значительное понижение температуры воды юго-восточного района моря в июле на горизонтах 10 и 20 м (рис. 3.3 *г*). Столь же низкие значения температуры воды для этого месяца показаны и на крупномасштабных картах справочника [67], где они оставлены без пояснений. В июне—июле этому району свойственна сильно выраженная плотностная стратификация, обусловленная поступлением большого объема речных вод, тогда как волновое перемешивание в летние месяцы ослаблено. В нашем случае могло иметь значение и то, что выборка сделана в квадрате между 69 и 70° с. ш., где пространственная изменчивость температуры воды летом довольно велика.

Положение слоя скачка в течение месяца и от года к году не остается постоянным, поэтому при осреднении данных за многолетний период вертикальные градиенты неизбежно сглаживаются. Тем не менее по графикам рис. 3.3 можно с удовлетворительным приближением определить характерные значения толщины верхнего квазиоднородного слоя и горизонты, на которые приходятся макси-

мальные вертикальные градиенты температуры. В августе—сентябре, когда термическая стратификация водных масс выражена лучше всего, толщина квазиоднородного слоя и соответствующая ей глубина верхней границы термоклина достигает 30 м, наибольшие градиенты приходятся на слой 30—50 м. На рис. 3.4 представлено районирование моря по глубине залегания термоклина, проведенное по данным о вертикальном распределении температуры воды. Поскольку пространственная изменчивость этой характеристики невелика, и единых критериев для ее определения нет, мы выделили только те области, где уменьшение глубины термоклина представляется закономерным и может быть объяснено меньшей интенсивностью волнового перемешивания, а также существованием скачка плотности.

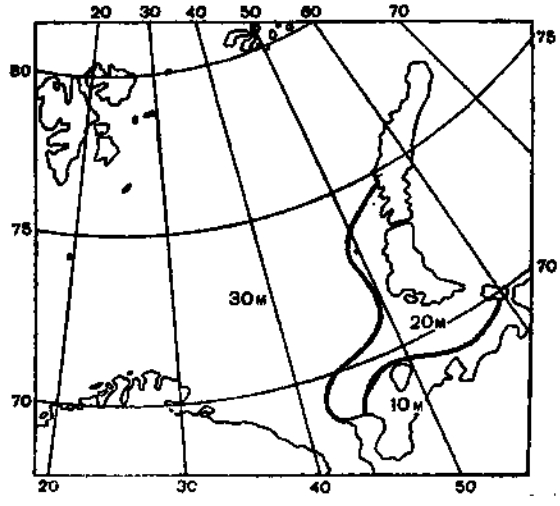


Рис. 3.4. Характерные глубины залегания термоклина в период наибольшего развития квазиоднородного слоя, м

Максимальные градиенты температуры воды между стандартными горизонтами 25 и 50 м, рассчитанные по средним многолетним данным, на крайнем юго-западе не превышают 0,1 °С/м, а на остальной его глубоководной акватории достигают 0,2 °С/м. В юго-восточной части моря и некоторых других прибрежных районах максимальные градиенты приходятся на слои 10—25 или 0—10 м, где они достигают 0,4 °С/м, а к востоку от Печорской губы — даже 1,0 °С/м (но для этого района режимные сведения о температуре воды требуют дальнейшего уточнения).

Обобщенные вертикальные профили отражают только наиболее общие закономерности формирования сезонного термоклина. В реальных условиях в верхнем слое моря наблюдаются неоднородности различных масштабов. Они могут быть обусловлены суточным ходом температуры воды (суточный термоклин) или перемешиванием разной интенсивности при усилениях ветра и волнения (синоптический термоклин). При этом результаты измерений в значительной степени зависят от вертикального разрешения и точности приборов (одним из наиболее важных достижений океанологии в последние годы стало выявление тонкой термохалинной структуры вод океана [375]).

Если не принимать во внимание неоднородности такого рода, исчезающие после сильных штормов или конвекции, вызванной ночным выхолаживанием, слой от поверхности моря до верхней границы термоклина можно считать квазиизотермическим или квазиоднородным (во втором случае принимаются во внимание также соленость и плотность). В тех случаях, когда переход от квазиизотермического слоя к сезонному термоклину выражен недостаточно четко, за границу между ними принимается либо точка пересечения касательных к соответствующим участкам вертикального профиля температуры, либо точка перегиба этого профиля. При обработке большого объема океанографических данных для определения границы термоклина можно использовать численный алгоритм, предложенный в работе [79].

Необходимым условием для начала формирования сезонного термоклина является переход теплового баланса поверхности моря к положительным значениям. Если в начальный момент температура воды от поверхности до больших глубин постоянна, то при наличии потока тепла, направленного вниз, поверхностный слой моря начнет нагреваться, плотностная устойчивость этого слоя возрастает, и в нем возникает значительный градиент температуры. Под воздействием турбулентного перемешивания температура поверхностного слоя выравнивается, а область повышенных температур градиентов смещается ниже. К началу осени глубина слоя скачка достигает таких значений, при которых перемешивание в поверхностном слое уже не может существенно повлиять на условия в зоне термоклина.

Эта простая схема осложняется рядом других факторов: неравномерностью адвекции тепла, внутренними волнами, сгонно-нагонными явлениями, понижением солености под влиянием речного стока и таяния льдов. В зонах дивергенции течений слой скачка температуры расположен ближе к поверхности моря, в зонах конвергенции глубина его залегания увеличивается.

Для расчета толщины верхнего однородного слоя и вертикального распределения температуры разработан ряд методов, наиболее полный обзор которых содержится в работе [159]. Одно из направлений, представленное работами С. А. Китайгородского, Б. Н. Филюшкина и других, основывается на теории подобия. Зависимость толщины и температуры в термоклине от условий стратификации задается универсальными безразмерными функциями, вид которых должен определяться из анализа экспериментальных данных. При этом, однако, не учитывается влияние адвективных процессов.

Работы Крауса и Тернера положили начало моделированию термической структуры верхнего слоя океана, основанному на совместном решении интегральных уравнений баланса тепла и турбулентной энергии. Развитием этого подхода являются двухслойные гидродинамические модели, разработанные в МГИ АН УССР [201] и Гидрометцентре СССР [159]. В модели МГИ интегральное уравнение теплового баланса верхнего однородного слоя задается в виде

$$H_S\, dT_S/dt = Q_S - Q_H, \qquad (3.1)$$

где H_S — толщина верхнего однородного слоя; T_S — его температура; Q_S, Q_H — потоки тепла на

поверхности моря и на нижней границе однородного слоя.

Вторым уравнением системы является уравнение баланса турбулентной энергии

$$G - D = g\gamma\,[(Q_S + Q_H)/2]\,H_S, \qquad (3.2)$$

где G, D — интегральные продукция и диссипация турбулентной энергии; $g\gamma$ — параметр плавучести.

Правая часть уравнения (3.2) представляет собой изменение потенциальной энергии однородного слоя или работу сил плавучести. Составляющие баланса турбулентной энергии могут быть параметризованы следующими соотношениями:

$$G = c_g v_*^3, \qquad (3.3)$$

где c_g — эмпирический коэффициент; v_* — динамическая скорость ветра;

$$D = a_d g\gamma\,|Q_S|\,H_S + \begin{cases} b_d f_k v_*^2 H_S & \text{при } H_S \leqslant H_R, \\ c_g v_* & \text{при } H_S > H_R, \end{cases} \qquad (3.4)$$

где a_d, b_d — эмпирические коэффициенты; f_k — параметр Кориолиса; H_R — толщина квазиизотермического слоя по Россби—Монтгомери,

$$H_R = c_g v_*/(b_d f_k). \qquad (3.5)$$

При параметризации энергообмена между однородным слоем и сезонным термоклином предполагается, что температура на границе этих слоев претерпевает разрыв, диффузионный поток тепла на нижней границе однородного слоя отсутствует, и все процессы на этой границе связаны только с вовлечением нижележащей жидкости в слой перемешивания. Отсюда следует:

$$Q_H = \begin{cases} (T_S - T_H)\dfrac{dH_S}{dt} & \text{при } dH_S/dt > 0; \\ 0 & \text{при } dH_S/dt \leqslant 0, \end{cases} \qquad (3.6)$$

где T_H — температура воды на верхней границе сезонного термоклина.

Система уравнений (3.1)—(3.2) дополнена уравнением температуропроводности для слоя термоклина

$$dT_S/dt = K_z\,\partial^2 T_S/\partial z^2, \quad z \geqslant H_S. \qquad (3.7)$$

В модели Гидрометцентра изменения толщины и температуры изотермического слоя описываются системой уравнений:

$$dH_S/dt = \frac{1}{H_S}[\alpha_S - (Q_S - Q_{ad})/\Phi(H_S, v)]; \qquad (3.8)$$

$$dT_S/dt = \frac{1}{H_S}[Q_S + Q_{ad} - \varepsilon_S \Phi(H_S, v)]; \qquad (3.9)$$

$$\Phi(H_S, v) = \nu_S + \beta_S \exp(-0{,}8 H_S \sqrt{\sin\varphi}/v), \qquad (3.10)$$

где Q_{ad} — адвективный поток тепла в изотермическом слое; v — скорость ветра; α_S, β_S, ε_S, ν_S — параметры модели.

С использованием указанных моделей был выполнен ряд опытных расчетов синоптической изменчивости параметров верхнего однородного слоя по данным многосуточных станций в южной части Баренцева моря. При расчетах задавались начальное распределение температуры воды и фактические значения метеорологических характеристик на протяжении 7—10 сут — скорости ветра, температуры воздуха, облачности, влажности, а также склонения и часового угла Солнца (по этим данным рассчитывался поток тепла на поверхности моря). Проверка проводилась по данным ежечасных батитермографных наблюдений.

Модельные ситуации отражали сравнительно спокойные условия, когда скорость ветра за время выполнения многосуточной станции изменялась от 0 до 12 м/с. Изменения фактической и рассчитанной толщины слоя перемешивания при этом достигали 10 м. В более широком диапазоне условий в Баренцевом море возможны колебания глубины слоя скачка до 20—30 м в течение суток, но это связано главным образом с влиянием внутренних волн и приливов.

Результаты расчетов подтвердили возможность использования указанных моделей для диагностических оценок изменчивости параметров верхнего однородного слоя и вертикальных профилей температуры воды. Абсолютная погрешность расчета температуры в 75 % случаев не превысила 0,2 °С. Точность расчета толщины однородного слоя значительно ниже, абсолютная погрешность, соответствующая той же обеспеченности, составила 5,0 м. Это можно объяснить недостаточно полным заданием динамических факторов, определяющих интенсивность вертикального перемешивания (в расчетах используется только средняя скорость ветра).

В целом задача моделирования сезонного термоклина Баренцева моря в климатическом и синоптическом мастшабах еще далека от решения. Она требует как совершенствования теоретических моделей, так и намного более детального описания начальных условий и внешних воздействий.

3.3. Изменчивость температуры воды

Нерегулярные изменения температуры воды во времени и по пространству, обусловленные разнообразием и разномасштабностью влияющих факторов, должны учитываться во многих практических приложениях: при анализе данных наблюдений, оценке теплового состояния водных масс, в гидрологических, ледовых и промысловых прогнозах. Для описания изменчивости температуры воды используются хорошо известные в гидрометеорологии вероятностные методы, однако возможности их применения в значительной степени зависят от особенностей системы наблюдений.

Измерения температуры воды на береговых гидрометеорологических станциях позволяют сформировать непрерывные ряды наблюдений, но эти данные, как правило, нерепрезентативны для открытого моря. Общая характеристика наблюдений на океанографических разрезах была дана выше (см. гл. 1 и п. 3.1). По ним можно получить нерегулярные выборки ограниченного объема. При помесячной группировке данных, позволяющей исключить в первом приближении годовой ход, типичный объем выборки для станций вековых разрезов составляет 20—30 значений, что дает возможность сделать некоторые выводы о законе распределения температуры воды в южной части моря. За пределами вековых разрезов, в северных и восточных районах моря, количество наблюдений очень мало (см. рис. 3.1), и по ним можно

оценить только амплитуду многолетней изменчивости.

Как показано в работе [384], коэффициенты асимметрии и эксцесса распределений температуры, полученные для данных наблюдений на вековых разрезах, в течение всего удовлетворяют приближенному критерию согласия, при котором распределение подчиняется нормальному закону. Режим температуры воды с учетом этого может быть достаточно полно охарактеризован двумя параметрами — средними значениями и средними квадратическими отклонениями. Поля средней месячной температуры (см. рис. 3.2) приводятся во многих работах, при этом расхождения между снятыми с карт значениями, обусловленные различиями в информационной базе и методике картирования, составляют около 1 °С (см. также п. 2.1). Значения средних квадратических отклонений температуры воды на вековых разрезах для всех горизонтов и месяцев года представлены в работе [126]. Карты этой характеристики для поверхностного горизонта в марте и августе приведены в справочнике [66]. Рассматривая их, не следует переоценивать детальность поля изолиний. Достоверные поля средних квадратических отклонений можно получить только для южной части моря (зимой — примерно до 72° с. ш., летом — до 75° с. ш.) (см. рис. 3.1).

При помесячной группировке данных рассчитанные средние квадратические отклонения неявно включают изменчивость, обусловленную выполнением наблюдений в разные даты. Если статистическая обработка данных приводится не по стандартным станциям, а по квадратам моря, к этому добавляется изменчивость за счет смещения точек наблюдений в пределах квадрата, которая должна быть особенно заметна во фронтальных зонах. На рис. 3.5 соответствующие карты построены для января и июля по материалам поквадратной обработки, выполненной во ВНИИГМИ—МЦД. Они отражают повышенную изменчивость температуры воды на гидрологическом фронте у о. Медвежий (сохраняющемся в течение всего года) и вдоль южного побережья моря, особенно в летний период. Для июля—августа характерны повышенные значения средних квадратических отклонений на всей акватории моря, но в остальные месяцы годовой ход этой величины выражен слабо. Вместе с тем в течение всего года ее значения сопоставимы с расхождениями между «нормами» температуры воды, содержащимися в разных источниках.

Использование нормального закона распределения правомерно только для общей характеристики изменчивости температуры воды, но не для расчета экстремальных значений заданной обеспеченности. Отклонения от нормального закона

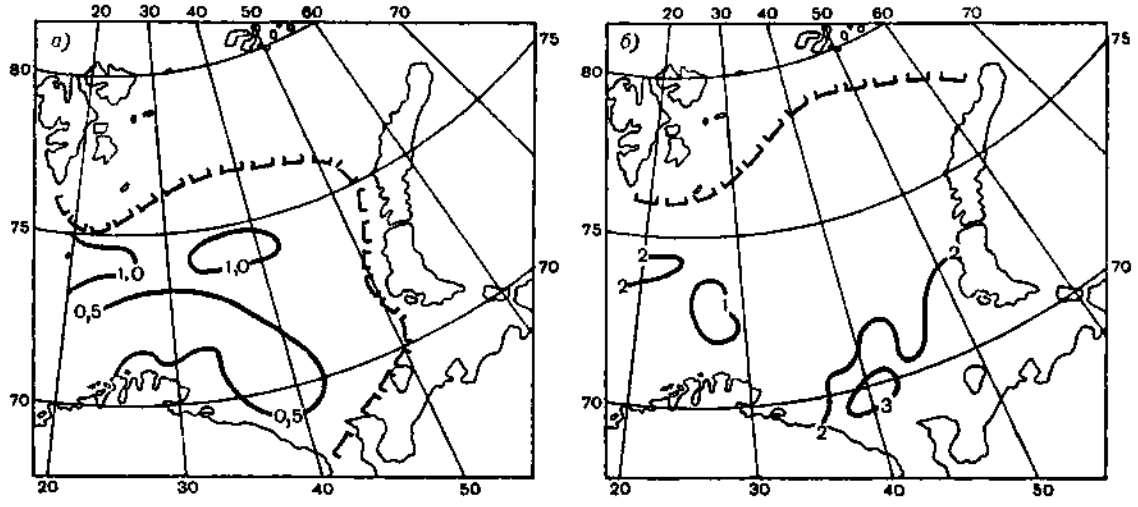


Рис. 3.5. Среднее квадратическое отклонение температуры воды на поверхностном горизонте, °С.

а — январь; *б* — июль.

наиболее очевидны в тех случаях, когда отрицательные аномалии температуры воды ограничены температурой замерзания, что должно приводить

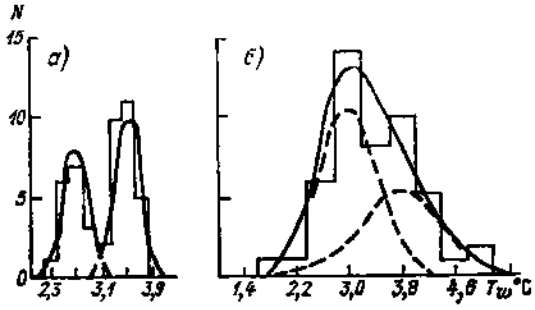


Рис. 3.6. Гистограммы распределения температуры воды и их аппроксимация.

а — 71°30′ с. ш., 33°30′ в. д., горизонт 25 м, апрель; *б* — 69°30′ с. ш., 33°30′ в. д., горизонт 25 м, апрель; *N* — число случаев.

к асимметричности распределения. Однако более важной и распространенной особенностью дифференциальных кривых распределения является преобладание отрицательных значений коэффициента эксцесса. Это выражается в плосковершинности, а в отдельных случаях — в бимодальности распределений.

Явление бимодальности должно быть свойственно точкам наблюдений, находящимся во фронтальных зонах, где имеет место чередование теплых и холодных водных масс. Вместе с тем распределения такого типа возможны и в однородной водной массе южной части Баренцева моря. Рис. 3.6, приведенный в работе [384], иллюстрирует два характерных случая. В первом из них

гистограмма температуры воды может быть аппроксимирована суммой двух нормальных распределений со средними T_1, T_2 и дисперсиями σ_1^2, σ_2^2, причем у них не перекрывается даже 95 % области:

$$\bar{T}_1 = 2{,}70;\ \bar{T}_2 = 3{,}50;\ 2\sigma_1 = \pm 0{,}40;\ 2\sigma_2 = \pm 0{,}36.$$

Во втором случае двумодальное распределение аппроксимируется одновершинной кривой, и у слагающих ее нормальных распределений не перекрываются только 50 %-ные интервалы:

$$\bar{T}_1 = 2{,}70;\ \bar{T}_2 = 3{,}42;\ 0{,}674\sigma_1 = 0{,}30;\ 0{,}674\sigma_2 = 0{,}38.$$

Если бимодальность не связана с переменным положением гидрологического фронта, ее возникновение можно объяснить сложением гармонического процесса (в нашем случае — квазипериодических колебаний температурного режима) со случайным шумом, распределенным по нормальному закону. Вместе с тем преобладание одномодальных распределений температуры воды, близких к нормальному, свидетельствует о том, что изменения температуры воды после исключения годового хода преимущественно определяются полициклическими процессами с переменными фазами и периодами. Для выявления масштабов и относительного вклада этих процессов необходимо использовать материалы наблюдений, позволяющие получить непрерывные реализации во времени или по пространству — данные многосуточных станций, авиасъемок, судовых съемок температуры воды на протяженных галсах.

Измерения температуры воды на многосуточных станциях (с дискретностью 2 ч, реже — ежечасные) проводились главным образом в юго-западной части моря. При продолжительности станций от 10 до 30 сут на результатах расчетов структурных, автокорреляционных и спектральных функций сильно сказывается нестационарность рядов температуры воды. Только в периоды минимальной и максимальной энтальпии (соответственно в марте и августе) структурная функция выходит на стационарный уровень, причем время достижения этого уровня меняется в широких пределах, от 3 до 60 ч. В остальные месяцы года структурная функция неограниченно растет со временем, отражая тем самым сезонную изменчивость температуры воды.

Исключив низкочастотную составляющую с использованием известных методов фильтрации, можно судить о связности и короткопериодной изменчивости рассматриваемых рядов. Для нормированных автокорреляционных функций характерно быстрое убывание со временем. Уже при временном сдвиге 2—4 ч они становятся меньше 0,5, что позволяет считать соответствующие значения температуры воды практически независимыми. Наименьшая связность рядов характерна для горизонтов с максимальными градиентами температуры воды — сезонного термоклина.

По результатам спектрального анализа наиболее достоверно выделяются колебания с полусуточным периодом. Характерный пример графика спектральной плотности, включающего ее изменения по вертикали, показан на рис. 3.7 для многосуточной станции, выполненной в июле на крайнем юго-западе моря [385]. На поверхностном горизонте преобладают колебания с периодом более 1 сут (частично выходящие за пределы достоверного участка спектра), на всех глубинных горизонтах — полусуточные, наиболее вероятной причиной которых следует считать приливные явления.

Для исследования вертикальной структуры колебаний температуры воды рассчитывались коэффициенты корреляции между соседними горизонтами с различными сдвигами по времени. В хо-

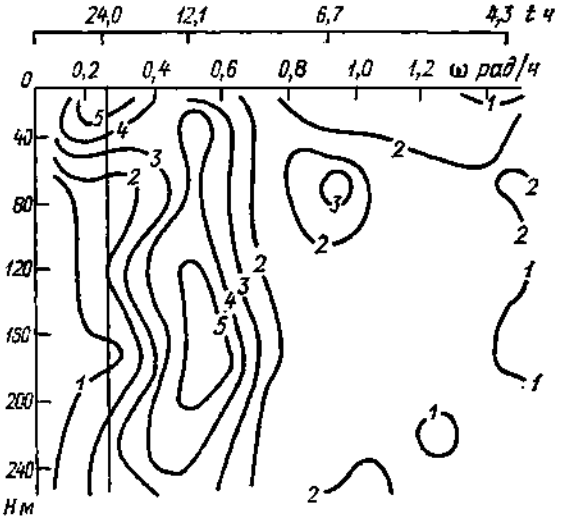


Рис. 3.7. Распределение нормированной функции спектральной плотности по данным многосуточной станции в юго-западной части моря.

Вертикальная линия ограничивает слева достоверную часть спектра.

лодное время года коэффициенты довольно высоки, особенно в слое зимней конвекции при нулевом сдвиге, когда они превышают 0,9. Отсюда следует, что флюктуации температуры воды по вертикали в это время года тесно связаны, происходят однонаправленно и синхронно.

В теплое время года изменения температуры воды на соседних горизонтах практически не связаны, за исключением слоя ветрового перемешивания (0—10 м) и сезонного термоклина (20—30 или 30—50 м). Между этими слоями, а также глубинным слоем ниже термоклина, связь отсутствует. Таким образом, в рассмотренных масштабах (от 2 ч до 3 сут) изменения температуры в различных по вертикальному градиенту слоях в летний период следует считать независимыми. Дополнительным подтверждением этого факта является то, что на разных горизонтах возможны отклонения температуры разного знака от средней многолетней, сохраняющиеся длительное время [127].

Характерные значения колебаний температуры воды, обусловленных приливной изменчивостью, составляют 0,2—0,5 °С в однородных слоях и до 1,0—1,5 °С — в слое термоклина. Несмотря на сравнительно небольшую амплитуду, такие колебания необходимо принимать во внимание при оценках теплового состояния вод по данным океанографических съемок. С учетом этого рекомендуется при осреднении температуры воды в слое 0—200 м и расчетах энтальпии этого слоя использовать результаты наблюдений на океанографических станциях продолжительностью не менее 24 ч [127].

Изложенные результаты относятся к юго-западной части моря, однако немногочисленные данные наблюдений в других районах (северном, Медвежинском) подтверждают выявленные закономерности. Здесь также наиболее отчетливо выражены полусуточные приливные колебания, их максимальный размах приходится на сезонный термоклин.

Оценки пространственной изменчивости температуры воды менее однозначны, чем временной, так как при этом труднее разделить детерминированные и случайные составляющие исследуемых рядов. В общем случае детерминированная составляющая содержит закономерные изменения температуры во времени (суточный, сезонный ход) и низкочастотный тренд, обусловленный изменением средней температуры в зависимости от координат. Если обрабатываемые данные получены в сравнительно короткие сроки, изменениями температуры воды во времени при расчетах пространственных корреляционных характеристик можно пренебречь. Для исключения пространственного тренда следует либо прибегнуть к фильтрации рядов, либо ограничиться данными, полученными строго в пределах однородных водных масс. Далее приводятся результаты расчетов, выполненных при соблюдении этого последнего требования.

Анализировались данные непрерывной регистрации температуры поверхности моря на протяженных галсах, проводившейся в нескольких рейсах НИС «Профессор Молчанов» и НИЛ «Отто Шмидт», материалы авиатермических съемок и карты температуры воды, построенные по результатам экспедиции «Барэкс-84» (в этом случае океанографическая съемка была выполнена в августе, при мало меняющемся поле температуры воды и в достаточно сжатый срок). Дискретность снятия данных по всем трем видам информации составляла от 16 до 30 км, длина рядов — от 300 до 800 км, что значительно больше интервала коррелированности.

В общем случае корреляционные функции даже при сохранении изотропности поля температуры воды могут получаться различными при изменении направления. В Баренцевом море это хорошо заметно в районах интенсивных квазипостоянных течений. В таких районах связность однозначно характеризуется заданием эллипса корреляции

$$\mu(r) = (\mu_1(r),\ \mu_2(r),\ \varphi_r), \qquad (3.11)$$

где $\mu_1(r)$ — корреляционная функция в направлении наибольшей связности φ_r; $\mu_2(r)$ — корреляционная функция в направлении $\varphi_r \pm \pi/2$.

Значение корреляционной функции в произвольном направлении ψ для расстояния r может быть получено по формуле

$$\mu^2(r) = \mu_1^2 \cos^2(\varphi_r - \psi) + \mu_2^2 \sin^2(\varphi_r - \psi). \qquad (3.12)$$

На рис. 3.8, 3.9 показаны графики автокорреляционных функций, сгруппированных по сезонам и районам. Каждая из кривых получена путем осреднения группы из 6—15 графиков. В пределах этих групп корреляционные функции различались незначительно, поэтому можно считать, что осредненные кривые хорошо отражают основные особенности пространственной статистической структуры поля температуры воды в различные сезоны для однородных районов. Типизация была выполнена для трех периодов года (без строгого разделения на гидрологические сезоны) по поверхностному полю температуры в теплой водной массе (рис. 3.8), а для летнего периода — также и

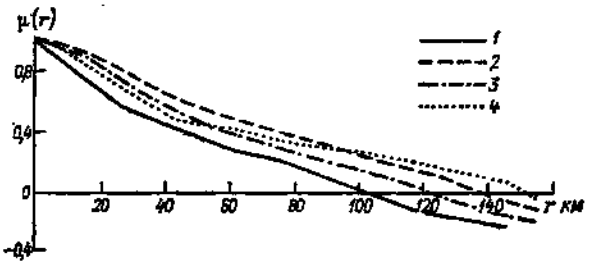


Рис. 3.8. Пространственные нормированные автокорреляционные функции температуры воды в различные сезоны для теплой водной массы на поверхностном горизонте.

1, 2 — зима (ноябрь—апрель), соответственно поперек и вдоль основных струй течений; *3* — весна (апрель—начало июня); *4* — лето (июль—сентябрь).

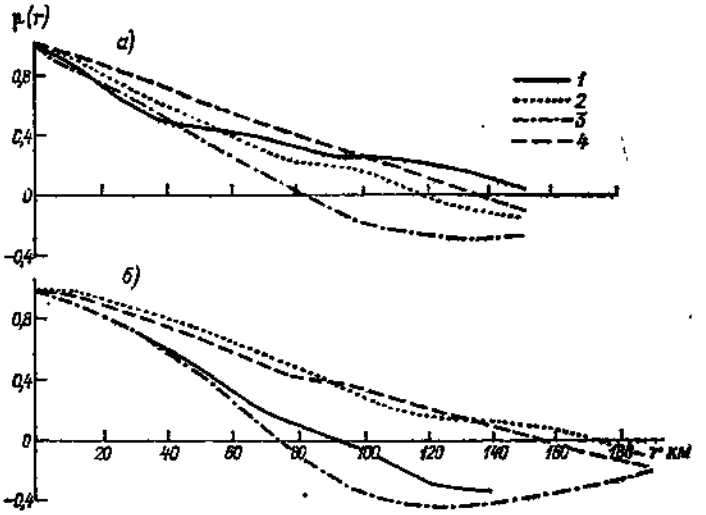


Рис. 3.9. Пространственные нормированные автокорреляционные функции температуры воды на различных горизонтах летом для теплой (*а*) и для холодной (*б*) водной массы.

1 — 0; *2* — 50; *3* — 100 м; *4* — придонный.

по трем глубинным горизонтам отдельно для теплой и холодной водных масс (рис. 3.9 *а*, 3.9 *б*).

На рис. 3.8 заметно увеличение радиусов корреляции от зимы к лету (от 100 до 150 км). Кроме того, в зимний период достаточно наглядно проявляется анизотропность поля температуры: радиус корреляции, полученный по измерениям вдоль струи основных течений, значительно больше, чем в перпендикулярном направлении. Аналогичная тенденция прослеживается и для летнего периода, но для выделения типовых кривых имеющихся данных недостаточно.

В холодной водной массе в летний период радиус корреляции для температуры поверхности моря значительно меньше, чем в теплой (около 95 км). Изменения корреляционных функций с глубиной для обеих водных масс сходны. Минимальные радиусы корреляции (75—85 км) отмечаются на горизонте 100 м, у дна они увеличиваются до 140—150 км.

Расчеты среднего квадратического отклонения температуры на галсах показали устойчивую тен-

денцию к уменьшению изменчивости температуры с глубиной. Это не совпадает с оценками временной изменчивости, согласно которым ее максимальные значения приходятся на слой сезонного термоклина, но следует иметь в виду, что ряды наблюдений на галсах несинхронны, и по ним нельзя установить вклад приливной составляющей, тогда как при анализе временных рядов он выявляется достоверно. Типичные значения средних квадратических отклонений температуры поверхности моря, характеризующие случайную составляющую пространственной изменчивости, для теплой водной массы летом составляют около 0,5 °С, а для теплой массы зимой и холодной массы летом — около 0,3 °С.

После исключения годового хода и короткопериодных колебаний (приливных, синоптических) в рядах температуры воды выявляются аномалии, сохраняющие свой знак, как правило, в течение нескольких месяцев [384]. Они определяют межгодовую изменчивость температуры воды и представляют большой интерес для гидрометеорологического, промыслового и ледового прогнозирования. Исследованию многолетних колебаний температуры воды, часто в комплексе с другими гидрометеорологическими характеристиками, посвящено большое количество работ. Наиболее достоверными считаются квазидвухлетние колебания [33]. Данные о более долгопериодных цикличностях сомнительны, так как при анализе климатической изменчивости температуры воды Баренцева моря авторы располагают единственной реализацией нестационарного случайного процесса, ограниченной во времени, характеризующей только атлантическую водную массу, содержащей пропуски и недостаточно достоверные значения. При этом выявляются наборы цикличностей (например, 2—3, 5, 7—8, 10—15, 18—20 лет), которые, по-видимому, могут быть получены с теми или иными вариациями по любой случайной выборке.

Не вызывает сомнения существование долгопериодных трендов температуры воды, но за период инструментальных наблюдений, составляющий около 80 лет, они были выражены слабо, и тоже могут быть установлены только для атлантической водной массы. Вместе с тем репрезентативной косвенной характеристикой многолетних изменений термического режима представляются колебания ледовитости Баренцева моря, которые рассматриваются в гл. 9.

4. СОЛЕНОСТЬ И ПЛОТНОСТЬ ВОДЫ

4.1. Режимные характеристики солености

Способы описания режима солености в океанологической литературе в значительной степени зависят от поставленной задачи. Соленость может рассматриваться как физическая характеристика морской воды, определяющая ее плотность, электрическую проводимость, температуру замерзания; как наиболее общий показатель гидрохимического режима, однозначно отражающий содержание основных ионов (в силу постоянства соленого состава морской воды); как экологический фактор, от которого зависит осмотическое давление между водной средой и внутриклеточной жидкостью морских организмов. Гидрохимический режим и океанологические основы формирования биопродуктивности Баренцева моря составляют содержание самостоятельного выпуска научно-справочного пособия, поэтому в данной главе представлены только физические аспекты режима солености.

Соленость вод любого морского бассейна определяется интенсивностью его водообмена с Мировым океаном, пресноводным балансом (включающим осадки, речной сток и испарение), процессами ледообразования и таяния льда. Для Баренцева моря ведущим является первый из этих факторов. Оценки водообмена моря недостаточно надежны (см. гл. 7), но очевидно, что он протекает очень активно, причем прилегающие моря (за исключением Белого моря) свободно сообщаются с Мировым океаном. Приток атлантических вод на западной границе моря составляет не менее 50 тыс. км³/год, что на два порядка превышает составляющие пресноводного баланса. По данным работы [155], суммарный речной сток в Баренцево и Белое моря составляет 478 км³/год (318 мм слоя), разность между осадками и испарением — 118 км³/год (79 мм слоя). Если учесть, что на Белое море, которое в 16 раз меньше Баренцева по площади и в 47 раз — по объему, приходится 215 км³ ежегодного речного стока, можно ожидать, что соленость баренцевоморских водных масс будет лишь незначительно отклоняться от океанической, близкой в полярных районах к 35 ‰. Ледовые процессы мало сказываются на среднегодовых значениях солености, так как в Баренцевом море нет отчетливо выраженного однонаправленного ледообмена, но могут приводить к заметным межсезонным изменениям солености поверхностного слоя, обусловленным осолонением при ледообразовании и распреснением при ледотаянии (соленость образовавшегося льда составляет 10—15 ‰, в дальнейшем содержание солей во льду снижается).

Для расчета статистических характеристик режима солености Баренцева моря используется та же информационная база, что и для температуры воды — данные наблюдений на стандартных разрезах и эпизодических океанографических станциях. Распределение по акватории моря данных наблюдений, содержащихся в массиве ВНИИГМИ—МЦД за 1936—1981 гг., совпадает с показанным на рис. 3.1. Пространственно-временная изменчивость солености, как правило, невелика, методика измерений (до середины 70-х гг. — химическое титрование, позже — определения по электросолемеру) обеспечивает высокую точность полученных данных, поэтому достоверные сведения о режиме солености в большинстве районов моря можно получить и по небольшому числу наблюдений. Однако если температурный режим замерзающей части моря на протяжении ледового периода довольно однороден, и предварительные выводы о нем можно сделать даже при отсутствии наблюдений, то режим солености при наличии льда, наоборот, усложняется. Это особенно важно для юго-восточной части моря, где значительные

пространственные градиенты солености сохраняются в течение всего года, но полноценное описание режима солености в настоящее время получено только для безледного периода.

Карты распределения солености в поверхностном слое моря (рис. 4.1) построены по данным

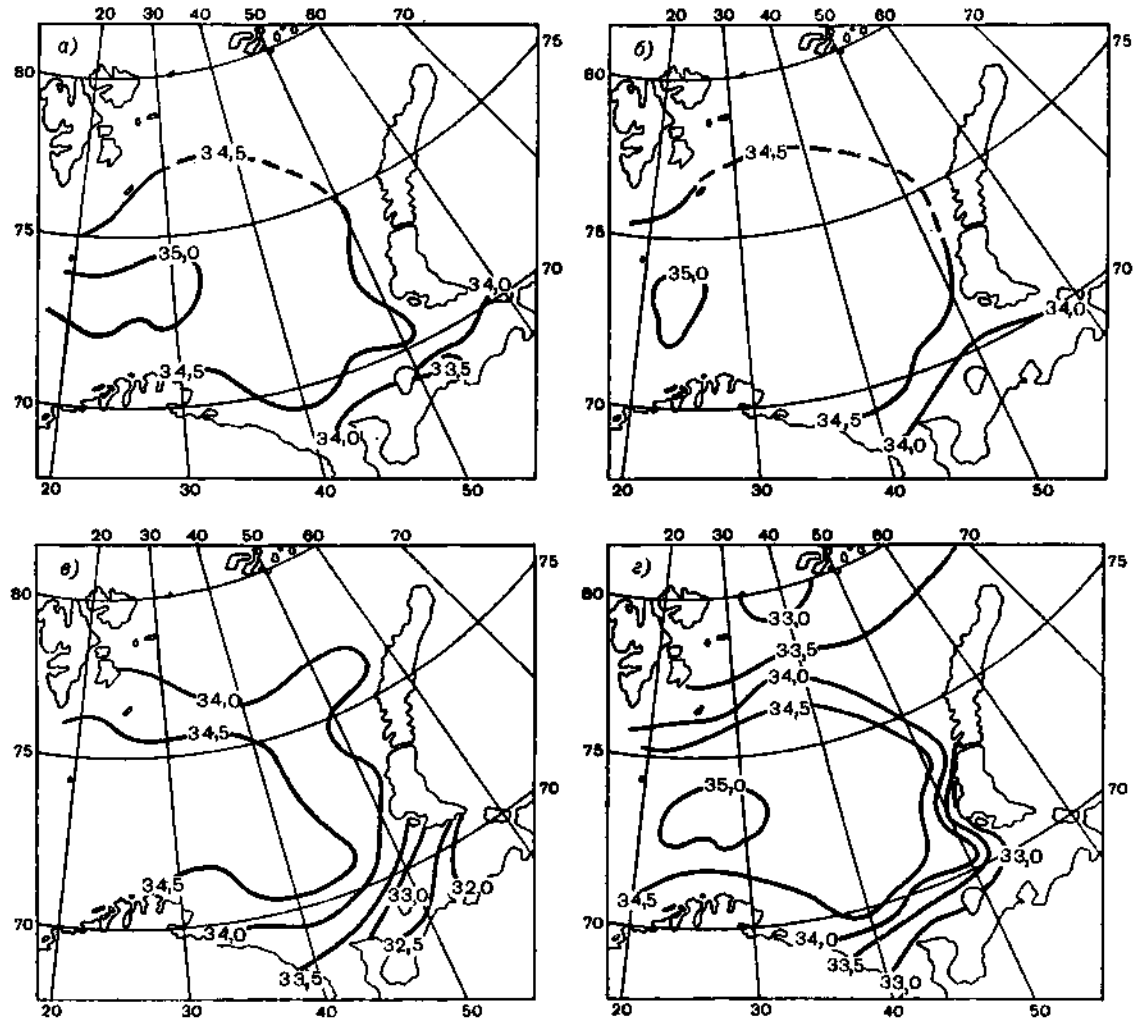


Рис. 4.1. Средняя месячная соленость воды на поверхностном горизонте.
а — январь; *б* — апрель; *в* — июль; *г* — октябрь

ВНИИГМИ—МЦД для центральных месяцев календарных сезонов. Они репрезентативны и для сезонов в целом, так как годовой ход солености повсеместно, за исключением небольшой зоны непосредственного воздействия стока р. Печоры, выражен слабо. Из-за недостатка данных по замерзающей части моря изолинии ограничены средним месячным положением кромки льда.

Наиболее существенными особенностями распределения солености по акватории моря в течение всего года являются ее высокие значения (до 35,0 ‰) в атлантической водной массе и пониженные — во всех прибрежных районах. Степень этого понижения определяется пресноводным балансом, а также поступлением относительно распресненных вод из Белого моря. Вдоль побережья Кольского полуострова, где глубина возрастает до 100 м уже на расстояниях 5—10 км от берега, а объем речного стока сравнительно невелик, соленость даже на крайних южных станциях стандартных разрезов обычно не бывает ниже 34,0 ‰. Беломорское стоковое течение приносит в юго-восточную часть моря воду с соленостью около 31 ‰ летом и около 33 ‰ зимой. Паводковый сток р. Печоры приводит к значительному падению солености в Печорском море и особенно в Печорской губе (далее это будет рассмотрено более детально). Соленость у побережья Новой Земли зимой и весной составляет около 34,5 ‰, летом и осенью понижается до 33,5—34,0 ‰, а вдоль южного побережья этих островов — до 30 ‰ и менее, что может объясняться как общим летним снижением солености на юго-востоке Баренцева моря, так и значительным поступлением сильно опресненных вод Карского моря с течением Литке.

Для северной части моря в безледный период характерны значения поверхностной солености от 32 до 34 ‰, свойственные арктической водной массе Северного Ледовитого океана [324]. Эта водная масса отличается от атлантической более низкой средней годовой соленостью, летом соленость понижается дополнительно из-за таяния льда.

Полученные нами карты солености существенно не отличаются от карт справочника [66], где в качестве центральных месяцев гидрологических

сезонов выбраны март, май, август, ноябрь. На полях средней месячной солености, в отличие от полей температуры, заметно не сказываются ни постоянные течения, ни гидрологический фронт. В некоторых случаях поля солености в работе [66] представляются излишне детализированными, в

дает с глубиной сезонного термоклина) внутригодовой изменчивости практически нет. Наиболее стабильной и выравненной по вертикали соленостью отличается атлантическая водная масса. Некоторое понижение поверхностной солености летом, по-видимому, объясняется превышением осад-

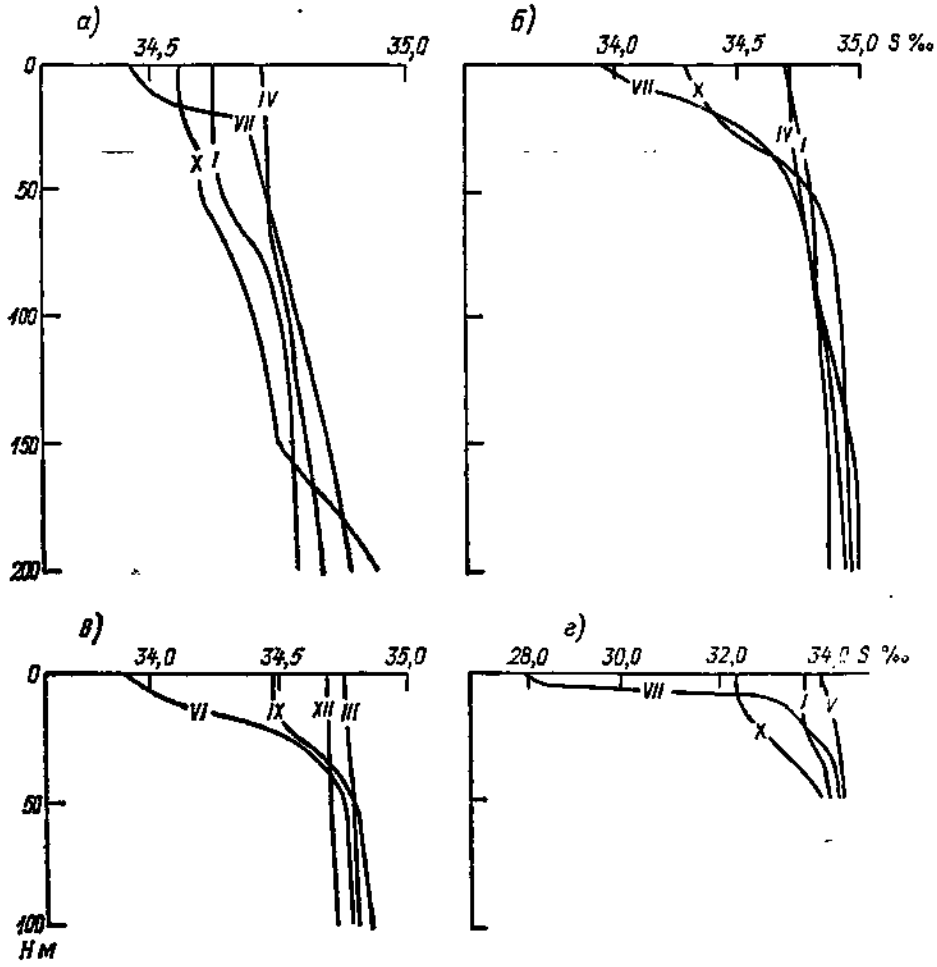


Рис. 4.2. Вертикальные профили средней месячной солености.

а — атлантическая водная масса (71—72° с. ш., 33—34° в. д.); *б* — северная часть моря (76—77° с. ш., 33—34° в. д.); *в* — приновоземельский район (74—75° с. ш., 50—51° в. д.); *г* — юго-восточная часть моря (69—70° с. ш., 53—54° в. д.).

еще большей степени это относится к средней годовой карте, приведенной в работе [129], на которой чередование локальных повышений и понижений солености, по-видимому, является случайным.

Годовой ход солености в разных районах моря достаточно наглядно прослеживается на вертикальных профилях (рис. 4.2), построенных для тех же 1-градусных трапеций, что и профили температуры на рис. 3.3. Сопоставляя изменчивость солености в разных районах, необходимо принимать во внимание разный масштаб графиков по горизонтальной оси. Профили построены для центральных месяцев сезонов, за исключением района к западу от арх. Новая Земля, где годовой минимум поверхностной солености приходится на июнь, и весеннего периода на юго-востоке, где для апреля данных наблюдений не было (но очевидно, что изменения от месяца к месяцу в это время несущественны). Во всех районах годовая изменчивость солености максимальна в поверхностном слое, тогда как ниже 30 м (что примерно совпадает с глубиной сезонного термоклина) внутригодовой изменчивости практически нет. Наиболее стабильной и выравненной по вертикали соленостью отличается атлантическая водная масса. Некоторое понижение поверхностной солености летом, по-видимому, объясняется превышением осадков над испарением (в Норвежском море эта разность значительно больше, чем в Баренцевом [155]). Осенью этот минимум размывается под действием конвективного перемешивания.

В других районах моря характер годового хода солености тот же, но ее летнее понижение значительно больше, так как обусловлено таянием льда, а на юго-востоке — главным образом паводковым речным стоком и Беломорским стоковым течением. Последнее сохраняется в течение всего года, но летом и осенью его соленость ниже, чем зимой. Осолонение при ледообразовании не приводит к заметному повышению солености у поверхности, так как ледообразование сопровождается интенсивным конвективным перемешиванием.

Изменчивость солености, выражающаяся в ее отклонениях от средних месячных значений, в основном определяется изменчивостью факторов, вызывающих распреснение вод. В атлантической водной массе средние квадратические отклонения солености близки к 0,1 ‰, на юго-востоке моря летом в поверхностном слое — к 1,0 ‰ [66].

В зоне смешения речных и морских вод они могут быть еще больше, но при отсутствии данных о режимных функциях распределения солености результаты расчета средних квадратических отклонений мало показательны.

Абсолютные максимумы солености, выбранные из массива наблюдений за все месяцы года, по акватории моря и по глубине изменяются мало: от 35,3 ‰ в атлантических водах до 35,0 ‰ в арктических и 34,7 ‰ на юго-востоке моря. Этим подтверждается, что все процессы, понижающие соленость моря по отношению к океанической, локальны в пространстве и ограничены во времени. Отсюда также следует нецелесообразность расчетов солевого баланса для моря в целом или потоков солей через граничные разрезы, так как по сравнению с погрешностями оценок водообмена и даже с точностью вычисления объема моря (см. раздел «Физико-географическая характеристика») изменчивость солености пренебрежимо мала. Исключение составляет створ на границе Баренцева и Белого морей, где изменения солености определяются интенсивностью водообмена и могут служить его показателем.

Пространственная изменчивость минимумов солености значительно больше, чем у максимумов, особенно в прибрежной зоне, где достоверные сведения о минимально возможной солености можно получить только для точек, совпадающих со станциями стандартных разрезов. В незамерзающей части моря на расстояниях более 50—100 км от берега соленость никогда не бывает ниже 34 ‰, во всех других районах, кроме юго-восточного, предельно возможным летним минимумом солености следует считать 30 ‰.

Юго-восточная часть моря, включая Печорскую губу, отличается своеобразным режимом солености, требующим отдельного описания. Карты средней месячной солености этого района для безледного периода (горизонты 0, 10, 25, 50 м и придонный) приведены в справочнике [67]. Зимне-весенние месяцы не освещены из-за отсутствия наблюдений, но в это время соленость на всех горизонтах близка к той, которая характерна для других районов моря (33—34 ‰). Прохождение волны паводка (на май—июль приходится больше половины годового стока Печоры) приводит к формированию обширной зоны распресненных вод, которая достигает максимального развития в июле (рис. 4.3). Дополнительное понижение солености в это время вызвано таянием льда и повышенным притоком беломорских вод. Распреснение в основном проходится на слой 0—10 м, где вертикальные градиенты солености в июне—июле даже для средних месячных значений превышают 1 ‰/м. Под действием ветрового перемешивания образуется слой скачка солености — сезонный халоклин, сходный с сезонным термоклином и усиливающий плотностную стратификацию вод.

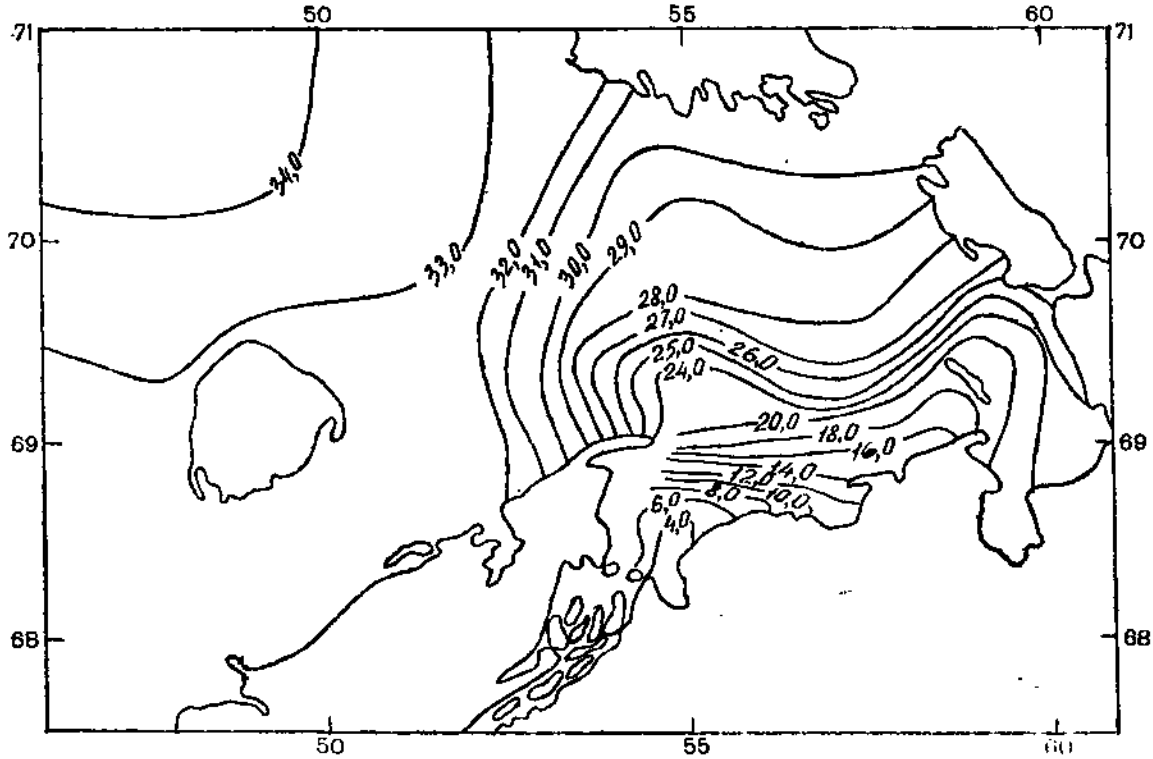


Рис. 4.3. Распределение солености на поверхностном горизонте в июле (юго-восточная часть моря и Печорская губа), ‰.

С августа по ноябрь, когда средний месячный речной сток уменьшается по сравнению с паводковым в 3—5 раз, а процессы перемешивания в море усиливаются, соленость снова постепенно возрастает до 32—33 ‰, ее горизонтальные и вертикальные градиенты сглаживаются. К началу ледообразования зона солоноватых вод, соленость которых ниже 24,7 ‰, не выходит за пределы Печорской губы, поэтому есть основания полагать, что летнее распреснение мало сказывается на ледовых условиях последующей зимы. В этом отношении юго-восточная часть Баренцева моря отличается от других морей арктического шельфа, особенно Карского, где аналогичный процесс протекает намного интенсивнее, и зона солоноватых

вод значительно обширнее (что ускоряет ледообразование и нарастание льда).

Межгодовая изменчивость солености зависит от колебаний речного стока и, в меньшей степени, от других составляющих пресноводного баланса. Однако условия распространения пресных вод в море, в свою очередь, очень изменчивы, поэтому связь между аномалиями солености и речного стока может выявиться лишь при значительном пространственно-временном осреднении данных о солености. В последние годы проводились работы по оценке влияния стока Печоры на гидрологический режим Баренцева моря в естественных условиях и с учетом возможных водохозяйственных мероприятий. Как показали результаты расчетов по очень схематизированной модели [287], даже значительные изменения стока мало сказываются на режиме солености акватории моря за пределами Печорской губы.

4.2. Плотность воды и устойчивость водных слоев

Режимные характеристики плотности морской воды полностью определяются режимом температуры и солености, но тем не менее имеют большое самостоятельное значение. Изменения плотности по горизонтали обусловливают плотностную циркуляцию вод, от ее вертикального распределения зависят устойчивость водных масс и процесс конвективного перемешивания.

Плотность морской воды ρ_w является функцией температуры T_w, солености S и давления P. Давление изменяется практически пропорционально глубине, поэтому плотность обычно приводят к атмосферному давлению P_a. Для удобства представления океанологической информации истинную плотность ρ_w заменяют условной σ_t, которая определяется по соотношению

$$\sigma_t = 10^3\rho_w(T_w,\ S,\ P_a)/[\rho_w(4,\ 0,\ P_a)], \qquad (4.1)$$

где $\rho_w(4,\ 0,\ P_a)$ — плотность пресной воды при 4 °С и атмосферном давлении.

Зависимость плотности от температуры воды и солености описывается упрощенным уравнением состояния морской воды [266]

$$\sigma_t = 28{,}152 - 0{,}07357T_w - 0{,}00469T_w^2 + \\ + (0{,}802 - 0{,}0027T_w)(S - 35). \qquad (4.2)$$

С увеличением солености σ_t растет почти линейно, тогда как с понижением температуры рост σ_t замедляется по мере приближения к температуре наибольшей плотности. Последняя для морской воды с соленостью более 24,7 ‰ совпадает с температурой замерзания, для солоноватых вод меньшей солености — превышает ее, достигая 4 °С для пресной воды. При типичных для Баренцева моря термохалинных условиях изменение температуры, эквивалентное изменению солености на 0,1 ‰, составляет от 0,5 °С в поверхностном слое летом до 3—5 °С в период максимального выхолаживания за пределами атлантической водной массы. Отсюда следует, что относительный вклад температуры и солености в плотностную структуру может меняться в очень широких пределах.

Пространственно-временная структура полей плотности Баренцева моря отражает общие закономерности, присущие Мировому океану — относительную однородность по горизонтали, устойчивую вертикальную стратификацию, существование слоя с повышенным градиентом плотности (пикноклина), ниже которого сезонные изменения плотности незначительны. Вертикальное распределение плотности и ее годовой ход в деятельном слое океана в основном определяются изменениями температуры воды. Исключение составляет Северный Ледовитый океан, в котором определяющим фактором является пониженная соленость поверхностного слоя.

Для Баренцева моря характерны оба типа структуры вод. В атлантической водной массе изменения плотности следуют за изменениями температуры, годовой ход солености приводит к дополнительному понижению плотности поверхностного слоя в летние месяцы. В трансформированных водах Северного Ледовитого океана, занимающих северную часть моря, вклад температуры и солености в летнее понижение плотности примерно равен. На юго-востоке моря преобладающий вклад в плотностную стратификацию вносят изменения солености.

На рис. 4.4 представлены вертикальные профили условной плотности, характерные для разных районов моря. Горизонтальный масштаб графиков выбран с учетом того, что изменение плотности в течение года везде, кроме юго-восточной части, невелико. В атлантической водной массе изменения плотности как по вертикали, так и в годовом ходе, минимальны. В северном и приновоземельском районах годовой ход плотности внешне сходен с атлантическими водами, но здесь более четко выражен слой сезонного пикноклина, так как значительно слабее влияние летнего прогрева и передачи тепла в глубинные слои. Юго-восток выделяется сильной стратифицированностью верхнего слоя моря и очень мелким залеганием пикноклина в летние месяцы. В целом слой повышенных градиентов плотности практически совпадает с сезонным термоклином и халоклином, так как до начала осенней конвекции вертикальные профили всех гидрологических элементов в основном определяются волновым перемешиванием.

Максимальные значения плотности достигаются при низкой температуре воды и повышенной солености, что может иметь место при выхолаживании атлантических вод по мере их продвижения на север и восток. При абсолютном максимуме солености 35,3 ‰ и температуре замерзания —1,9 °С условная плотность составляет 28,4. Близкие к этому максимумы плотности получены по натурным данным (28,15 — в поверхностном слое, 28,3 — на горизонте 200 м).

Изменчивость минимальных значений плотности намного больше, чем максимальных, даже в юго-западной части моря. Здесь понижение плотности возможно до 27,0 в зимние месяцы и до 26,0 — в летние (без учета прибрежной зоны, где при локальном распреснении плотность может быть и ниже). В остальных районах моря минимумы плотности определяются совпадающими в годовом ходе минимальной соленостью и максимальной температурой. Летом на севере возможно понижение плотности поверхностного слоя до 24,5, на юго-востоке, вне зоны непосредственного поступления речных вод — до 15—20.

Наиболее общей характеристикой многолетней изменчивости плотности (так же, как и других гидрологических элементов) является среднее квадратическое отклонение, рассчитанное при заданной пространственно-временной группировке данных. Для средних месячных значений, получен-

изменения плотности частицы воды при ее адиабатическом поднятии или опускании:

$$E = \lim_{\Delta z \to 0} [(\rho_w - \rho')/\Delta z], \qquad (4.3)$$

где ρ_w и ρ' — значения плотностей среды и частицы, смещенной на вертикальное расстояние Δz.

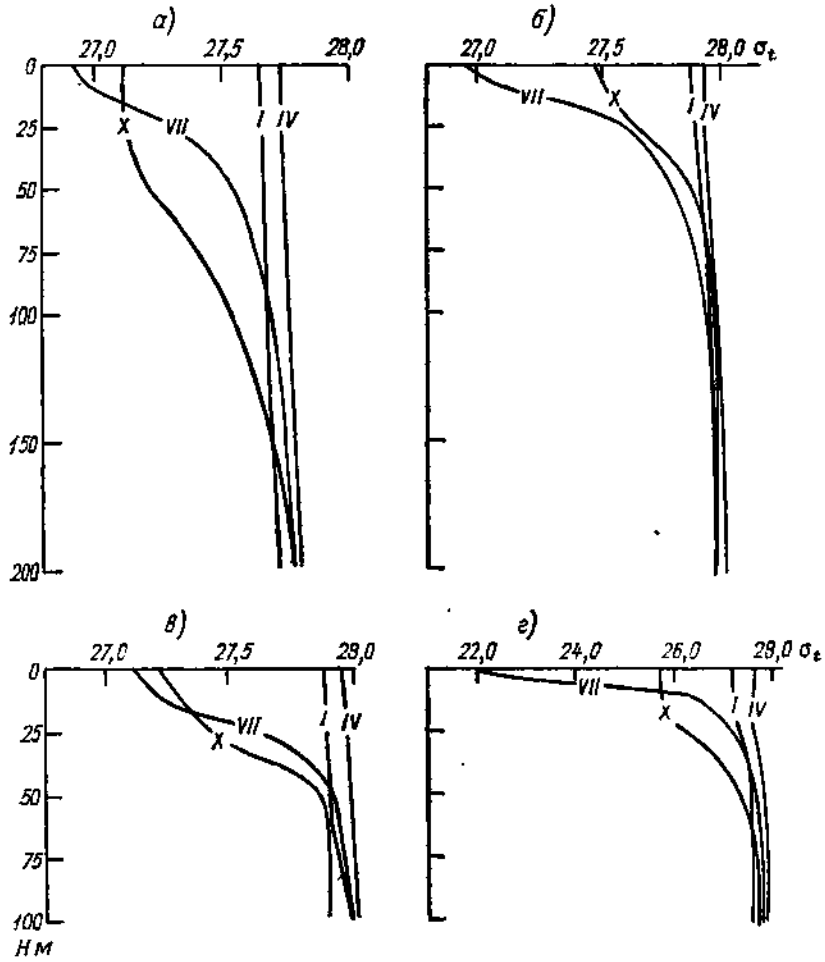


Рис. 4.4. Типовые вертикальные профили условной плотности.

а — юго-западная часть моря; *б* — северная часть; *в* — приновоземельский район, *г* — юго-восточная часть.

ных по 1-градусным трапециям, во всех районах моря, кроме юго-восточного, среднее квадратическое отклонение составляет около 0,1, и только летом и осенью в деятельном слое (выше пикноклина) возрастает до 0,2—0,3. На юго-востоке изменчивость плотности намного больше: в поверхностном слое от 0,3—0,4 зимой до 2,0—4,0 летом, ниже термоклина — от 0,1—0,2 зимой до 0,3—0,5 летом. В некоторых районах моря на фоне очень слабой многолетней изменчивости выделяются несколько повышенные значения средних квадратических отклонений на горизонтах пикноклина (от 20 до 50 м), что, по аналогии с данными п. 3.3, свидетельствует о приливной изменчивости плотности воды.

Данные о вертикальных распределениях плотности позволяют достаточно уверенно судить о стратификации водных масс и условиях вертикального перемешивания. Вместе с тем более строгим показателем состояния водной среды является вертикальная устойчивость E, характеризующая

Для практических расчетов [266] используется формула

$$E \cdot 10^3 = \frac{\partial \sigma_t}{\partial T_w} \cdot 10\left[\left(\frac{dT_w}{dz} - \frac{dT'}{dz}\right) \cdot 10^4\right] + \frac{\partial \sigma_t}{\partial S} \cdot 10\left(\frac{dS}{dz} \cdot 10^4\right), \qquad (4.4)$$

где T' — потенциальная температура.

В относительно неглубоком шельфовом море адиабатические изменения температуры воды невелики, поэтому устойчивость лишь незначительно отличается от вертикального градиента плотности. Близкие к нулю или отрицательные значения устойчивости достигаются при выравненном по вертикали распределении температуры и солености. Эти условия способствуют более глубокому проникновению волнового перемешивания и развитию конвекции. Однако конечным результатом всех видов перемешивания является восстановление равновесия в водной среде, поэтому при осред-

нении гидрологических данных преобладают положительные значения устойчивости.

Общая характеристика устойчивости вод Баренцева моря дана В. Т. Тимофеевым [361], и полученные им результаты, несмотря на ограниченный объем использованных данных (по 1939 г.), не требуют пересмотра. В годовом ходе максимум устойчивости наступает в слое 0—25 м в июле—августе, 25—50 м — в августе—сентябре и 50—100 м — в сентябре—октябре. В остальные месяцы устойчивость мала или близка к безразличному состоянию, в зимний период в поверхностных слоях может принимать отрицательные значения.

Наибольшая изменчивость устойчивости по пространству характерна для слоя 0—25 м. Более высокая устойчивость отмечается на юго-востоке и севере моря, более низкая — в его западном и центральном районах. От августа к сентябрю устойчивость в слое 0—25 м повсеместно понижается, что объясняется меньшим поступлением речного стока, прекращением таяния льдов в северных районах и понижением температуры поверхностного слоя моря.

В слое 25—50 м также отмечается повышенная устойчивость в восточных районах моря и пониженная — в западных, но в целом ее пространственная изменчивость меньше, чем у поверхности. Для этого слоя характерно некоторое повышение устойчивости от августа к сентябрю, обусловленное началом конвективного перемешивания, вызывающего перенос более теплых и менее соленых вод от поверхности к горизонту 25 м.

От сентября к октябрю и в последующие месяцы устойчивость во всех слоях падает. Ее уменьшение продолжается в слоях 0—25 и 25—50 м до декабря—января, 50—100 м — до февраля—марта и 100—200 м — до марта—апреля. Затем устойчивость почти не меняется до мая, оставаясь близкой к нулю. Летнее повышение устойчивости наиболее значительно от июля к августу в поверхностном слое.

В дополнение к данным работы [361] в МФ ААНИИ были выполнены расчеты устойчивости в слоях между стандартными горизонтами для периода наибольшего развития сезонного пикноклина (сентябрь). Использован архив океанографических наблюдений на стандартных разрезах. При этом устойчивость рассчитывалась непосредственно для каждой океанографической станции с последующим осреднением полученных значений (в отличие от методики В. Т. Тимофеева, который определял среднюю месячную устойчивость с использованием осредненных профилей температуры и солености воды).

На рис. 4.5 показано вертикальное распределение устойчивости на меридиональном разрезе VI и широтном разрезе XXIX (см. рис. 1.1). Результаты расчетов подтверждают отмеченные выше закономерности. Относительно повышенная устойчивость отмечается в слое пикноклина, центральная ось которого расположена примерно на горизонте 30 м. Максимальные значения $E \cdot 10^8$, составляющие от 1000 до 1500, не в полной мере отражают реальный диапазон изменений этой величины, так как при расчете по стандартным горизонтам вертикальные градиенты всех гидрологических характеристик сглаживаются. Общим свойством морских вод, выявленным в последние годы с помощью малоинерционных зондирующих приборов, является тонкая структура — чередование сравнительно однородных слоев с толщинами от десятков сантиметров до нескольких метров и тонких

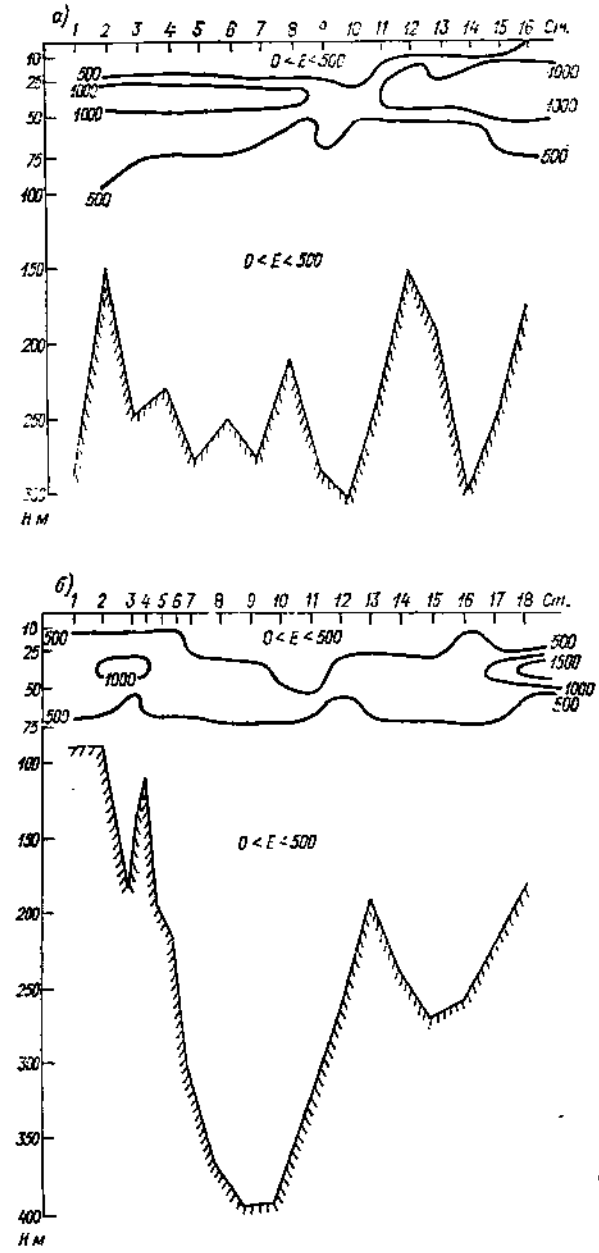


Рис. 4.5. Распределение устойчивости по вертикали. Сентябрь, усл. ед.

а — VI разрез; *б* — XXIX разрез.

прослоек с резкими изменениями характеристик. На Баренцевом море специализированные исследования такого рода не проводились, но можно полагать, что тонкая структура наиболее отчетливо выражена именно в слоях с повышенной устойчивостью.

4.3. Конвективное перемешивание

Ведущее место среди процессов, определяющих гидрологический режим Баренцева моря, на протяжении большей части годового цикла принадлежит конвективному перемешиванию. Осенне-зимняя конвекция проникает на большие глубины (во

многих районах моря — до дна), приводит к значительной трансформации атлантической водной массы и формированию баренцевоморских вод. Пространственное распределение гидрологических характеристик, установившееся в результате конвекции, на значительной части акватории моря сохраняется 5—6 месяцев, а в глубинных слоях — практически круглый год.

Конвективное перемешивание представляет собой один из видов анизотропного перемешивания. Главной причиной его возникновения является гидростатическая неустойчивость водных слоев, возникающая вследствие увеличения плотности воды в поверхностном слое моря (либо уменьшения плотности подстилающих слоев). В отличие от фрикционного перемешивания, обусловленного поперечным сдвигом скорости, конвективное перемешивание может развиваться независимо от того, находятся ли данные слои жидкости в движении или нет, и происходит в вертикальном направлении.

Причиной возникновения свободной конвекции в море может быть изменение температуры или солености водной среды вследствие, например, ее взаимодействия с атмосферой. В результате создается неустойчивое распределение плотности, при котором более плотные объемы оказываются выше слоев с относительно меньшей плотностью, и, следовательно, не выполняется условие минимума потенциальной энергии системы. Поэтому при самом незначительном внешнем воздействии равновесие слоев нарушается, и возникает тенденция к перераспределению жидкости, подавляемая совместным действием вязкости и теплопроводности. Чтобы начался процесс перемешивания, вертикальный градиент плотности должен превысить некоторое критическое значение.

В лабораторных условиях, при равномерном потоке тепла в слое жидкости, возникает ячеистая конвекция. В этом случае вертикальные токи образуют правильные шестиугольники с отношением длины сторон к высоте ячейки примерно 2 : 1. Для моря характерна дискретная конвекция в виде конвективных элементов, возникающих при наличии контрастов температуры или солености в горизонтальной плоскости. Различают также конвекцию поверхностную и внутрислойную. В первом случае перемешивание вызывается охлаждением и осолонением на поверхности или адвекцией более плотных вод в верхних слоях моря. Внутрислойная конвекция возникает в связи с различием скоростей молекулярной теплопроводности и диффузии солей, а также из-за горизонтальной неоднородности термохалинного поля.

Конвективное перемешивание характеризуется глубиной проникновения конвекции, теплоотдачей водных слоев, температурой, соленостью и плотностью верхнего однородного слоя, сроками образования ледяного покрова. Расчет этого комплекса характеристик составляет важнейшую часть моделирования ледово-гидрологического режима и разработки методов долгосрочных ледовых прогнозов.

Существует ряд расчетных методов, позволяющих определять указанные характеристики в зависимости от начального распределения температуры и солености, а также тех или иных граничных условий. Краткий обзор этих работ содержится в монографии Н. П. Булгакова [45]. Здесь мы остановимся только на тех из них, которые непосредственно использовались для расчетов гидрологического режима Баренцева моря.

Метод Н. Н. Зубова [146] предназначен для расчета конвекции, вызванной охлаждением или осолонением поверхностных слоев воды при ледообразовании без учета влияния течений, волнения, горизонтального и вертикального турбулентного обмена. В качестве исходных данных используются материалы океанографических съемок, выполненных до начала конвекции. Предполагается, что дальнейшие изменения температуры и солености по вертикали обусловлены теплообменом с атмосферой. Горизонт проникновения конвекции определяется из условий равенства удельных объемов на этом горизонте и в верхнем перемешанном слое. Температура и соленость от поверхности до горизонта конвекции рассчитываются по формулам смешения.

После того, как температура перемешавшихся слоев становится равной температуре замерзания, она остается постоянной. Дальнейшая конвекция обусловлена осолонением при ледообразовании, а теплоотдача связана только с вовлечением в процесс перемешивания нижележащих слоев. По определению Н. Н. Зубова, глубина, до которой конвективное перемешивание происходит без ледообразования, называется критической глубиной вертикальной зимней циркуляции, а количество тепла, которое для этого должно быть отдано атмосфере с единицы площади моря — показателем замерзания.

При малом теплозапасе водной толщи вертикальная циркуляция может достигнуть дна еще до начала ледообразования. Количество тепла, которое должно быть отдано в атмосферу, чтобы перемешивание достигло дна, Н. Н. Зубов назвал показателем вентиляции. Если этот показатель меньше общей теплоотдачи в зимний период, охлажденные воды распространяются в придонном слое в направлении понижения дна. Этот процесс оказывает существенное влияние на формирование придонных вод Баренцева моря.

Условия конвективного перемешивания в Баренцевом море наглядно показаны в работе [146] на примере расчета, выполненного для меридионального разреза по 35° в. д. В южной части моря (до 74° с. ш.) конвекция достигает дна еще при положительной температуре воды (до 1,0—1,5 °С). К северу показатель замерзания возрастает и, начиная с 76° с. ш., превышает показатель вентиляции (следовательно, расчетная конвекция сопровождается ледообразованием).

Н. П. Булгаковым [45] и В. А. Цикуновым [393] были разработаны расчетные методы, основанные на тех же физических представлениях. В работе [393] дополнительно учитывается ряд факторов — уплотнение при смешении вод, влияние испарения и осадков, адвекция тепла и солей течениями. Метод В. А. Цикунова основан на решении системы уравнений, включающей уравнение теплового и солевого балансов в верхнем однородном слое, теплопроводности и переноса солей — в нижележащем слое. Процесс выхолаживания считается монотонным, потоки тепла и солей в слой конвекции из нижележащих слоев не учитываются.

Развитием этого направления стала численная модель Ю. П. Доронина [115]. Она основывается

на уравнениях баланса тепла и солей для слоя конвективного перемешивания в виде:

$$\int_0^{z_{i+1}} c_w\rho_w (T_w)_{i+1}\,dz = \int_0^{z_i} c_w\rho_w (T_w)_i\,dz + \int_{z_i}^{z_{i+1}} c_w\rho_w (T_w)_i\,dz + \int_{t_i}^{t_{i+1}} \Phi_a\,dt + \int_{t_i}^{t_{i+1}} \lambda_w \frac{\partial T_w}{\partial z}\Big|_{z=H_S} dt + \int_{t_i}^{t_{i+1}} \int_0^{H_S} c_w\rho_w W \frac{\partial T_w}{\partial n}\,dz\,dt; \tag{4.5}$$

$$\int_0^{z_{i+1}} \rho_w S_{i+1}\,dz = \int_0^{z_i} \rho_w S_i\,dz + \int_{z_i}^{z_{i+1}} \rho_w S_i\,dz + \int_{t_i}^{t_{i+1}} \Phi_S\,dt + \int_{t_i}^{t_{i+1}} K_w\rho_w \frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{z=H_S} dt + \int_0^z \rho_w W \frac{\partial S}{\partial n}\,dz\,dt, \tag{4.6}$$

где T_w, S, c_w, ρ_w — соответственно температура, соленость, теплоемкость и плотность морской воды; H_S — глубина залегания нижней границы однородного слоя; Φ_a, Φ_S — потоки тепла и солей на поверхности моря; индексы i, $i+1$ соответствуют начальному и конечному моментам времени для очередного шага расчета; λ_w, K_w — коэффициенты турбулентного обмена теплом и солями на нижней границе однородного слоя; W — скорость результирующего течения; $\partial T_w/\partial n$, $\partial S/\partial n$ — градиенты температуры и солености в направлении вектора течений.

Левые части уравнений (4.4) (4.5) характеризуют теплозапас и содержание солей в однородном слое моря толщиной z_{i+1} на искомый момент времени t_{i+1}. Первые слагаемые правых частей соответствуют этим же параметрам слоя толщиной z_i в исходный момент времени t_i. Физический смысл остальных слагаемых следующий: 2) поступление тепла в однородный слой при вовлечении в перемешивание слоя толщиной $(z_{i+1}-z_i)$; 3) тепло- и солеобмен деятельного слоя с атмосферой; 4) тепло- и солеобмен с нижележащим слоем вод; 5) адвекция тепла и солей в однородном слое.

Глубина залегания скачка плотности определяется из условия

$$(\rho_w)_{i+1} \leqslant \rho_w (z_{i+1}), \tag{4.7}$$

означающего, что плотность воды в однородном слое не может превышать плотности подстилающих слоев. В случае вынужденной конвекции исходные уравнения остаются теми же, но z_{i+1} приобретает смысл глубины ветрового перемешивания, которая может быть в первом приближении рассчитана по скорости ветра.

Уравнения (4.4)—(4.6) дополняются зависимостью плотности воды от температуры, солености и давления. Коэффициенты обмена K_w, λ_w считаются известными, и должны быть определены каким-либо независимым способом.

Данная модель использовалась автором для расчетов конвективного перемешивания и сроков ледообразования в арктических морях. В работе [166] рассматривается опыт ее использования применительно к Баренцеву морю. При расчетах задавалось фактическое исходное распределение гидрологических характеристик, для учета адвекции использовалась известная схема постоянных течений Баренцева моря (см. гл. 7). По мнению авторов, расхождения результатов расчетов с фактическими данными о ледообразовании объясняются тем, что эта схема недостаточно полно учитывает динамику морских вод в реальных условиях.

Некоторые результаты моделирования осенних гидрологических процессов в Баренцевом море на основе совместного расчета динамики и термохалинных условий приведены в работе [165]. Показана зависимость толщины слоя конвективного перемешивания (который в данном случае отождествляется с верхним квазиоднородным слоем) от интенсивности циркуляции, определяющей поступление тепла в море через западную границу. Однако результаты расчетов в этом случае не сопоставлялись с данными океанографических съемок.

Таким образом, несмотря на совершенствование расчетных методов, вероятностное описание ледово-гидрологического режима Баренцева моря на основе численного моделирования еще не получено. Адвекция в верхнем слое моря, ветровое перемешивание и дрейф льда определяются главным образом процессами синоптического масштаба, поэтому их параметризация требует правильного задания режимообразующих факторов — полей ветра и волнения, ледовых условий, поступления и распространения пресных вод. В свою очередь, изменчивость процессов конвекции создает обратные связи, которые непосредственно сказываются на поведении ледяного покрова и опосредствованно — на других характеристиках гидрометеорологического режима.

Географическое описание конвективного перемешивания в Баренцевом море с учетом всей совокупности влияющих факторов имеется в работах Б. С. Залогина и А. Т. Макеровой [134, 135]. В соответствии с известной классификацией Н. Н. Зубова здесь представлены три типа конвекции — арктический, полярный и субполярный.

В северной и северо-восточной частях моря, где лед сохраняется в течение почти всего года, и сезонные изменения температуры воды невелики, конвекция проходит по арктическому типу. Перемешивание в основном обусловлено осолонением вод при ледообразовании. Конвекция начинается раньше, чем в других районах моря, в конце августа, но проникает сравнительно неглубоко (до 50—75 м).

Для большей части акватории моря (юго-восточный район, центральная часть) характерен полярный тип перемешивания, при котором вертикальная циркуляция сначала является следствием понижения температуры воды, а затем — увеличения солености однородного слоя при ледообразовании. Конвекция начинается в первой декаде сентября, ее развитию во всех районах, кроме юго-восточного, способствует невысокая устойчивость водных слоев. На Мурманском мелководье, а также поднятиях дна Центральной возвышенности, Гусиной банки и других, осенняя конвекция доходит до дна, причем, как правило, раньше, чем в прилегающих глубоководных районах. В результате этого происходит «сползание» холодных тяжелых вод в глубинные слои, которое, в сочетании с плотностным переме-

шиванием, позволяет конвекции проникнуть за зиму до глубин 200—300 м.

В юго-западной части моря конвекция вызывается и поддерживается только понижением температуры, что присуще субполярному типу. Она начинается в середине сентября и продолжается в течение всего зимнего периода, достигая глубин 150—200 м.

Интенсивность конвекции в разных районах моря неодинакова. В целом она убывает с запада на восток, в зависимости от устойчивости водных слоев. На интенсивности конвекции существенно сказывается также тепловое состояние моря и атмосферы. В аномально теплые годы начало термической конвекции задерживается, теплоотдача моря в начале осени невелика. В дальнейшем интенсивность конвекции увеличивается, однако при одной и той же теплоотдаче глубина конвективного перемешивания в теплые годы меньше, чем при средних многолетних условиях.

В аномально холодные годы толщина верхнего однородного слоя невелика, конвекция начинается раньше обычного, протекает интенсивно и при большой теплоотдаче. Однако в целом особенности плотностного перемешивания, связанные с аномальным прогревом или охлаждением Баренцева моря, проявляются главным образом в начальной стадии конвекции. В дальнейшем эти различия сглаживаются, к концу зимы во всех районах моря складываются сходные гидрологические условия.

Критическая глубина и показатель замерзания меняются по акватории моря в довольно широких пределах. По результатам расчетов, приведенным в работе [182] критическая глубина уменьшается от 50—60 м в центральной части до 5—10 м на севере и юго-востоке моря. Соответствующие изменения показателя замерзания составляют от 120 до 20 кДж/см^2. Это наглядно проявляется в особенностях ледового режима Баренцева моря. Если его юго-восточная часть за период с ноября по январь полностью покрывается льдом, то в центральных районах моря скорость продвижения кромки в течение всей зимы сравнительно невелика. Вместе с тем эти районы отличаются значительной межгодовой изменчивостью положения кромки льда, для объяснения которой необходимо наряду с конвекцией рассматривать динамические факторы — ветер, волнение, течения.

5. ВОДНЫЕ МАССЫ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ

При районировании океанов и морей по характеристикам гидрологического режима необходимо учитывать как устойчивость основных режимообразующих факторов (морфометрии, радиационного баланса, годового речного стока и др.), так и подвижность водной среды, которая приводит к переносу ее свойств и смешению вод, образовавшихся в разных районах. Наиболее обобщенным показателем гидрологического режима является понятие водной массы — большого объема воды, формирующегося в определенном районе океана и сохраняющего свои свойства за пределами области формирования. Водным массам присуща сравнительная однородность гидрологических и гидрохимических условий. Границами водных масс в горизонтальной плоскости являются гидрологические фронты — зоны повышенных градиентов всех или некоторых гидролого-гидрохимических характеристик. Выделение водных масс по вертикали проводится с учетом плотностной стратификации, их границами в этом случае являются слои скачка плотности.

Баренцево море отличается свободным водообменом со всеми окружающими бассейнами и отсутствием подводного порога, поэтому границы его водных масс нигде не совпадают с географической границей моря. В понижениях рельефа дна (Центральной впадине, Новоземельском желобе) горизонтальный водообмен затруднен, но не настолько, чтобы привести к образованию обособленных придонных водных масс. Поэтому градиенты гидрологических характеристик лишь в небольшой степени зависят от морфометрии дна. В основном они определяются, с одной стороны, контрастом условий между западной, северной и юго-восточной частями моря, а с другой — интенсивностью горизонтального и вертикального перемешивания.

Классификация и описание водных масс Баренцева моря проводились многими авторами, начиная с Н. М. Книповича. Расширение информационной базы и совершенствование методов выделения водных масс (анализ градиентов гидрологических характеристик, построение T, S-кривых, изопикнический анализ) отражены в работах В. К. Агенорова [7], В. Т. Тимофеева [364], В. П. Новицкого [261] и др. Наиболее полная характеристика водных масс южной части Баренцева моря получена Л. К. Цехоцкой [129] с использованием метода разложения океанологических полей по естественным ортогональным функциям. В этой работе при выделении водных масс рассматривались четыре характеристики: температура, соленость, содержание кислорода и фосфатов. Получены схемы распределения водных масс по горизонтам в зимний и летний сезоны.

В работах И. П. Карповой и А. В. Родина [167] наряду с классификацией водных масс рассмотрено положение их границ в различные по тепловому состоянию годы. Этот подход позволяет более объективно по сравненню с анализом многолетних рядов наблюдений на разрезах выявить межгодовую изменчивость гидрологического режима. Для систематического прослеживания состояния и границ водных масс необходимо проводить квазисинхронные съемки всей акватории моря в периоды наименьшей изменчивости его теплового состояния.

Результаты всех указанных работ в целом соответствуют наиболее простой классификации водных масс Баренцева моря, приведенной в монографии А. Д. Добровольского и Б. С. Залогина [111]. Выделены следующие четыре водные массы (совпадающие с перечнем В. Т. Тимофеева [364]):

1) атлантические воды с повышенной температурой и соленостью, поступающие с запада в виде поверхностных течений и приходящие на глубинах с севера и северо-востока из Арктического бассейна;

2) арктические воды с отрицательной температурой и пониженной соленостью, входящие как поверхностные течения с севера;

3) прибрежные воды со значительной амплитудой годового хода температуры и низкой соленостью, формирующиеся под действием материкового стока и опресненных прибрежных течений;

4) баренцевоморские воды с низкой температурой и высокой соленостью, образованные в пределах моря в результате перемешивания водных масс, приходящих извне, и их трансформации под влиянием местных условий.

Увязывая эту схему с конкретной информацией о средних многолетних или текущих гидрометеорологических условиях, необходимо иметь в виду, что изученность перечисленных водных масс, включая их сезонную изменчивость, очень неравномерна. Водные массы Баренцева моря следует рассматривать в тесной связи с водообменом в его проливах и на граничных сечениях. Между тем все имеющиеся сведения о водообмене (см. гл. 7) свидетельствуют о том, что сколько-нибудь обоснованные климатические оценки получены только для западной границы моря (причем даже в этом случае не путем непосредственных измерений течений, а с использованием косвенных методов). В отношении северной и северо-восточной границы нет уверенности даже в знаке результирующего среднего годового переноса вод по слоям, поэтому поступление поверхностных арктических и глубинных атлантических вод можно оценить только ориентировочно.

Свойства водных масс Баренцева моря и условия их формирования в определенной мере уже были рассмотрены при описании режима температуры воды, солености, плотности, а также процессов перемешивания в море (гл. 3, 4). Здесь мы дадим их краткую характеристику на основе упомянутых выше литературных источников и по результатам статистической обработки массива данных океанографических наблюдений за 1936—1981 гг. При этом будут указываться наиболее характерные значения температуры и солености или диапазоны их изменения. На рис. 5.1 схематически показаны границы водных масс на горизонтах 0, 50 и 200 м в январе и июле. Несовпадение этих границ со средним положением фронтальной зоны объясняется тем, что при многолетнем осреднении сглаживаются градиенты гидрологических характеристик, расширяются зоны трансформации вод вследствие изменчивости течений и образования синоптических вихрей.

Наиболее однозначно выделяется атлантическая водная масса. Она сохраняется в юго-западной части моря от поверхности до дна в течение всего года, отличается наименьшей изменчивостью солености поверхностного слоя и повышенной температурой по сравнению с другими районами моря на всех горизонтах и во все сезоны, кроме летнего (когда температура поверхностного слоя на юго-западе и юго-востоке выравнивается). Для атлантических вод характерны соленость 34,5—35 ‰, температура поверхностного слоя от 3—5 °С зимой до 8—10 °С летом. С глубиной температура понижается, но в течение всего года остается положительной на всех горизонтах и не ниже 3 °С по меньшей мере до горизонта 200 м. Л. К. Цехоцкая выделяет, наряду с основной водной массой, трансформированные атлантические воды с более низкой температурой (1—3 °С в поверхностном слое), располагающиеся зимой к востоку от Кольского разреза (по 33°30 в. д.). Действительно, в районе Кольского разреза климатический градиент температуры несколько повышен, но дальше к востоку температура поверхностиого слоя выравнивается, и атлантическая водная масса почти не отличается от окружающих ее баренцевоморских вод. Более заметны контрасты температуры на горизонте 200 м, где к северу от Канино-Колгуевского мелководья до конца зимы отмечаются положительные значения (1 °С), тогда как в районе Центральной впадины температура опускается до отрицательной.

По имеющимся океанографическим данным присутствие атлантических вод, поступающих с запада, можно установить только до 75° с. ш.

На картах средней месячной температуры граница атлантических вод отчетливо выражена на западе моря, но очень размыта на востоке. По данным текущих судовых и авиационных съемок она хорошо прослеживается во всех районах, что позволяет в первом приближении судить о пространственном распределении теплых и холодных течений. Дополнительным показателем распространения атлантических вод является максимальное продвижение кромки льда к концу зимы.

Если в Норвежском море атлантические воды располагаются от поверхности до глубины около 500 м, то в Арктическом бассейне они являются подповерхностной водной массой, претерпевающей медленную трансформацию по мере ее распространения на восток. На северной границе баренцевоморского шельфа максимальная температура атлантических вод, составляющая 1,5°, отмечается на глубинах от 100 до 200 м [324]. Немногочисленные данные океанографических наблюдений подтверждают, что к северу от 78° с. ш. в Баренцево море поступают на этих глубинах атлантические воды, причем над ними (50—100 м) располагается холодный промежуточный слой с отрицательной температурой. Плотностная устойчивость в данном случае обеспечивается пониженной соленостью поверхностного слоя (см. пример T, S-диаграммы на рис. 5.2).

Арктические воды, в отличие от атлантических, очень слабо прослеживаются по полям гидрологических характеристик, которые к тому же получены по небольшому числу наблюдений, выполненных в безледный период. Они являются частью поверхностной водной массы Арктического бассейна, которая к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа образуется в результате конвекции, достигающей глубины 50—70 м [324]. Границу арктических вод нельзя установить по распределению температуры воды, так как зимой она в северной половине моря повсеместно выравнивается, а летом определяется в основном радиационными условиями, и ее распределение близко к широтному. В течение всего года арктические воды отличаются от баренцевоморских несколько пониженной соленостью (соответственно 33—34 и 34,0—34,5 ‰), но в летние месяцы это различие маскируется дополнительным распреснением вследствие таяния льда. Тем не менее из-за отсутствия данных о зимнем гидрологическом режиме, границу арктических вод можно приближенно определить только для летних месяцев (рис. 5.1). К концу лета их температура обычно не превышает 1 °С на поверхности моря, ниже залегает холодный промежуточный слой (рис. 5.2), а на горизонте 50 м в северной части

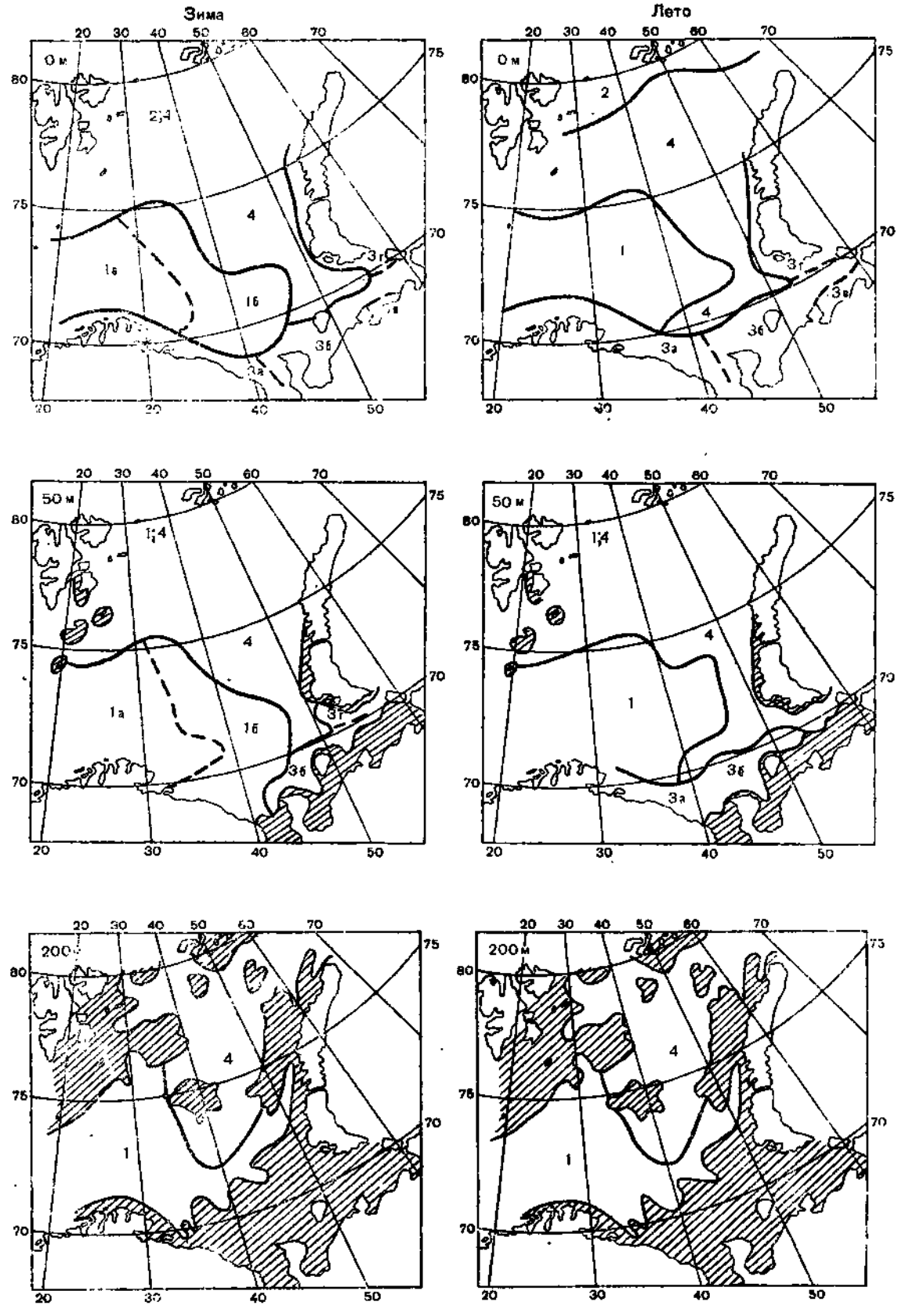


Рис. 5.1. Положение водных масс зимой и летом на горизонтах 0, 50 и 200 м.

1 — атлантическая водная масса (*а* — основная, *б* — трансформированная); *2* — арктические воды; *3* — прибрежные водные массы (*а* — мурманская, *б* — беломорская, *в* — печорская, *г* — новоземельская); *4* — баренцевоморские воды.

моря уже отсутствуют какие-либо контрасты температуры и солености.

Прибрежные воды Баренцева моря даже при упрощенной классификации нельзя рассматривать без дальнейшего подразделения, так как они отличаются хорошо выраженными региональными особенностями и наибольшей по сравнению с другими водными массами сезонной изменчивостью. Их общим свойством является пониженная соленость, обусловленная в одних случаях речным стоком, а

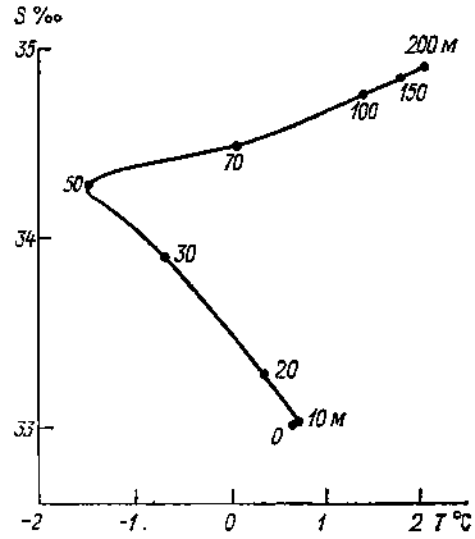


Рис. 5.2. *T, S*-диаграмма района 79—80° с. ш., 41—42° в. д., сентябрь.
Цифры на диаграмме — горизонт, м.

в других — водообменом с Белым и Карским морями. В прибрежных районах выделяются четыре водные массы — мурманская, беломорская, печорская и новоземельская.

В мурманской водной массе понижение солености обусловлено только речным стоком. Реки Скандинавского полуострова, несмотря на малую площадь водосбора, дают значительный объем стока в течение всего года, поэтому с Мурманским течением на западную границу моря зимой и летом приходят воды с соленостью 34,3—34,5 ‰. Вдоль побережья Кольского полуострова основной объем стока поступает с паводком, но изменение солености в течение года и здесь не превышает 0,3 ‰. Понижение солености ограничено поверхностным слоем (не глубже 50 м). В целом выделение этой водной массы оправдано лишь постольку, поскольку она граничит с очень однородными по солености атлантическими водами.

В результате водообмена с Белым морем в юго-восточную часть Баренцева моря поступает большое количество воды, подвергшейся сильному приливному перемешиванию в слое 0—40 м (до глубины подводного порога Белого моря). Соленость беломорских вод изменяется в годовом ходе от 33—34 ‰ зимой и весной до 31—32 ‰ летом и осенью, их температура в летние месяцы понижена по сравнению с окружающими водными массами. Объем воды, вытекающей из Белого моря, составляет около 2200 км³/год [111], что сопоставимо с объемом юго-восточной части Баренцева моря до изобаты 50 м. К северу от п-ова Канин беломорские воды хорошо прослеживаются по полю изогалин, ширина их потока зимой и весной не превышает 50 км, летом увеличивается до 100—150 км. Далее к востоку градиенты солености становятся меньше, и граница между баренцевоморскими и беломорскими водами выражена слабее.

Паводковый сток р. Печоры (около 85 км³ за май—июль) приводит к формированию в Печорской губе и на крайнем юго-востоке Баренцева моря самостоятельной водной массы, отличающейся максимальной для всего моря пространственной изменчивостью солености (от 0 до 30 ‰) и температуры воды (от 7 до 14 °С в июле). Печорские воды распространяются только в поверхностном слое. Ниже, на глубине от 10 до 20 м, находится слой скачка плотности, под которым сохраняются гидрологические условия, свойственные беломорской водной массе. Осенью зона печорских вод постепенно сокращается, зимой она, по-видимому, не выходит за пределы Печорской губы.

Новоземельская водная масса по географическому положению и условиям формирования сходна с мурманской. Здесь распространение прибрежных вод также ограничено узкой прибрежной полосой, занятой течением Литке. На горизонте 50 м понижение солености уже не прослеживается. Однако изменчивость солености здесь значительно больше, чем в мурманских водах, так как на ней сказываются и процессы горизонтального перемешивания, и поступление воды с пониженной соленостью через прол. Карские Ворота, и опреснение поверхностного слоя в Печорском море, где оно вызвано таянием большого объема льда и вовлечением в поверхностную циркуляцию мощного потока речных вод. Зимние значения солености (34,0—34,5 ‰) почти не отличаются от баренцевоморских и сохраняются до июня включительно. В июле—августе соленость в районе прол. Карские Ворота снижается до 28—30 ‰, контраст между новоземельской и баренцевоморской водной массой в эти месяцы прослеживается до 72° с. ш., а в сентябре—октябре — до 75° с. ш. Летом новоземельские воды выделяются также и пониженной поверхностной температурой (5—6 °С по сравнению с 7—8 °С на той же широте к западу).

Более половины площади и объема моря приходится на баренцевоморские воды. Их можно с полным основанием считать единой водной массой, соленость которой очень однородна (около 34,7 ‰ зимой и около 34,5 ‰ летом на поверхности), а различия в температуре обусловлены только зависимостью летнего прогрева от широты. Основной вклад в формирование этой водной массы вносит трансформация атлантических вод, приток которых составляет, по данным разных авторов, от 50 до 75 тыс. км³/год, что соответствует кратности водообмена моря от 1 : 5,6 до 1 : 3,8. При всей условности такой оценки не вызывает сомнения, что эта водная масса по мере своего распространения несколько раз подвергается осенне-зимней конвекции, перестраивающей гидрологические условия практически во всей водной толще. Как было показано в гл. 5 и 6, с ноября по май температура баренцевоморских вод повсеместно выравнивается по вертикали, приближаясь к температуре замерзания. В июне начинает формироваться верхний квазиоднородный слой, сохраняющийся до сентября и затем разрушающийся под действием конвекции. Ниже, начиная с глубин 30—50 м, в течение всего

лета залегает холодный промежуточный слой с отрицательной температурой воды. В районах, куда не проникают глубинные атлантические воды, температура остается постоянной от 30—50 м до дна.

Границам водных масс присуща значительная изменчивость, обусловленная нестационарностью течений и условий теплообмена между морем и атмосферой. Определенное представление о возможной межгодовой изменчивости этих границ дают разности между максимальными и минимальными положениями кромки льда в отдельные месяцы, достигающие как зимой, так и летом, 600—700 км в меридиональном направлении. Сопоставляя данные летних океанографических съемок 1976 и 1977 гг., А. В. Родин пришел к выводу, что от года к году возможна значительная перестройка схемы постоянных течений. Так, в 1976 г. атлантические воды распространялись до 77—78° с. ш. и 55° в. д., холодное Центральное течение не прослеживалось. В 1977 г. атлантические воды достигали на поверхности только 74—75° с. ш., 43—46° в. д., что означает ослабление или отсутствие Колгуево-Печорского и Новоземельского течений. Одновременно была сильно развита северная ветвь Нордкапского течения, охватившая район, обычно занятый холодным Медвежинским течением.

Важной особенностью гидрологического режима Баренцева моря являются фронтальные зоны — квазистационарные границы раздела между водными массами или основными круговоротами течений, проявляющиеся во всей толще термоклина по максимальным горизонтальным градиентам гидрологических характеристик [83]. Наиболее отчетливо выражена полярная климатическая фронтальная зона, проходящая в генеральном направлении с запада на восток между 73 и 76° с. ш. Для этой зоны характерно обострение горизонтальных градиентов гидрофизических и гидрохимических характеристик, образование вихрей, повышение интенсивности обмена между морем и атмосферой. На крайнем западе моря гидрофронт хорошо прослеживается в течение всего года и занимает устойчивое положение на 74° с. ш. (в зоне свала глубин к югу от о. Медвежий). Дальше к востоку положение фронтальной зоны становится менее определенным, она испытывает значительную синоптическую изменчивость и поэтому слабо выражена на средних месячных картах гидрологических характеристик. Как показывают эпизодические данные повторных гидрофизических наблюдений на разрезах и материалы авиационных съемок, смещение фронтальной зоны под действием ветровых течений может достигать десятков миль за несколько суток по нормали к вектору скорости устойчивого ветра.

Для изучения трехмерной структуры и изменчивости гидрофизических полей в районах фронтальных зон судами Мурманского территориального управления по гидрометеорологии в последние годы проводятся периодические мезомасштабные съемки полигонного типа (рис. 5.3). Все полигоны планируются из расчета завершения однократной съемки за 4—5 сут. Наблюдения за пространственным распределением температуры и солености проводятся в пределах участков моря со сторонами от 60 до 100 миль при расстояниях между станциями 10—20 миль. Часть съемок сопровождалась непрерывной регистрацией температуры поверхностного слоя моря.

Фронтальная зона Баренцева моря обычно рассматривается как пересекающая все море практически неразрывная поверхность сложной конфигурации, отделяющая распространяющиеся по глубоководным желобам теплые атлантические воды от собственно баренцевоморских вод. Вместе с тем роль рельефа дна и физические особенности фронтальных зон могут принципиально отличаться в различных районах моря.

В Западном и Восточном районах термохалинные фронтальные зоны с положительной T, S-корреляцией образуются в результате взаимодействия теплых и соленых вод атлантического происхождения с распресненными и холодными водами баренцевоморского шельфа. Участки фронтов в районах 27—29, 32—33 и 48—50° в. д., хорошо выраженные в полях солености и температуры, приурочены к зонам резких перепадов глубин от 75 до 300 м. В зимний период они прослеживаются от поверхности моря до глубин 150—250 м, достигая дна. Летом в верхнем слое толщиной 20—30 м вследствие его интенсивного прогрева, как правило, исчезают термические фронтальные разделы и остаются только соленостные, обостренность которых зависит от интенсивности таяния льда. Характерные суммарные перепады солености составляют 0,3—0,6 ‰ в районе Западного полигона и 0,4—0,8 ‰ в районе Восточного. Перепады температуры воды соответственно равны 2,5—4,0 и 2,0—2,5 °С. Экстремальные значения перепадов гидрологических элементов, как правило, фиксируются летом непосредственно под квазиоднородным слоем (в июле 1983 г. в зоне Западного полигона они достигали 1,8 ‰ и 7 °С). При ширине фронтальных зон от 5 до 20 миль средние градиенты температуры и солености в районах Западного и Восточного полигонов составляют 0,1—1,0 °С и 0,02—0,10 ‰ на милю, максимальные — 2,5 °С и 0,4 ‰ на милю.

Поле плотности на указанных участках фронтальной зоны формируется под влиянием преобладающего вклада солености. Несмотря на противоположный вклад температуры, перепады σ_t в верхних слоях достигают 0,30—0,40. В глубинных слоях, где соленостные фронты отсутствуют, перепады σ_t приобретают обратный знак и составляют 0,08—0,12.

Термохалинная фронтальная зона в северной части моря образуется на границе баренцевоморских и промежуточных атлантических вод, распространяющихся из Арктического бассейна. Она никогда не проявляется на поверхности моря и отмечается на горизонтах от 75 до 250 м. По данным наблюдений в 1984, 1985 и 1987 гг. она была наиболее обостренной в зоне 79° 00′—79° 15′ с. ш. между 33 и 40° в. д., а также на меридиональных участках вблизи 32—34° в. д. и 43—45° в. д. Средние перепады температуры здесь составляли 1,5—3 °С. Перепады солености были несколько ниже, чем в Западном и Восточном районах и не превышали 0,30—0,35 ‰. В условиях положительной T, S-корреляции при этом формируется практически однородное поле плотности в глубинных слоях. Ширина данной фронтальной зоны составляет от 5 до 15 миль, градиенты температуры изменяются от 0,1 до 0,3 °С на милю, солености — от 0,02 до 0,06 ‰ на милю.

Распространение промежуточных атлантических вод подвержено значительной межгодовой изменчи-

вости. Летом 1984 г. было зафиксировано наибольшее их продвижение на юг и соединение с северной ветвью Нордкапского течения в слое 150—200 м, максимальные значения температуры в ядре промежуточных вод достигали 2,1—2,3 °С. К 1987 г. энтальпия этих вод и степень выраженности фронтальных зон значительно уменьшились.

ется достаточно выраженная термическая фронтальная зона. При этом на западном ее участке сохраняется положительная T, S-корреляция, на восточном и южном знак T, S-корреляции меняется на противоположный. Термические фронты прослеживаются от поверхности (летом — от 40—50 м) до 180—200 м и отклоняются от вертикали в сто-

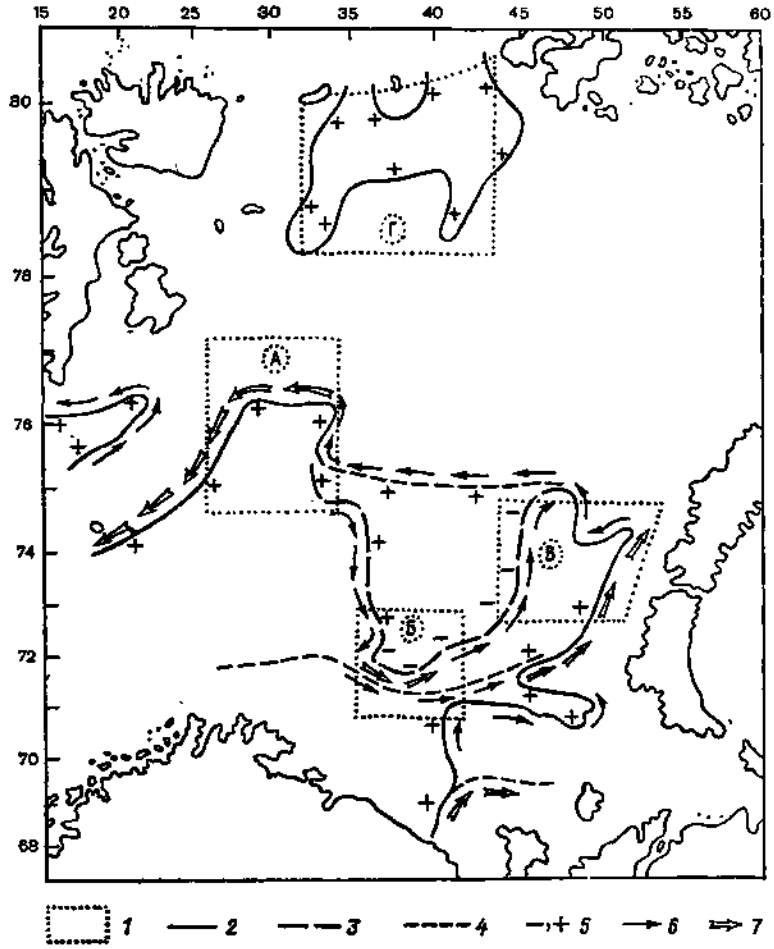


Рис. 5.3. Схема климатических фронтальных зон Баренцева моря и районы полигонных наблюдений.

1 — граница мезомасштабных полигонов (*А* — западный, *Б* — центральный, *В* — восточный, *Г* — северный); *2—4* — положение соответственно термохалинных (*TS*), термических (*T*) и соленостных (*S*) фронтальных зон в холодную половину года; *5* — знак *T*, *S*-корреляции на данном участке фронтальной зоны; *6* — геострофические струйные течения; *7* — участки наиболее интенсивных струйных течений.

Несколько отличается структура фронтальных зон в центральной части моря, где атлантические воды взаимодействуют с баренцевоморскими водами повышенной солености, заполняющими Центральную впадину. Для водной массы Центральной впадины характерны температура до —1,7 °С и соленость 34,85—34,95 ‰, она образуется вследствие сползания с мелководий холодных вод повышенной плотности, осолоненных при образовании льда [8]. С трех сторон ее окружает теплая водная масса атлантического происхождения: с запада — воды центральной ветви Нордкапского течения (34,95—35,0 ‰), с востока — воды Новоземельского течения (34,8—34,85 ‰), с юга — относительно распресненные воды Мурманского течения (34,5—34,7 ‰ в зависимости от сезона). В результате к западу и востоку от Центральной впадины отсутствуют заметные перепады солености, но отмечарону теплых вод (характерные углы наклона — около 1°). Глубже 200 м углы наклона резко увеличиваются, так как в придонных слоях холодные воды Центральной впадины распространяются дальше. Суммарные перепады температуры в пределах фронтальной зоны составляют в зависимости от сезона 3—4,5 °С на западном и южном участках фронтальной зоны и 2—3 °С — на восточном. Средние градиенты температуры — 0,1—0,5 °С на милю, максимальные — до 2,6 °С на милю.

В центральной части моря выделяются также две квазистационарные соленостные фронтальные зоны (см. рис. 5.3). Первая из них связана с прибрежными водами, прослеживается в слое 0—150 или 0—200 м и характеризуется перепадами солености от 0,20 до 0,35 ‰ при ширине 15—20 миль. Она располагается в непосредственной близости от южного участка термической фронтальной зоны, но

практически никогда не совпадает с ним полностью. Тем не менее в условиях отрицательной T, S-корреляции при сближении термического и соленостного фронтов возникают перепады σ_t до 0,40—0,60 на расстояниях от 20 до 50 миль.

Другая соленостная фронтальная зона располагается ориентировочно между 75° 00′ и 75° 30′. Она прослеживается в верхних слоях (0—50 м) и является южной границей распреснения вод, обусловленного сезонными перемещениями ледяного покрова.

Внутригодовая изменчивость положения фронтальных зон в слоях глубже 50 м незначительна. Наибольшие изменения отмечаются в поверхностных слоях в летний период, когда термические фронты становятся слабо выраженными, и распределение температуры приобретает широтный характер. Кроме того, летом значительно продвигаются к северу участки фронтальных зон в районах северной ветви Нордкапского течения и Новоземельского течения. Из других сезонных изменений структуры фронтальных зон можно отметить тенденцию к уменьшению их отклонений от вертикали по мере развития осенне-зимней конвекции.

Как показано в работе [260], если две водные массы различной плотности разделены гидрологическим фронтом и подстилаются третьей, более плотной, то в самой «легкой» водной массе возникает интенсивное струйное течение. На этом основании авторы выдвинули гипотезу о том, что каждому струйному течению в океане при определенных условиях соответствует гидрологический фронт и, наоборот, фронту сопутствует струйное течение. Такие условия удовлетворяются на ряде участков климатических фронтальных зон Баренцева моря. Результаты диагностических расчетов геострофических течений по данным полигонных съемок, проводившихся сотрудниками научно-технических служб экспедиционных судов, в полной мере подтверждают указанные закономерности. С учетом этого на рис. 5.3 показана предположительная схема геострофических струйных течений в слое 0—150 м, связанных с климатическими фронтальными зонами. На схеме не приводятся значения рассчитанных скоростей, так как они могут быть искажены вследствие занижения градиентов плотности при больших расстояниях между океанографическими станциями. В то же время направление течений и их усиление на определенных участках подтверждаются как по данным гидрологических съемок, так и результатами расчетов геострофических течений по средним многолетним полям температуры и солености [286].

С участками наибольшей интенсивности течений, а также их сходимости и расходимости, связаны и отмечаемые по натурным данным районы наибольшей синоптической изменчивости фронтов. К ним относятся северный и северо-восточный участки фронтальных зон соответственно в пределах Западного и Восточного полигонов, а также район сближения термического и соленостного фронтов на Центральном полигоне. Для первых двух характерно наличие конвергентной циркуляции и нисходящих движений вод. В связи с этим здесь развивается активное меандрирование фронтов, особенно при интенсивных ветровых воздействиях и смещениях кромки льда. В ряде случаев на некотором удалении от фронтов наблюдались апвеллинговые зоны, компенсирующие опускание вод у фронтальных разделов. При этом формировалась соответствующая вихревая циркуляция. Наиболее характерные горизонтальные размеры меандров и вихрей составляют 20—50 миль, но фиксировались и мелкомасштабные вихри с диаметрами 1—3 мили.

Своеобразной фронтальной зоной в Баренцевом море является также граница ледяного покрова, перемещения которой в течение года охватывают около 70 %, а с учетом межгодовой изменчивости — до 92 % площади моря. В районе кромки льда повышается пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей (вследствие усиления завихренности и изменения условий теплообмена между морем и атмосферой), перестраивается динамика верхнего слоя моря (что связано с резким ослаблением ветрового волнения и волнового перемешивания). Изученность процессов в прикромочной зоне еще очень недостаточна, но они косвенно сказываются на полях многих гидрометеорологических характеристик и тем самым поддаются учету при режимных обобщениях.

6. УРОВЕНЬ МОРЯ

6.1. Общая характеристика. Средний уровень моря и его изменения

Баренцево море принадлежит к морям приливного типа, т. е. таким, где основную роль в колебаниях уровня моря играют приливы. В западной и южной частях моря приливы правильные полусуточные, поэтому колебания суммарного уровня моря в этих районах, как правило, выражены симметричной синусоидной кривой с одинаковым временем падения и роста уровня. В восточной части моря приливы имеют неправильный полусуточный характер.

Величины прилива увеличиваются в южной части моря с запада на восток и составляют, в среднем, в Варангер-фиорде 2,2 м, в Святоносском заливе 3,7 м. Еще большие величины прилива наблюдаются в районе, примыкающем к Воронке Белого моря. В юго-восточном районе Баренцева моря от м. Канин Нос к новоземельским проливам величина прилива убывает от 4 м до 0,5 м; в меридиональном направлении величина прилива уменьшается с юга на север и в районе Земли Франца-Иосифа составляет около 0,2 м.

На формирование уровенного режима существенное влияние оказывают также метеорологические и ледово-гидрологические факторы. К метеорологическим факторам относятся действие ветра и изменения атмосферного давления. Это приводит к сгонно-нагонным колебаниям уровня, достигающим в прибрежных районах моря 1—2 м. Сезонная и межгодовая изменчивость атмосферных процессов обусловливает соответствующую изменчивость среднего уровня моря.

Наличие ледяного покрова приводит к уменьшению величины прилива и запаздыванию времени

наступления полных и малых вод по сравнению с безледным периодом. Режим уровня моря на взморье и в устьевых областях северных рек имеет специфические особенности: величины приливов в этих районах уменьшаются, а средний уровень моря подвержен сезонным изменениям, связанным с внутригодовым распределением стока. Это особенно выражено в Печорской губе и устьевой области р. Печоры.

По оценкам Л. А. Борисова [31] отметка среднего многолетнего уровня Баренцева моря в общегосударственной системе абсолютных отметок высот СССР (Балтийской системе высот БС 1950 г.) равняется —0,46 м, а Белого и Карского морей — соответственно —0,46 и —0,44 м.

По более поздним оценкам средний уровень моря у побережья Кольского полуострова в системе «0» БС имеет отметку около —0,53 м, а в районе от м. Канин Нос до Новоземельских проливов около —0,35 м. Таким образом, в среднем для южного побережья моря отметка среднего многолетнего уровня моря составляет около —0,44 м. Отметки среднего уровня моря на островах Баренцева моря в системе «0» БС не определены.

По наблюдениям на береговых гидрометеорологических станциях средний уровень моря подвержен межгодовой и внутригодовой изменчивости. Диапазон межгодовой изменчивости, т. е. колебания уровня от года к году, колеблется по морю от 10 до 30 см. На побережье Мурмана наиболее низкие значения среднего годового уровня моря наблюдались в 1960 и 1980 гг., а наиболее высокие — в 1948 и 1975 гг. На юго-востоке Баренцева моря эти закономерности выражены не столь четко.

В течение года средний уровень моря не остается постоянным и испытывает сезонные изменения. Эти изменения выражены на графиках обычно ломаной кривой, которая в первую половину года расположена ниже отметки среднего годового уровня, а во вторую — выше [66]. При этом основные изменения среднего уровня происходят между апрелем—маем (минимум) и октябрем—ноябрем (максимум) (табл. 6.1), т. е. с полугодовой цикличностью.

Таблица 6.1

Наблюдающиеся минимальные $h_{мин}$ и максимальные $h_{макс}$ значения средних месячных уровней в годовом ходе среднего уровня моря

Район	Наступление, мес		$h_{макс} - h_{мин}$ см
	$h_{мин}$	$h_{макс}$	
Побережье Мурмана	IV—V	X	20—25
Юго-восточная часть	IV	X—XI	25—42
Печорская губа	IV—V	X—XI	19—38
Новоземельские проливы	IV—V	IX—X	24—35
Арх. Новая Земля	IV—V	X	18—26

Что же касается открытых районов в Баренцевом море, то сезонные изменения среднего уровня (как разности между минимальными и максимальными средними месячными уровнями) приводятся на рис. 6.1, заимствованном из работы [19], где они получены, по-видимому, расчетным способом. Из этого рисунка следует, что разность между минимальными и максимальными значениями среднего месячного уровня в открытых районах Баренцева моря значительно меньше, чем на побережье, и не превышает 8—11 см. При этом следует отметить, что схема на рис. 6.1 из-за несоответствия с табл. 6.1, отражающей фактические наблюдения на береговых гидрометеорологических станциях, требует некоторого уточнения.

Причины внутригодовой изменчивости среднего уровня рассматривались рядом авторов. В свое

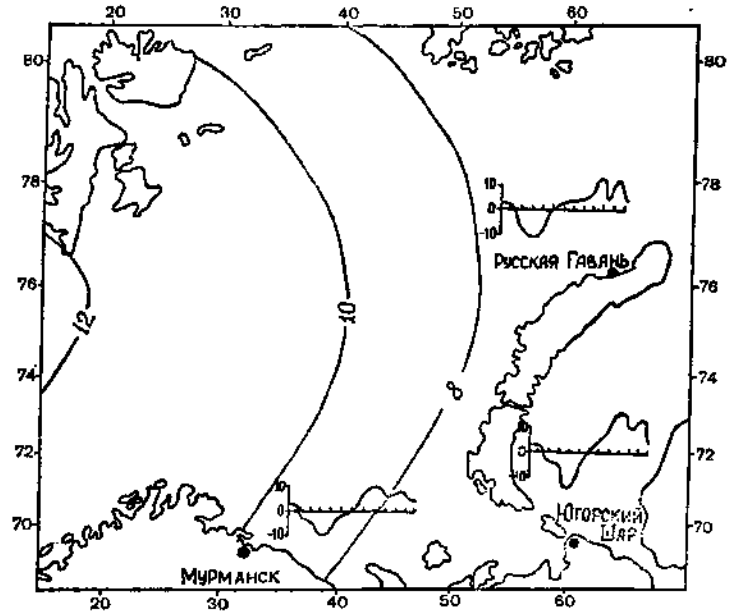


Рис. 6.1. Внутригодовые колебания средних месячных уровней в Баренцевом море, см.

время (Дуванин А. И., 1965) было высказано предположение, что средний уровень на побережье Мурмана является показателем адвективного водо- и теплопереноса в Баренцево море с запада. Это предположение получило реализацию в ряде научно-исследовательских разработок и методов гидрологических прогнозов. Но имеются и другие объяснения изменчивости среднего уровня во внутригодовом ходе.

Л. Г. Топорков [336] выполнил анализ сезонного хода уровня для морей Северного Ледовитого океана, в том числе и для Баренцева моря. Он пришел к выводу, что сезонный ход уровня Баренцева и других арктических морей определяется крупномасштабными изменениями циркуляции атмосферы и термохалинного режима вод, обусловливающими годовую и полугодовую волны в ходе уровня. Амплитуды и углы положения этих волн для ст. Мурманск по его данным имеют следующие значения: для годовой волны — 15,6 см и 224°; для полугодовой — 7,1 см и 149°. Сложение ординат волн годовой и полугодовой периодичности приводит к образованию кривой суммарного сезонного хода уровня с минимумом около —23 см в апреле—мае и максимумом около +15 см в сентябре—октябре. Отсюда делается вывод, что по классификации, предложенной А. И. Дуваниным [118], для Баренцева моря (и, в частности, для Мурманска) характерен зональный режим сезонного хода уровня, при котором наблюдается смещение максимума в ходе уровня на зиму, а минимума — на весну.

Рассчитанная разность между максимальными (сентябрь—октябрь) и минимальными (апрель—май) значениями уровня должна достигать для Мурманска 38 см. Однако фактически она по многолетним данным, опубликованным в справочнике [66], составляет всего 20 см, т. е. почти в 2 раза меньше. В результате вычисления гармонических постоянных по годовой серии фактических наблюдений за 1972 г. нами определено, что амплитуда годовой волны составила 16,2 см, угол положения 217°, полугодовой — 1,5 см и 68° соответственно. В этом случае полугодовая волна по амплитуде меньше на 6 см, тем не менее расчетная разность между максимумом и минимумом остается значительно больше фактической. Следовательно, годовой ход среднего уровня для ст. Мурманск сложением годовой и полугодовой волн объяснить довольно затруднительно. Но для побережья Мурмана подобная закономерность проявляется значительно лучше. Параметры годовой и полугодовой волн, определенные гармоническим анализом по годовой серии наблюдений, здесь следующие: амплитуда 9,8 см и 2,7 см, фаза — 247 и 272° соответственно, а рассчитанная разность уровней — около 25 см. Следовательно, здесь наблюдается более близкое соответствие фактической и рассчитанной разностей между максимальным и минимальным значениями в годовом ходе среднего уровня.

На сезонный ход уровня влияют также закономерности в ходе атмосферного давления. Они сводятся к тому, что зимой низкие значения атмосферного давления отмечаются над Северной Атлантикой, а высокие — у азиатского побережья Северного Ледовитого океана. Летом наблюдается противоположное распределение. Исходя из представлений о статическом воздействии атмосферного давления на водную поверхность, согласно которым повышение атмосферного давления вызывает понижение уровня и наоборот, у побережья Мурмана уровень должен быть повышен зимой и понижен летом. Но количественно объяснить сезонный ход уровня изменениями атмосферного давления не удается, так как наблюдаемые изменения положения уровня от зимы к лету оказываются значительно большими. Так, для Мурманска амплитуда годового хода уровня, рассчитанная по атмосферному давлению, составляет около 4 см.

Другими факторами, влияющими на сезонный ход уровня, являются ветровой режим и изменения температуры и солености воды.

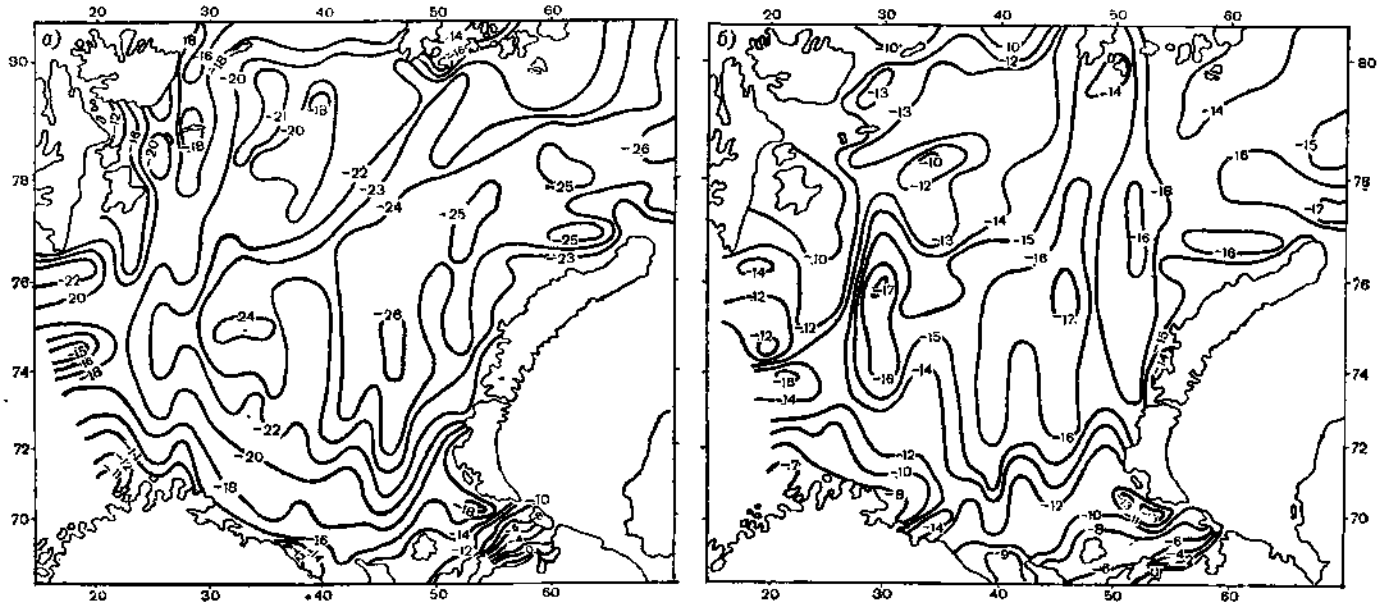


Рис. 6.2. Плотностные изменения уровня в августе (*а*) и сентябре (*б*), см.

Л. В. Антроповой (Мурманскгидромет) по методическим разработкам ГОИНа были рассчитаны карты плотностных изменений уровня Баренцева моря на каждый месяц года (рис. 6.2). Плотностные изменения уровня на этих картах показаны в виде изолиний. «Привязка» карт осуществлена к п. Екатерининская Гавань, т. е. это тот начальный пункт, относительно которого определялись плотностные изменения уровня в открытом море. На всех картах данной серии рассчитанные изменения уровня имеют отрицательный знак, и, таким образом, уровенная поверхность в открытом море ниже, чем у берегов.

Серия ежемесячных карт позволяет оценить сезонные изменения уровня в открытых районах моря. Графическое изображение этих изменений по нескольким точкам позволило выяснить, что в годовом ходе максимум приходится на февраль—март, а минимум — на июнь. Разность уровней при этом составляет 30—40 см, что значительно отличается от схемы на рис. 6.1. Таким образом, внутригодовая изменчивость среднего уровня на Баренцевом море вероятнее всего обусловлена влиянием комплекса факторов, наиболее существенным из которых является сезонный ход поступления сюда атлантических вод.

6.2. Величина колебаний уровня моря

Под величиной колебаний уровня моря понимается разность между наибольшим и наименьшим значениями за определенный интервал времени. Как показывает опыт, на приливных морях при наличии более или менее длительных наблюдений за уровнем моря наибольшее и наименьшее значе-

ние уровня представляет собой соответственно наиболее высокую полную и наиболее низкую малую воду из когда-либо наблюдавшихся. Основной причиной достижения отметок таких вод на Баренцевом море является сочетание значительных штормовых нагонов и сгонов с приливными колебаниями уровня, причем, как правило, в период сизигий [316].

Наибольшие и наименьшие значения уровня повторяемостью 1 раз в определенное число лет рассчитаны для Баренцева моря по методике ГОИНа [316] (табл. 6.2).

Таблица 6.2

Максимальные величины уровня моря, рассчитанные и наблюденные за период с 1950 по 1980 г., см

Район	По наблюдениям	Рассчитанные, повторяемостью 1 раз в n лет			
		100	50	25	10
Побережье Мурмана	540	583	568	555	538
Юго-восточная часть	374	458	433	409	379
Печорская губа	351	436	406	382	349
Новоземельские проливы	295	—	327	302	268
Арх. Новая Земля	190	219	208	196	182

Из сравнения наблюденных и рассчитанных значений следует, что наблюденные колебания уровня на Баренцевом море имеют повторяемость 1 раз в 10—25 лет.

6.3. Приливные колебания уровня

Приливные колебания уровня происходят с правильной периодичностью и характеризуются полными и малыми водами, их величиной и временем наступления, временем роста и падения уровня, а также неравенствами этих характеристик в суточном приливном цикле (рис. 6.3). Показанные на

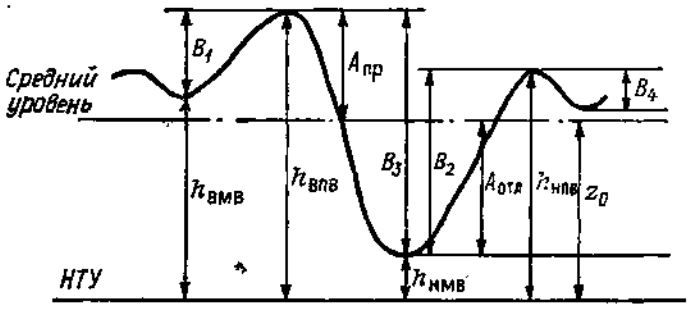


Рис. 6.3. Основные характеристики суточного хода приливов. Пояснения даны в тексте.

рис. 6.3 обозначения соответствуют терминам и определениям действующего в нашей стране ГОСТа [267], а именно:

$h_{ВПВ}$ — высота высокой полной воды;

$h_{НПВ}$ — высота низкой полной воды;

$h_{ВМВ}$ — высота высокой малой воды;

$h_{НМВ}$ — высота низкой малой воды;

$A_{пр}$, $A_{отл}$ — амплитуда прилива на полной (прилив) и малой (отлив) воде, определяемая как разность между отметками соответствующих вод и средним уровнем;

B_1, B_2, B_3, B_4 — величины прилива (разность между полной и предшествующей ей малой водой) и отлива (разность между полной и последующей за ней малой водой);

$B_3 = h_{ВПВ} - h_{НМВ}$ — большая величина прилива;

$B_4 = h_{НПВ} - h_{ВМВ}$ — малая величина прилива.

Разности ($h_{ВПВ} - h_{НПВ}$) и ($h_{ВМВ} - h_{НМВ}$) характеризуют суточное неравенство полных и малых вод. Время между малой и последующей полной водой определяется как время роста уровня (прилив), а между полной и последующей малой водой — как время падения уровня (отлив).

z_0 — высота среднего уровня моря над наинизшим теоретическим уровнем.

НТУ — наинизший теоретический уровень (прежнее название — «теоретический нуль глубин») — рассчитанный приливной уровень, наименьший из возможных по астрономическим условиям. Предвычисленные данные о приливах (т. е., в частности, о времени наступления и высоте полных и малых вод), содержащиеся в «Таблицах приливов», приводятся относительно НТУ, имеющего условную отметку «0». В других системах высот (например, в Балтийской) отметка НТУ может отличаться от «0» и иногда довольно значительно. Практическое значение НТУ состоит в том, что на морских навигационных картах он принимается за нуль глубин. Поэтому снятые с навигационных карт значения гарантируют некоторый запас глубины.

Если наинизший теоретический уровень (НТУ) является нижней границей приливных колебаний, то их верхней границей является также рассчитанный наибольший из возможных по астрономическим причинам уровень — наивысший теоретический уровень ВТУ. Между этими границами располагаются все прочие отметки приливных колебаний уровня. Однако в реальных условиях под влиянием причин, не связанных с астрономическими факторами (например, погодных условий), отметки фактического уровня могут выйти за пределы как верхней, так и нижней из указанных границ, и в отдельных случаях весьма значительно. Наивысший теоретический уровень на побережье Мурмана Баренцева моря соответствует суммарному уровню 5 %-ной обеспеченности, а наинизший — 95 %-ной обеспеченности.

Основной метод изучения приливов — гармонический анализ данных наблюдений за уровнем. Метод позволяет вычислить как гармонические, так и негармонические постоянные прилива. К последним, в частности, относятся средняя и наибольшая величина прилива, среднее время роста и время падения уровня, а также отметки полных и малых вод в периоды сизигий и квадратур.

Для гармонического анализа приливов используются несколько способов вычислений в зависимости от продолжительности исходных рядов наблюдений.

Вычисленные к середине 50-х годов гармонические постоянные по большому количеству пунктов Баренцева моря, но по коротким сериям наблюдений, систематизированы в работе [350]. В обобщенном виде по районам моря они представлены в табл. 6.3 для волн полусуточного прилива: M_2 — главной лунной, S_2 — главной солнечной и волн

суточного прилива; O_1 — главной лунной, K_1 — лунно-солнечной деклинационной.

Вычисление гармонических постоянных на Баренцевом море продолжалось и в дальнейшем. В качестве примера в табл. 6.4 приводятся гармонические постоянные по районам моря, вычисленные по годовой серии наблюдений. Здесь, кроме четырех упомянутых волн, приводятся годовая S_a и полугодовая S_{sa} волны, диапазон изменчивости амплитуд которых 7—11 и 1—4 см соответственно.

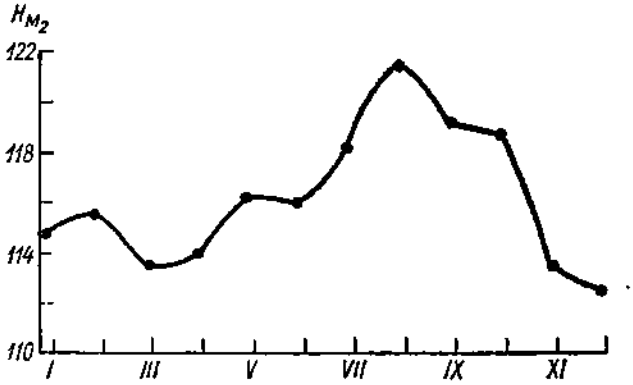


Рис. 6.4. Пример годового хода амплитуд гармонических постоянных прилива, см.

Гармоническим постоянным свойственна сезонная изменчивость, пример которой представлен на рис. 6.4. Для амплитуд волны M_2 характерен максимум в августе и минимум в декабре.

Негармонические постоянные приливов приводятся в табл. 6.5 и 6.6. Отметки наивысших теоретических уровней относительно НТУ в табл.6.5 характеризуют наибольшую возможную по астрономическим причинам величину прилива. Этот параметр в картированном виде для береговых пунктов и открытых акваторий Баренцева моря приводится в работе [19] (см. рис. 6.6 *б*).

Основой для расчета наибольших величин прилива для открытых акваторий моря служат результаты реализации линейной гидродинамической модели в рамках решения задачи Дирихле для системы эллиптических уравнений для уровня [101]. Постановка задачи здесь не описывается. В результате рассчитываются характеристики приливных волн M_2, S_2, K_1, O_1, которые обычно представляются в картированном виде. К настоящему времени получено несколько отечественных и зарубежных вариантов таких расчетов. Первый вариант приводится в работе [19], второй (рис. 6.5) получен Л. А. Сгибневой [322], третий — по исследованиям МФ ААНИИ. Сравнение двух последних

Таблица 6.3

Гармонические постоянные прилива для районов Баренцева моря

Район	M_2		S_2		K_1		O_1		Характер прилива
	$h_п$	g	$h_п$	g	$h_п$	g	$h_п$	g	
Западное побережье Мурмана	106—112	170—180	31—33	213—225	12—15	267—288	2—3	61—122	П
Кольский залив	111—120	185—210	29—37	230—270	9—13	292—314	1—4	47—187	П
Восточное побережье Мурмана	121—177	190—240	34—52	235—290	14—22	288—310	1—1	97—147	П
			20—36	2—114	14—33	331—11	2—5	185—348	П
Канинская Земля	71—125	316—17							
о. Колгуев	38—49	300—39	11—15	18—103	11—18	6—45	1—3	199—316	П
Тиманский берег (от м. Святоносного (Чешского) до м. Русский Заворот)	24—59	347—100	8—14	84—139	15—23	23—74	2—4	223—309	НП
Новоземельские проливы	17—24	90—169	5—11	160—251	1—13	129—300	3—7	347—38	НП
арх. Новая Земля	12—32	274—115	5—9	113—6	1—12	129—85	1—5	179—70	П—НП
арх. Земля Франца-Иосифа	9—15	174—295	3—6	233—353	3—7	22—40	1—2	16—53	НП
о-ва Надежды, Медвежий	25—34	244—41	12—13	316—75	5—12	266—1	3—4	40—61	П—НП

Примечание. $h_п$ — амплитуда, см; g — фаза, °; П — полусуточный; НП — неправильный полусуточный прилив.

Таблица 6.4

Средние значения гармонических постоянных по районам Баренцева моря, вычисленные по годовой серии наблюдений (1973) методом наименьших квадратов

Район	S_a		S_{Sa}		M_2		S_2		K_1		O_1		Характер прилива
	$h_п$	g	$h_п$	g	$h_п$	g	$h_п$	g	$h_п$	g	$h_п$	g	
Побережье Мурмана	10	245	3	270	115	215	33	260	14	307	2	115	П
Кольский залив	14	230	2	155	119	215	34	261	14	308	3	110	П
Новоземельские проливы	11	225	4,0	225	16	60	6	150	4	160	4	10	П
Новая Земля, северная оконечность	3,8	235	9,0	229	15,7	262	7,0	317	1,4	243	2,4	268	П
Земля Франца-Иосифа	6,7	222	5,6	238	11,7	179	4,6	258	5,2	116	1,8	257	НП

Примечание. $h_п$ — амплитуда, см; g — фаза, °; П — полусуточный; НП — неправильный суточный.

Таблица 6.5

Негармонические постоянные приливов по районам Баренцева моря

Район	Величина приливов, см			Отметка ВТУ относительно НТУ	Время	
	квадратурные	средние	сизигийные		роста уровня, ч мин	падения уровня, ч мин
Западное побережье Мурмана	149—165	220—233	279—290	356—382	06 08	06 16
Кольский залив	170—179	241—253	302—316	401—406	06 12	06 11
Восточное побережье Мурмана	178—267	250—347	312—471	403—614	06 10	06 15
Канинская Земля	103—122	146—188	182—244	300—330	06 15	06 10
Тиманский берег	19—63	35—89	47—113	130—300	03 13	09 12
					06 06	06 19
о. Колгуев	55—67	78—99	98—126	190	04 41	07 44
Вход в Печорскую губу	52—86	71—105	88—123	131—170	06 21	06 04
Подходы к Новоземельским проливам	34—81	53—111	69—138	—	—	—
прол. Югорский Шар	24—35	43—50	56—63	81—98	06 20	06 08
прол. Карские Ворота	20—28	36—44	44—60	70—89	06 17	06 08
арх. Новая Земля						
южная часть	15—18	28	36—38	60—62	06 32	05 53
средняя	31—55	46—66	59—76	82—106	06 33	05 52
северная	17—19	31—35	42—47	61—66	06 01	06 24
арх. Земля Франца-Иосифа	14—19	20—31	26—41	43—56	06 11	06 14
о-ва Надежды и Медвежий	44	72	95	135	—	—

вариантов карт показывает их соответствие, хорошее совпадение результатов отмечается и с вариантом Моенса [417]. Общим для этих карт является наличие амфидромической системы в северо-западной части моря с той лишь разницей, что на картах МФ ААНИИ центр амфидромической системы сдвинут к северу по отношению к карте Моенса и к северо-востоку — по отношению к карте Сгибневой Л. А.

Таблица 6.6

Сведения о характерных уровнях моря, м

Пункт наблюдения	Малая вода		Средний уровень моря	Полная вода	
	средняя сизигийная	средняя квадратурная		средняя квадратурная	средняя сизигийная
Порт-Владимир	0,5	1,2	2,01	2,7	3,4
Мурманский порт	0,5	1,2	2,09	2,9	3,6
Екатерининская Гавань	0,5	1,2	2,10	2,9	3,6
Губа Териберская	0,5	1,3	2,23	3,1	3,8
Губа Порчниха	0,7	1,4	2,32	3,4	4,2
Устье реки Харловки	0,6	1,6	2,37	3,6	4,4
Губа Дроздовка	0,5	1,4	2,81	3,7	4,8
Устье реки Восточной Камбальницы	0,3	1,1	1,45	2,2	2,9
Мыс Микулкин	0,8	1,0	2,36	3,4	3,7
Устье реки Индиги	0,2	0,8	1,26	1,7	2,2
Бугрино	0,2	0,6	0,93	1,3	1,6
Старый бар реки Печоры	0,0	0,4	0,56	0,7	1,1
Болванский Нос	0,1	0,3	0,50	0,7	1,1
Варандей	0,1	0,5	0,90	1,0	1,5
Хабарово	0,0	0,2	0,40	0,4	0,7

Как видно из рис. 6.5, отношение амплитуд волн S_2 и M_2 не превышает 0,90, и, следовательно, на Баренцевом море применимы соотношения метода Лапласа для вычисления наинизшего и наивысшего теоретических уровней, а, в конечном итоге, и наибольшей величины прилива, возможной по астрономическим причинам [314]. Используются соотношения:

$$h_{НТУ} = h_{ср} - 1{,}2\lambda_п; \qquad (6.1)$$

$$h_{ВТУ} = h_{ср} + 1{,}2\lambda_п; \qquad (6.2)$$

$$\lambda_п = h_{M_2} + h_{S_2} + h_{K_2} = 0{,}532B_{сз}, \qquad (6.3)$$

где $h_{НТУ}$, $h_{ВТУ}$ — отметки наинизшего и наивысшего теоретического уровня; $h_{ср}$ — средний уровень моря; $\lambda_п$ — постоянная величина прилива; h_{M_2}, h_{S_2}, h_{K_2} — амплитуды соответствующих волн; $B_{сз}$ — средняя величина сизигийного прилива.

Наибольшая величина прилива

$$B_{макс} = (h_{ВТУ} - h_{НТУ}) = [(h_{ср} + 1{,}2\lambda_п) - (h_{ср} - 1{,}2\lambda_п)] = 2{,}4\lambda_п = 1{,}27B_{сз}. \qquad (6.4)$$

По данным о величинах H_{M_2} и H_{S_2} (рис. 6.5) можно приближенно вычислить величину $\lambda_п$ (и соответственно $B_{сз}$). При этом неучет величины H_{K_2} в выражении (6.3) по данным береговых пунктов приводит к ошибкам на севере и востоке Баренцева моря в 1—3 см, в центральной части 3—8 см, в южной 8—11 см. Рассчитанные значения $B_{сз}$ представлены в картированном виде на рис. 6.6 *а*, и точность их вычислений можно оценить в 2—3 % от значений, указанных на изолиниях. С использованием выражения (6.4) вычислены максимально возможные величины приливов (рис. 6.6 *б*).

Представленные на рис. 6.5 котидальные карты приливов Баренцева моря получены на основе линейной эллиптической модели. В мелководных районах моря, где динамические процессы могут быть существенно нелинейны, расчеты по такой модели приводят к значительным погрешностям. Для этих акваторий целесообразно применять нелинейные гидродинамические модели, которые позволяют учитывать генерацию мелководных составляющих прилива, а применяемая в них квадратичная форма параметризации придонного трения лучше отражает процесс диссипации длинных волн в мелководных областях. Приведенные выше результаты получены на сетках с большими пространственными шагами, что также не позволяет удовлетворительно отразить особенности приливного режима в таких

районах как юго-восточная часть Баренцева моря.

С целью исследования приливного режима в мелководных районах Баренцева моря в ГОИНе разработаны нестационарные численные гидродинамические модели трех уровней пространственного разрешения: модель Баренцева моря (30-мильная сетка), модель юго-восточной части Баренцева моря (6-мильная сетка), модель Печорской губы (шаг сетки — 1 миля). Модели построены на основе нелинейных уравнений теории мелкой воды в форме полных потоков:

$$\frac{\partial U}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{U^2}{H}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{UV}{H}\right)-f_к V=$$
$$=-gH\frac{\partial\zeta}{\partial x}-K_0\frac{U(U^2+V^2)^{1/2}}{H^2};$$
$$\frac{\partial V}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{V^2}{H}\right)+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{UV}{H}\right)+f_к U=$$
$$=-gH\frac{\partial\zeta}{\partial y}-K_0\frac{V(U^2+V^2)^{1/2}}{H^2};$$
$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}+\frac{\partial U}{\partial x}+\frac{\partial V}{\partial y}=0, \qquad (6.5)$$

где U, V — составляющие вектора полного потока по осям x и y соответственно; $H=H_0+\zeta$ — полная глубина, H_0 — глубина (снимается с навигационной карты); ζ — отклонение уровня от равновесного положения; K_0 — коэффициент придонного трения; g — ускорение свободного падения.

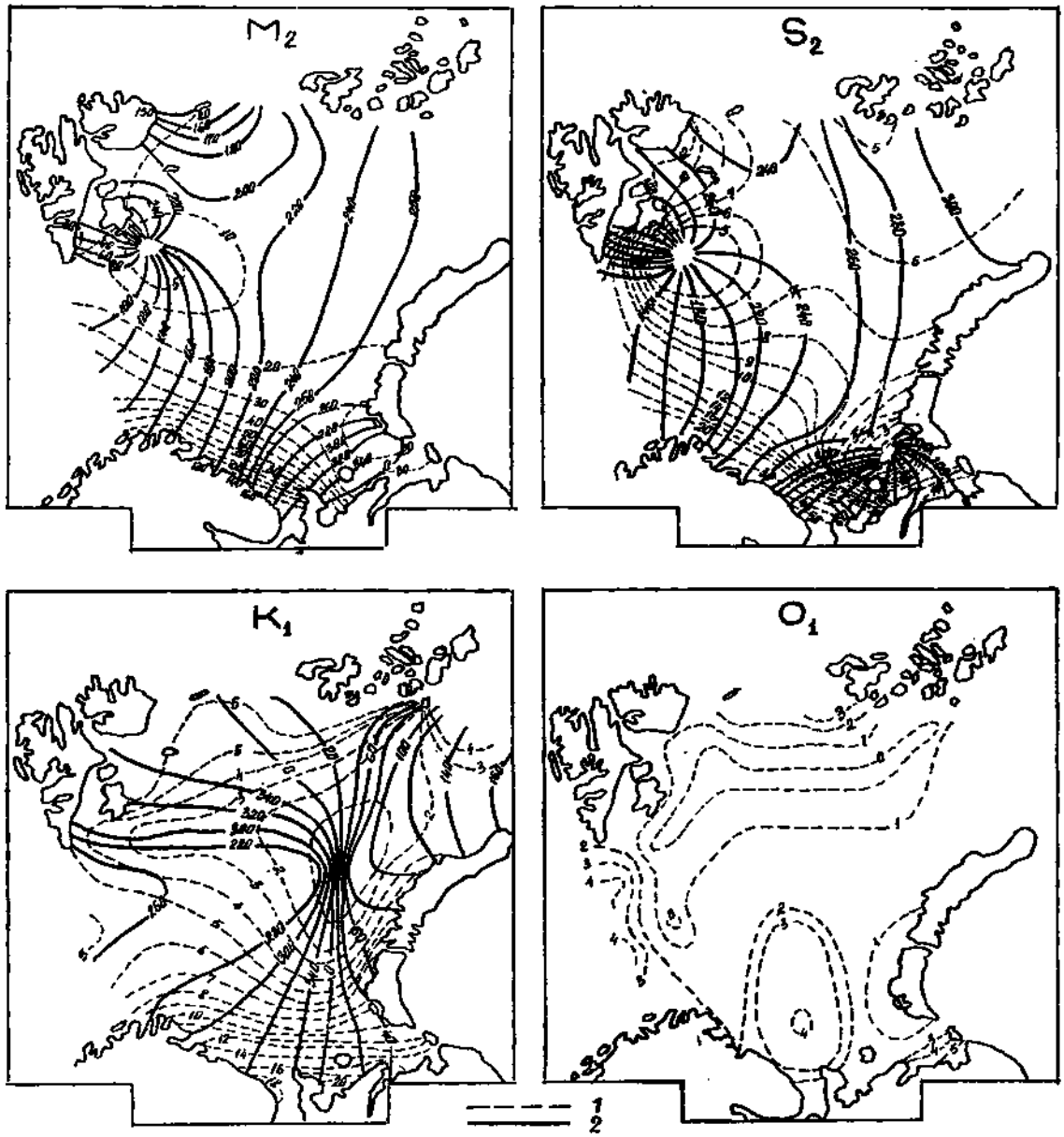


Рис. 6.5. Рассчитанные характеристики приливных волн (по Л. А. Сгибневой).

1 — амплитуда, см; *2* — фаза, °; время III пояса. Фазы для O_1 не вычислены из-за малости амплитуд.

Использовались следующие граничные условия:

$$\mathbf{U}_n|_{\Gamma_1}=0 \text{ на твердом контуре } \Gamma_1;$$
$$\zeta|_{\Gamma_2}=F(t,\ x) \text{ на жидкой границе } \Gamma_2, \qquad (6.6)$$

где n — внешняя нормаль к контуру Γ_1; $F(t, x)$ — известная функция времени и координат контура Γ_2 (при расчетах приливов — сумма гармонических составляющих); x — координата точек на контуре Γ_2. Адвективные ускорения на жидкой границе не рассчитывались.

Для аппроксимации уравнений движения применялась конечно-разностная схема типа «крест» [160] на разнесенной сетке. Адвективные члены

уравнений движения определялись с помощью разностного гибридного метода. Конечно-разностная схема и исследование ее устойчивости, а также порядка аппроксимации подробно изложены в работе [320].

По модели юго-восточной части Баренцева моря расчеты проводились как для отдельных волн, так и для суммарного прилива в виде суммы четырех составляющих M_2, S_2, K_1, O_1. Для задания граничных условий использовались результаты Сгибневой [322] и гармонические постоянные уровенных наблюдений в береговых пунктах: п-ов Канин, о. Колгуев Северный, Междушарский и берега прол. Карские Ворота. Модель верифицирована для отдельных волн. На рис. 6.7 представлена схема глубин расчетной области с указанием расчетных точек, для которых проводилось сравнение, и их порядковых номеров.

Гармонические постоянные определялись при расчетах отдельных волн с помощью Фурье-анализа в каждом узле расчетной сетки. На рис. 6.8 изображены котидальные карты гармоник M_2 и K_1. В табл. 6.7 представлены результаты сравнения рассчитанных гармонических постоянных с полученными из наблюдений. Для районов юго-восточной части Баренцева моря приведены относительные погрешности рассчитанных амплитуд (%) гармоник M_2 и K_1 в виде $\Delta h = |h_н - h_m| \cdot 100/h_н$, где $h_н$ — значения амплитуд, полученные в результате гармонического анализа наблюдений; h_m — значения амплитуд, полученные по расчету. В следующей колонке даны погрешности расчета фазы (ч) (специальных углов положения) в виде $\Delta g = |g_н - g_m|/\sigma_g$, где $g_н$ — фазы, полученные гармоническим анализом наблюдений; g_m — фазы, рассчитанные по модели; σ_g — угловые скорости волн. Для каждого района приводятся минимальные и максимальные значения погрешностей.

Несмотря на довольно грубое пространственное разрешение, удалось удовлетворительно воспроизвести основные особенности приливного режима для главных полусуточной и суточной гармоник на большей части акватории. Модель хорошо отражает приливной резонанс на полусуточной частоте в Чешской губе. Получено усиление (в 3—4 раза) амплитуды M_2 в вершине губы, хорошо согласующееся с результатами наблюдений.

По рассчитанной котидальной карте гармоники K_1 установлено существование амфидромии суточного прилива вблизи прол. Карские Ворота.

Ошибки в задании граничных условий на участке о. Колгуев—арх. Новая Земля, где расположена область амфидромии S_2, по-видимому, обусловливают значительные погрешности в расчетах этой волны, особенно в восточной части акватории. В связи с этим при расчетах суммарного прилива волна S_2 не учитывалась.

Уточнение граничных условий позволит точнее определить положение узловой зоны полусуточных колебаний уровня моря у Тиманского берега. Эта зона (выраженная амфидромия) располагается южнее наблюдаемой в природе, что обусловливает значительное увеличение погрешностей расчета в

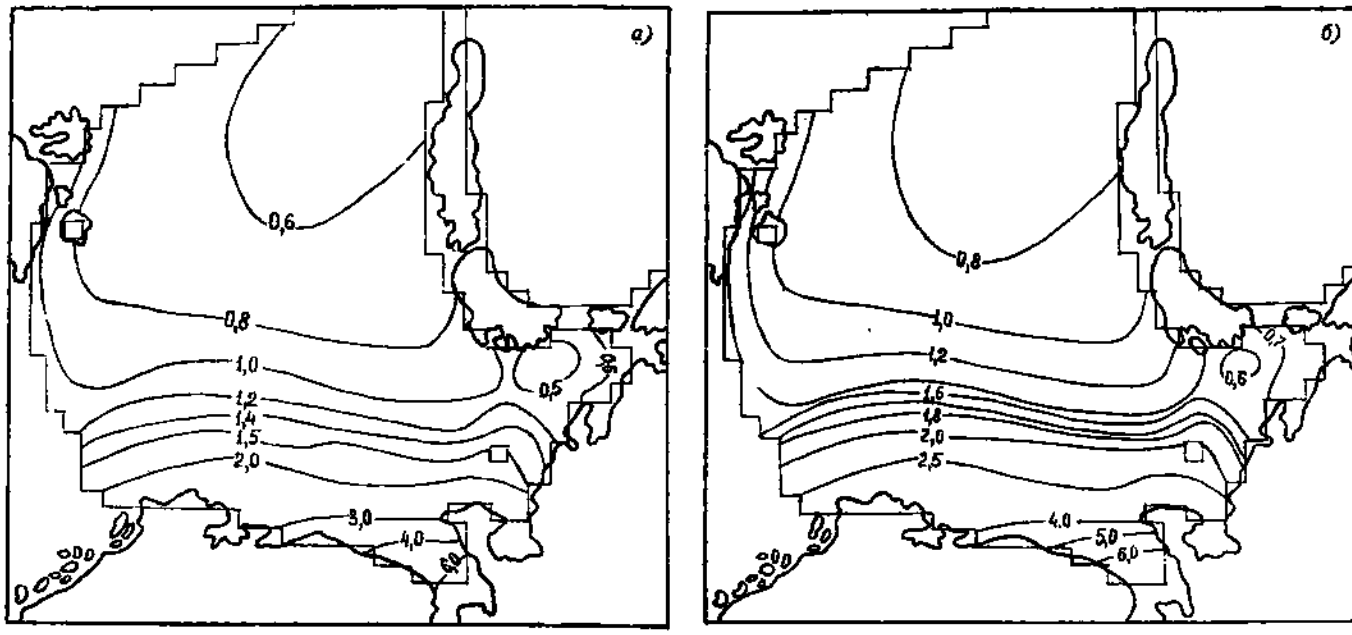


Рис. 6.6. Величины приливов (по расчетам, выполненным в МФ ААНИИ) для средних сизигийных условий (*а*) и максимально возможные (*б*), м.

Таблица 6.7

Погрешность рассчитанных амплитуд и фаз для районов юго-восточной части Баренцева моря (пояснения даны в тексте)

Район	Δh %		Δg ч	
	M_2	K_1	M_2	K_1
Печорская губа				
2—5	10—50	0—40	0,0—0,1	0,0—0,6
6—11	0—30	0—20	0,1—0,8	0,0—0,8
12—15	0—40	20—30	0,1—0,7	0,9—1,2
Чешская губа, 16—20	0—30	0—20	0,1—1,3	0,1—1,5
Тиманский берег, 21—24	40—170	10—20	0,2—2,6	0,0—0,5

близлежащем районе (см. рис. 6.7, *21—23*). Некоторые погрешности вызваны неточным воспроизведением береговой черты. Например, длинный узкий п-ов Русский Заворот аппроксимируется двумя «сухими» ячейками, тогда как у его оконечности происходят резкие изменения амплитуды и фазы — экстремальные характеристики приливов на акватории.

Разработанный комплекс моделей используется в качестве основы для исследования общей циркуляции Баренцева моря с учетом непериодических факторов.

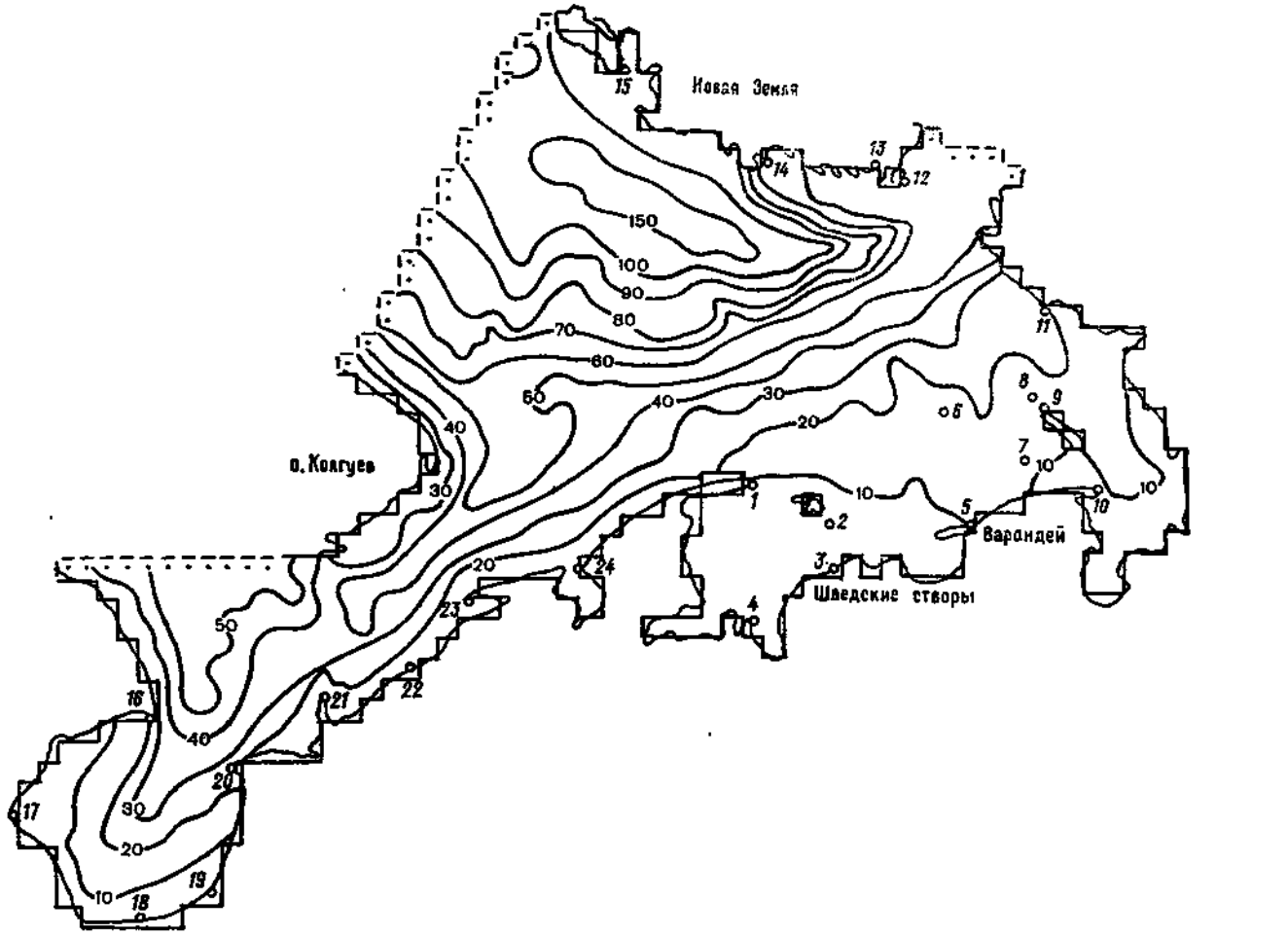


Рис. 6.7. Схема глубин (м) и положение расчетных точек в юго-восточной части Баренцева моря.

на участке протяженностью менее одного шага сетки.

Расчеты показали, что прилив на открытой части акватории можно представлять как прогрессивную волну с сильной диссипацией ее энергии в заливах, особенно в мелководной Печорской губе. Приливные колебания уровня моря в южных районах юго-восточной части Баренцева моря существенно больше, чем в северных, где наблюдается сгущение котидальных линий волны M_2, что указывает на существование там вырожденной амфидромии.

Заниженные значения амплитуды M_2 получены в вершине Печорской губы, что связано с мелководностью района и влиянием придонного трения на его акватории. Для Печорской губы проведены расчеты суммарного прилива (16 гармоник) по модели с мелкой сеткой. После обработки рассчитанных 32-суточных рядов уровня моря и течений методом Дудсона получены гармонические постоянные и построены котидальные карты уровня и карты эллипсов приливных течений. Определены

6.4. Непериодические колебания уровня

На Баренцевом море наряду с доминирующими приливными колебаниями заметно выражены сгонно-нагонные изменения уровня. Они являются непериодическими с временным масштабом 1—10 сут.

Существенные различия в физико-географических условиях довольно обширного Баренцева моря не позволяют однозначно ответить на вопрос о степени отрицательного влияния штормовых нагонов и сгонов на хозяйственную деятельность. Так, на Кольском полуострове, берег которого представляет собой холмистое плато с высотами 80—150 м над уровнем моря и приглубыми берегами, абсолютные значения нагонов и сгонов на порядок меньше приливных колебаний. Если же рассматривать мелководную, с отмелыми берегами юго-восточную часть Баренцева моря, где сгонно-нагонные колебания уровня моря могут достигать 3—4 м, учет этого фактора, безусловно, требуется при планировании и осуществлении любого вида хозяйственной деятельности.

Непериодические колебания уровня Баренцева моря изучены недостаточно, и освещены они сравнительно небольшим числом работ, выполненных главным образом в последние годы. Это объясняется рядом причин.

Во-первых, в колебаниях уровня Баренцева моря приливная составляющая существенно превосходит непериодическую. Это обстоятельство, в наибольшей степени справедливое для южной и юго-западной частей Баренцева моря, способствовало представлению о незначительном влиянии сгонно-нагонных явлений на хозяйственную деятельность и, в частности, на мореплавание в прибрежной зоне. Во-вторых, систематические изменения уровня на большинстве ныне действующих уровенных постов начались лишь с конца 40-х годов, причем сеть уровенных постов на Баренцевом море оказалась в ведении различных организаций без координирующего центра. В-третьих, детальное изучение непериодических колебаний уровня стало возможным только после введения в практику гидрометеорологических исследований методов обработки рядов натурных наблюдений за уровнем с помощью численных фильтров.

Работы по рассматриваемой проблеме могут быть разделены на два этапа. К первому (1947—1963) относятся исследования Ю. В. Преображенского, 1947; Е. В. Осмоловской, 1951; Н. К. Ханайченко, 1963. В качестве исходных материалов они использовали осредненные характеристики уровня моря и гидрометеорологических параметров (средние месячные и средние суточные значения). Основными причинами сгонно-нагонных колебаний уровня на побережье Мурмана считались статическое действие атмосферного давления и, в меньшей степени, воздействие ветра. Были получены первые количественные оценки непериодических колебаний уровня. Так, согласно Преображенскому, отклонения уровня под воздействием метеорологических факторов находятся в пределах 100—125 см. Одновременно был сделан вывод о малой вероятности совпадения максимальных нагонов с сизигийным приливом (не чаще 1 раза в 50 лет), а следовательно, и о незначительной роли нагонов для юго-западного и южного побережий моря.

Анализ влияния статического эффекта атмосферного давления и ветра на отклонения средних суточных уровней моря от «нормы» в западном районе Мурманского побережья (вход в Кольский залив и Териберка) был проведен Е. В. Осмоловской по 10-летнему ряду наблюдений. У входа в Кольский залив непериодическая составляющая уровня моря за счет статического эффекта оказалась равной ±(20—30) см, а для Териберки выявить этот факт вообще не удалось. Существенное значение имеет вывод об отсутствии отчетливо выраженной зависимости между местным ветром и уровнем моря. Нагонными направлениями признаны направления ветра от северного до западного. Нагонные уровни моря у входа в Кольский залив могут достигать 70 см и Териберке — 80 см. В рассматриваемой работе сделана попытка типизировать синоптические условия, при которых наблюдаются подъемы и спады уровня. Выявлено, что первые связаны с циклонами над Норвежским и Баренцевым морями, а вторые — с расположением антициклонов над южной частью Баренцева моря и Кольским полуостровом.

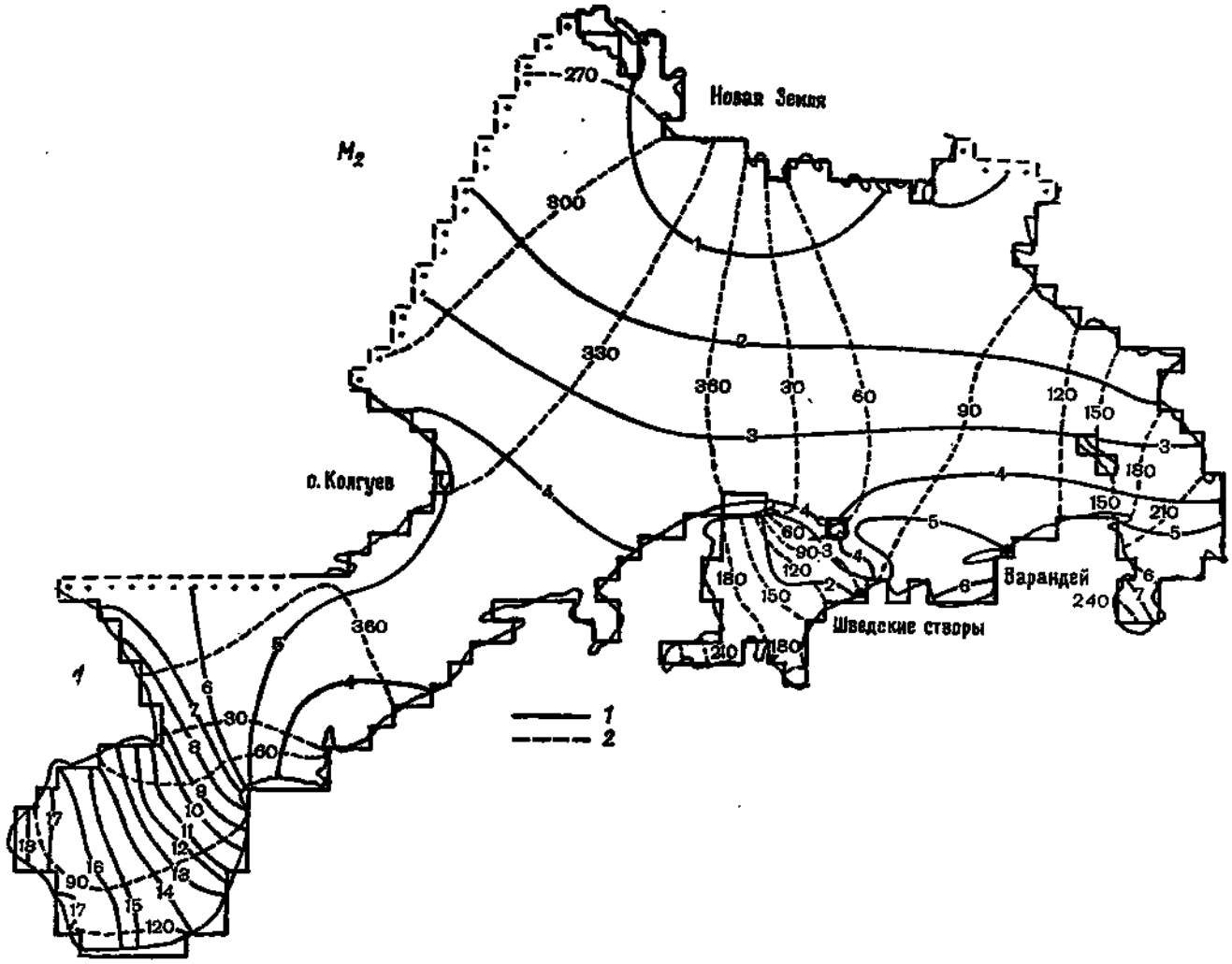
Н. К. Ханайченко считал главной причиной нерегулярных подъемов уровня усиление интенсивности атмосферной циркуляции над северными морями и прилегающими районами Атлантического океана. Последующие исследования не подтвердили эту точку зрения. В частности, В. А. Потаниным [280] показана ошибочность оценок Н. К. Ханайченко, который принимал нагонную составляющую уровня постоянной вдоль всего побережья Мурмана.

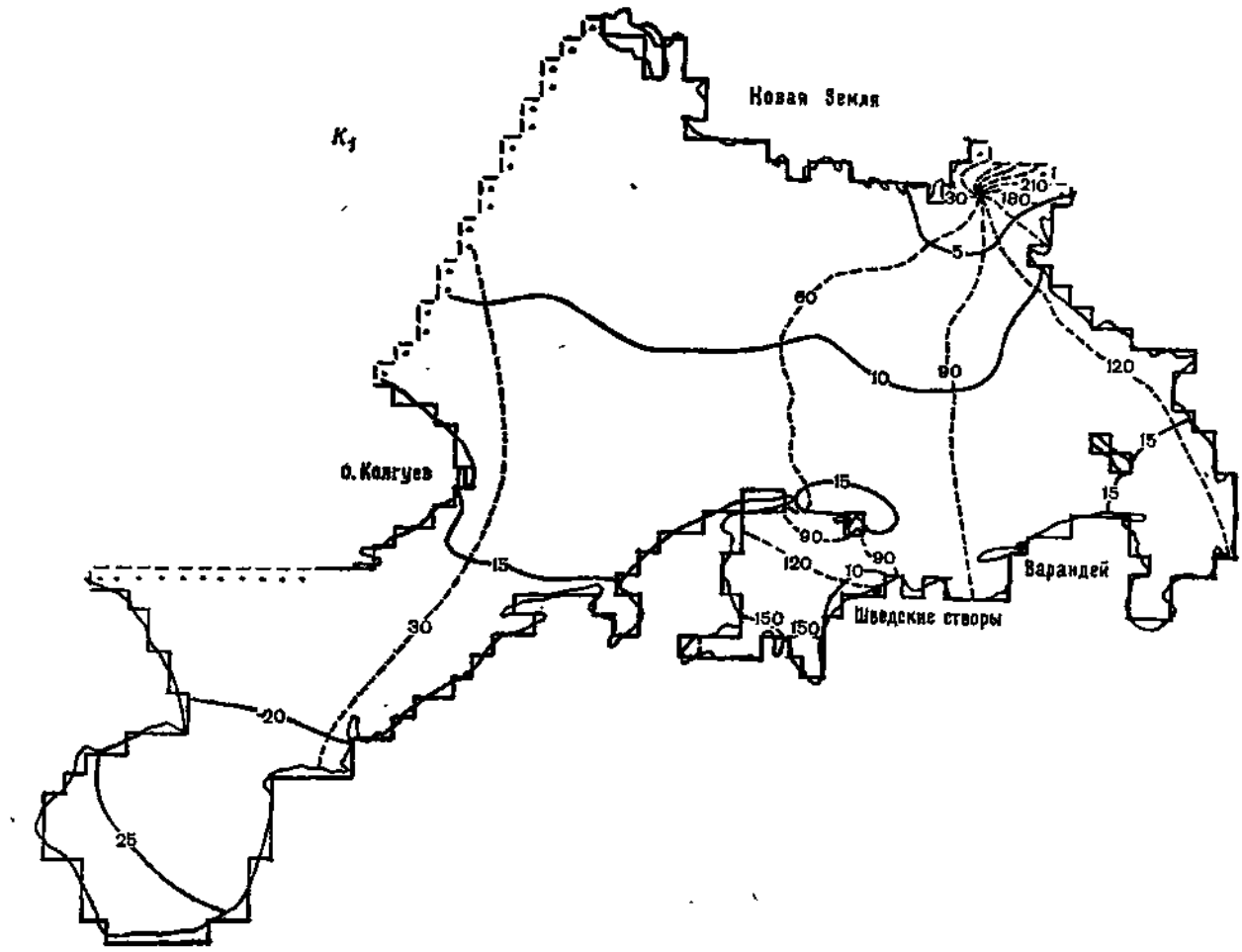
Первые оценки сгонно-нагонных колебаний уровня для юго-восточной части моря относятся также к началу 50-х годов. Ввиду отсутствия систематических наблюдений в этом районе побережья приведенные ниже оценки основаны на отдельных, кратковременных наблюдениях. Так, по сведениям из лоций Баренцева моря превышения уровня при штормовых нагонах для устья р. Индиги (Чешская губа) оценивались в 1,5 м, в устье р. Печоры 1,0—1,3 м. Для Канино-Печорского района влияние статического эффекта при формировании нагонных уровней оценивалось в 50—60 см.

К общим недостаткам этого этапа изучения сгонно-нагонных явлений на Баренцевом море можно отнести ограниченность изучения их лишь юго-западной частью моря, пренебрежение процессами динамики формирования и затухания сгонно-нагонных колебаний уровня, и, как следствие, отсутствие в итоге физически обоснованной модели этих явлений.

Второй этап исследований, начавшихся в середине 60-х годов, связан с применением методов математической статистики и спектрального анализа к длительным рядам ежечасных наблюдений за уровнем. В работе В. Е. Привальского [288] показано, что колебания уровня на побережье Мурмана тесно связаны с изменением атмосферного давления и сравнительно слабо зависят от широтной составляющей скорости ветра. Установлено, что в спектре колебаний уровня отчетливо выражен максимум на частоте 0,33 цикл/сут (период около 72 ч). Значение модуля частотной характеристики давление—уровень, равное в среднем 1,12 см/гПа для частоты 0,33 цикл/сут, формально подтвердило мнение о преобладающем вкладе статического действия атмосферного давления в изменения уровня. Однако изменчивость этого модуля в зависимости от частоты, полученная Привальским, указала на неоднозначность реакций вод моря на меняющиеся метеорологические условия.

Более полное физико-статистическое исследование баренцевоморских штормовых нагонов было выполнено В. А. Потаниным [280—283]. В его работах показано, что штормовым нагонам подвержено все побережье Баренцева моря и что баренцевоморские и беломорские штормовые нагоны имеют, как правило, общую причину. Этот вывод был сделан на основании рассмотрения средних и экстремальных параметров опасных подъемов уровня, полученных по данным береговых станций и постов. Совместный анализ непериодической составляющей уровня и синоптических данных во время штормовых нагонов позволил типизировать циклоны и исследовать динамику нагонной волны в различных районах Баренцева и Белого морей. Механизм формирования штормового нагона при этом заключается в трансформации длинной вынужденной барической волны, образующейся вслед-


M_2
Новая Земля
о. Колгуев
Варандей
Шведские створы
1
2


K_1
Новая Земля
о. Колгуев
Варандей
Шведские створы

ствие статического (75 %) и динамического воздействия перемещающегося циклона на водные массы морей. Для количественной реализации статистической модели штормового нагона Баренцево и Белое моря рассматривались как система каналов с меняющимися морфометрическими характеристиками (глубиной и шириной), что позволило оценить коэффициенты трансформации длинной волны с помощью известного решения задачи о движении длинной волны в канале переменного сечения. Такая модель позволила согласовать наблюденные (фильтрованные) высоты нагонов и рассчитанные. Например, циклон, вызвавший неординарный штормовой нагон 20—25 октября 1965 г., характеризовался изменениями атмосферного давления в пределах акватории Баренцева моря около 40 гПа. Следовательно, за счет гидростатического действия атмосферного давления штормовой нагон должен был составить порядка 40—50 см, а за счет трансформации нагонной волны при коэффициенте трансформации $K=1{,}8$ увеличивается до 75—90 см. Фактический средний нагон на побережье Мурмана составил около 80 см.

Продолжением этого направления исследований явилось изучение формирования сгонных понижений уровня на Баренцевом и Белом морях, выполненное в 1972—1974 гг. В. А. Потаниным и В. В. Денисовым на той же методической основе [284, 285]. Кроме того, в середине 70-х годов А. И. Пономаревым выполнены исследования баренцевоморских сгонов и штормовых нагонов с целью разработки краткосрочного и долгосрочного метода предсказаний этих явлений [278, 279]. При этом большое внимание было уделено изучению синоптических условий в период сгонно-нагонных ситуаций.

В рассмотренном подходе влияние локального ветрового воздействия на уровень моря практически не принимается во внимание, что справедливо для относительно глубоководной части собственно Баренцева моря. Однако ситуация может существенно измениться, если рассматривать всю систему ветров в циклоне, воздействующих на бассейн. В этом случае сгонно-нагонная циркуляция вод и колебания уровня моря должны отражать динамику вод под действием перемещающейся барической депрессии [203].

В целом в рамках физико-статистического направления были исследованы процессы формирования и затухания баренцевоморских штормовых нагонов и сгонов, вызванных перемещающимися циклонами и антициклонами, определены средние и экстремальные значения параметров этих опасных гидрометеорологических явлений (величины и продолжительности), построены физико-статистические модели этих явлений, связывающие характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня с нараметрами барических систем. Полученные результаты используются при решении различных практических задач. Одним из принципиальных результатов работ по рассмотренному направлению является вывод о существенном, а для многих районов моря (например, юго-восточная часть) соизмеримом с приливными, вкладе непериодических колебаний в формирование уровенного режима Баренцева моря.

В. В. Денисовым [94] на базе теории мелкой воды рассмотрены вопросы деформации уровенной поверхности и формирования сгонно-нагонной циркуляции как взаимосвязанные стороны единого физического явления — динамической реакции моря на перемещающиеся барические образования. Детально исследован механизм развития нагонных колебаний уровня и течений в окраинном море средней глубины, обладающем сложным рельефом и соизмеримым по своим размерам с типичными циклонами.

6.5. Синоптические условия и механизм формирования сгонно-нагонных колебаний уровня

По результатам типизации траекторий циклонов, вызывающих штормовые нагоны на Баренцевом море, выделено четыре типа циклонов: «ныряющие», западные, южные и аномально смещающиеся (восточные) (рис. 6.9).

В общем случае к «ныряющим» отнесены циклоны, траектории которых направлены с севера, северо-запада на юг, юго-восток, т. е. в южной части Баренцева моря происходит как бы «нырянне» циклона с моря на материк. К западным отнесены циклоны, траектории которых имеют более широтную направленность. Из выделенных типов преобладают циклоны «ныряющие» (47 % общего числа) и западные (41 %). На южные и аномально смещающиеся циклоны приходится 12 %. Изменчивость основных параметров глубоких циклонов в периоды штормовых нагонов характеризуется скоростями перемещения 30—80 км/ч, давлением в центре 950—985 гПа. Эти параметры характерны для циклонов, вызывающих средние и высокие штормовые нагоны, хотя в реальных ситуациях возможны различные комбинации параметров циклонов. Важным фактором является соизмеримость областей низкого давления (средний диаметр — 1800 км) с линейными размерами Баренцева моря. Формирование штормовых нагонов происходит при углублении циклонов в среднем на 9 гПа/сут и в предельных случаях — на 30—40 гПа/сут. Для ныряющих и западных траекторий характерно образование вторичных циклонов, которые обладают в этих случаях значительными скоростями смещения, интенсивно углубляются с момента образования до вхождения в основной циклон. Глубоким циклонам свойственна температурная асимметричность, контрасты температур летом могут достигать 7—15, зимой — 30—32 °С.

Сгонные понижения уровня моря происходят главным образом под воздействием барических полей мощных антициклонов. Для Баренцева моря необходимо различать эти колебания уровня и так называемые преднагонные сгоны. Последние сопутствуют штормовым нагонам и представляют собой подошву длинной волны. Они служат предвестниками нагонов и связаны с циклонами.

Из всего многообразия траекторий антициклонов наиболее типичными следует считать их смещения с северо-запада и севера на юго-восток и юг — 78 % случаев. На долю ультраполярных вторжений с северо-востока и на остальные направления при-

Рис. 6.8. Рассчитанные характеристики волн M_2 и K_1.
1 — амплитуда, см; *2* — фаза, °.

ходится 22 % случаев. Антициклоны характеризуются следующими средними значениями параметров: давление в центре — 1030 гПа, скорость перемещения — 20 км/ч, линейные размеры — 2000—2500 км. Максимальное давление в центре (до 1060 гПа) может иметь место в наиболее мощных арктическом либо сибирском антициклонах. Именно

Длинноволновые колебания уровня при штормовых нагонах и сгонах могут быть охарактеризованы величиной сгона (нагона) $A_к$ и их продолжительностью (периодом) $\tau_к$. Средние и максимальные значения этих параметров для береговых уровенных постов получены в результате статистической обработки выборок величин $A_к$ и $\tau_к$ за период

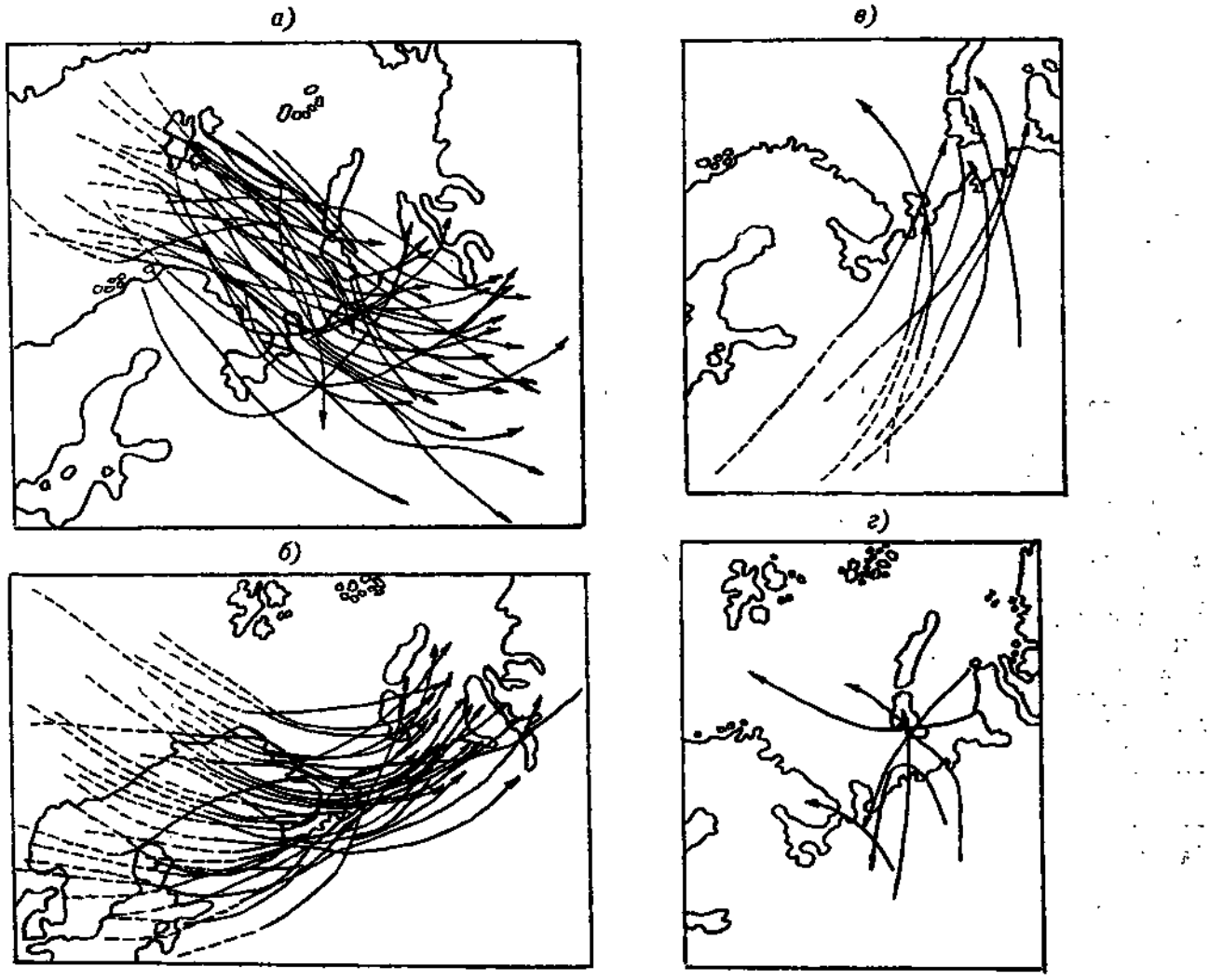


Рис. 6.9. Траектории смещения циклонов.
а — выряющие; *б* — западные; *в* — южные, *г* — аномальные.

такие мощные и малоподвижные антициклоны бывают причинами аномально низких стояний уровня у побережья Баренцева моря. Примером может служить экстремальный сгон в период 1—10 марта 1970 г., обусловленный выходом на акваторию моря гребня сибирского антициклона [284].

Внутригодовое распределение нагонов и сгонов (табл. 6.8) подтверждает связь штормовых нагонов с осенне-зимним максимумом циклонической деятельности и сгонов с весенне-летним максимумом антициклонической деятельности атмосферы.

Таблица 6.8

Повторяемость штормовых нагонов и сгонов на побережье Мурмана по месяцам, %

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Нагоны	15	12	8	3	4	5	2	2	6	13	6	24	100
Сгоны	7	8	11	17	12	8	7	8	8	3	3	1	100

1951—1975 гг. При этом непериодическая составляющая уровня моря определялась путем исключения приливных колебаний фильтром Дудсона с корреКцией результатов по методике, изложенной в работе [381].

Сведения о сгонно-нагонных колебаниях уровня Баренцева моря с необходимой полнотой приведены в специализированных справочных пособиях. В табл. 6.9 они даны для некоторых районов Мурманского побережья.

Общей закономерностью в распределении средних и максимальных нагонов является их возрастание вдоль побережья Мурмана с запада на восток. В юго-восточной части моря наибольшие нагоны наблюдаются в районе Печорской губы (о. Варандей). Сгонные понижения уровня повсеместно меньше нагонных повышений, в среднем в 1,4—1,8 раза, и для них характерна сравнительно небольшая пространственная изменчивость.

Таблица 6.9

Средние ($\bar{A}_к$, $\bar{\tau}_к$) и максимальные ($A_{к\,макс}$, $\tau_{к\,макс}$) значения величин (см) и периодов (ч) штормовых нагонов и сгонов на Мурманском побережье Баренцева моря

Место наблюдения	$\bar{A}_к$		$\bar{\tau}_к$		$A_{к\,макс}$		$\tau_{к\,макс}$	
	нагона	сгона	нагона	сгона	нагона	сгона	нагона	сгона
Варангер-фиорд	31	27	73	120	94	66	184	271
Кольский залив	34	30	71	112	96	69	177	305
Святоносский залив	52	34	70	113	142	79	163	269

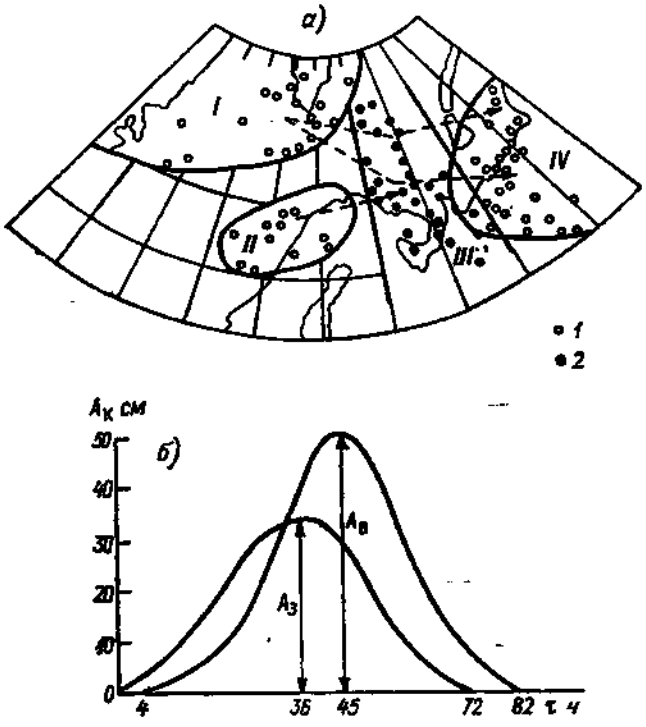


Рис. 6.10. Положения центров циклонов (*а*) и непериодические колебания уровня (*б*) на западном ($A_з$) и восточном ($A_в$) участках мурманского побережья при штормовых нагонах.

Римскими цифрами обозначены зоны, соответствующие началу нагона (I, II), максимуму нагона (III) и его затуханию (IV); *1, 2* — в момент начала и максимума нагона соответственно.

Обобщением синоптических условий генерации сгонно-нагонных колебаний уровня и результатов статистической обработки их параметров являются совмещенные схемы на рис. 6.10, 6.11. Здесь колебания уровня моря при штормовых нагонах и сгонах построены на единых шкалах времени, начинающихся с момента формирования среднего статистического нагона (сгона) на западном участке побережья Мурмана (Варангер-фиорд). На восточном участке побережья (Святоносский залив) эти колебания происходят с определенным (7—9 ч) временным сдвигом. Формирование штормового нагона на побережье Мурмана заканчивается при расположении центра циклона приблизительно на 40° в. д. (зона III, рис. 6.10). По времени это составляет 30—32 ч. Осредненная для этого района величина нагона составляет 36 см. Затухание нагона происходит при дальнейшем смещении циклона к востоку и продолжается в среднем 40 ч. Для штормовых нагонов увеличение среднего значения параметра $A_к$ составляет при движении с запада на восток 70 %, а для сгонов оно не превышает 40 %.

Закономерности изменения параметров сгонно-нагонных колебаний уровня в генеральном направлении с запада на восток сохраняются и в юго-восточной части моря. Это подтверждается анализом отдельных случаев штормовых нагонов и сгонов и

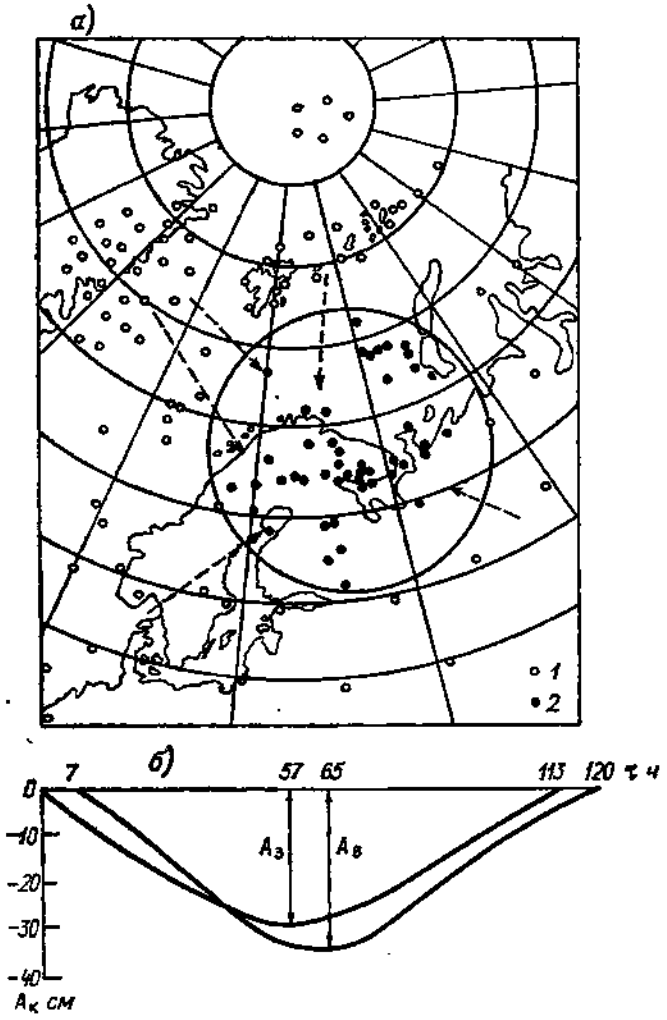


Рис. 6.11. Положение центров антициклонов (*а*) и средние понижения уровня (*б*) на западном ($A_з$) и восточном ($A_в$) участках мурманского побережья при сгонах.

1, 2 — в момент начала и максимума сгона соответственно.

результатов гидродинамических расчетов, так как построение для этого региона статистически обобщенных схем затруднено из-за отсутствия длительных рядов ежечасных уровенных наблюдений.

Изменения уровня моря при штормовых нагонах на Баренцевом море представляют собой длиннопериодные (по отношению к приливным) волновые колебания, формирующиеся в слабо стратифицированных (особенно в холодное время года) водах моря и захватывающие почти всю толщу вод. Основные процессы, влияющие на формирование баренцевоморского штормового нагона — воздействие поля атмосферного давления, трансформация длинной волны — действуют одновременно, но поразному в зависимости от конкретных метеорологических условий и от района моря. Соотношение суммарной величины нагона $A_н$ и подъема уровня только за счет статического эффекта атмосферного давления $A_{ст}$ различно для двух преобладающих траекторий движения циклонов: западной и ныряю-

щей. Для первой это отношение находится в пределах 1,4—2,5 в зависимости от параметров отдельного шторма, а для второй оно всегда больше (5,0—5,5). Ныряющие циклоны пересекают море по диагонали через центр, в результате чего на побережье Мурмана наблюдаются существенно меньшие изменения атмосферного давления, вклад которого не превышает 3 % суммарного нагонного повышения уровня. Вклад статического компонента нагона неуклонно снижается по мере уменьшения глубины и роста вклада ветровой составляющей. Если в западной части Мурманского побережья отношение $A_и/A_{ст}=1{,}7$, то в его восточной части оно увеличивается в среднем до 2,4, а на юго-востоке моря достигает 3,6 при изменении глубин от 160 м до 20 м соответственно.

Структурно непериодические колебания уровня у побережий морей слагаются из двух главных компонент — глубоководного (батистрофического) и мелководного (локально ветрового) нагона, относительный вклад которых в подъем уровня определяется глубиной прилегающего участка акватории моря. В относительно глубоководной юго-западной части Баренцева моря (Норвежско-Мурманский район) наибольшие подъемы уровня обусловлены ветрами, параллельными береговой черте. В мелководной юго-восточной части бассейна (Печорское море) эти же явления связаны с ветрами, перпендикулярными к линии берега, т. е. ветрами северных направлений в тыловых частях уходящих к востоку циклонов.

Характерной для преобладающей, относительно глубоководной части Баренцева моря особенностью механизма формирования большинства штормовых нагонов является не локальное действие ветра, а подъем моря у берега за счет растекания вод из области шторма в результате совместного эффекта циклонического поля ветра и силы Кориолиса. В случае малоподвижного и тем более стационарного циклона этот фактор особенно сильно действует. Связано это с тем обстоятельством, что в условиях обширного Баренцева моря со средней глубиной около 200 м, соизмеримого с размерами циклонов, эффекты вращения Земли и воздействия циклонической системы штормовых ветров практически равнозначны и взаимосвязаны: без ветра нет движений, которые отклоняются силой вращения, а без учета отклоняющей силы нет перераспределения вод в пределах бассейна и, как следствие, нет штормового подъема уровня у берега.

Иллюстрацией изложенного механизма формирования штормового нагона может служить рис. 6.12, на котором показан фрагмент рассчитанной картины уровенной поверхности и нестационарных штормовых течений (осредненных по глубине) для фазы максимального развития одного из значительных типичных штормовых нагонов. В нижней части рисунка показаны результаты сопоставления расчетного и фактического (фаз прилива) хода нагонного уровня для двух пунктов наблюдений на побережье Мурмана. Здесь и далее расчеты выполнены с использованием численной модели непериодических движений вод Баренцева моря в двумерной постановке [94].

Типичные процессы динамики формирования уровенной поверхности и сгонно-нагонной циркуляции при выходах на акваторию Баренцева моря исключительно глубоких циклонов с различными траекториями движения показаны на рис. 6.13—6.14, полученных расчетным методом.

Характерной чертой реакции Баренцева моря на «ныряющий» (северо-западный) циклон (рис. 6.13) может быть названо формирование циклонической циркуляции с понижением уровня под центром

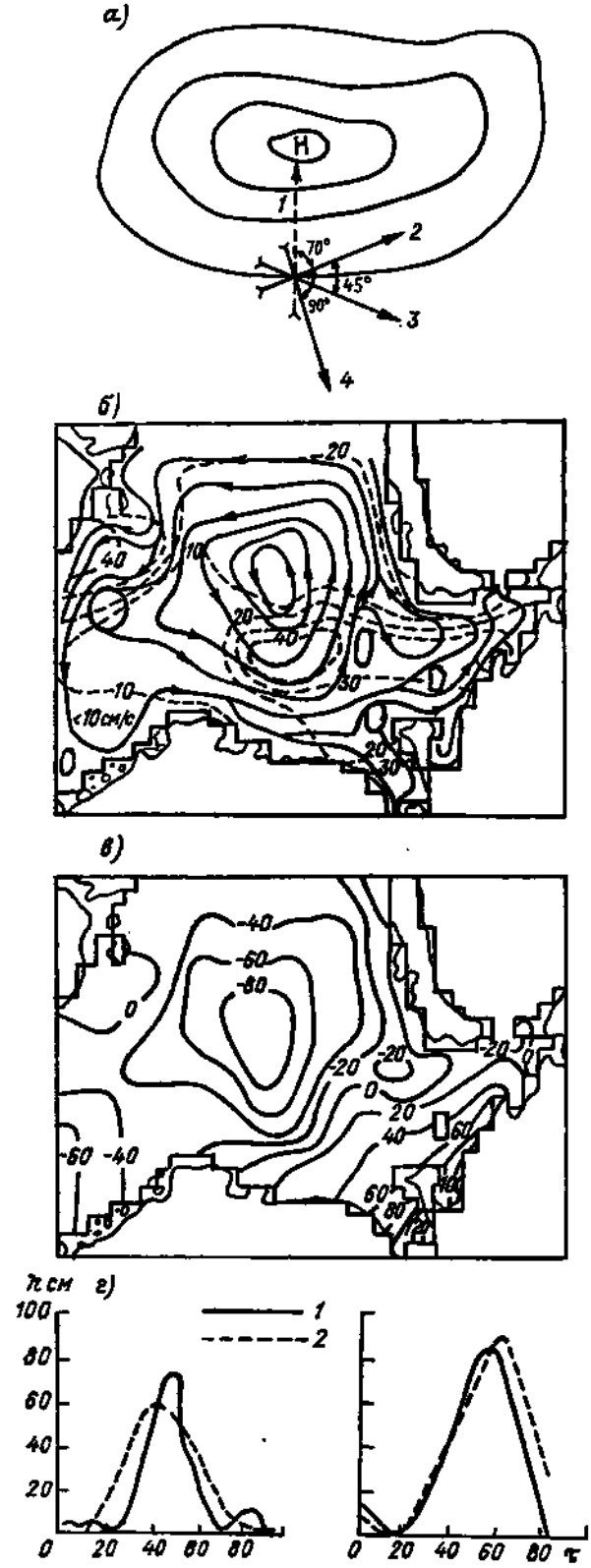


Рис. 6.12. Схема формирования типичного штормового нагона.

а — приземное поле давления: *1* — градиент давления, *2* — приземный ветер; *3* — поверхностное течение; *4* — полный поток; *б* — скорости (см/с) и направления осредненных по вертикали течений; *в* — отклонения уровенной поверхности, см; *г* — примеры хода непериодической составляющей уровня.

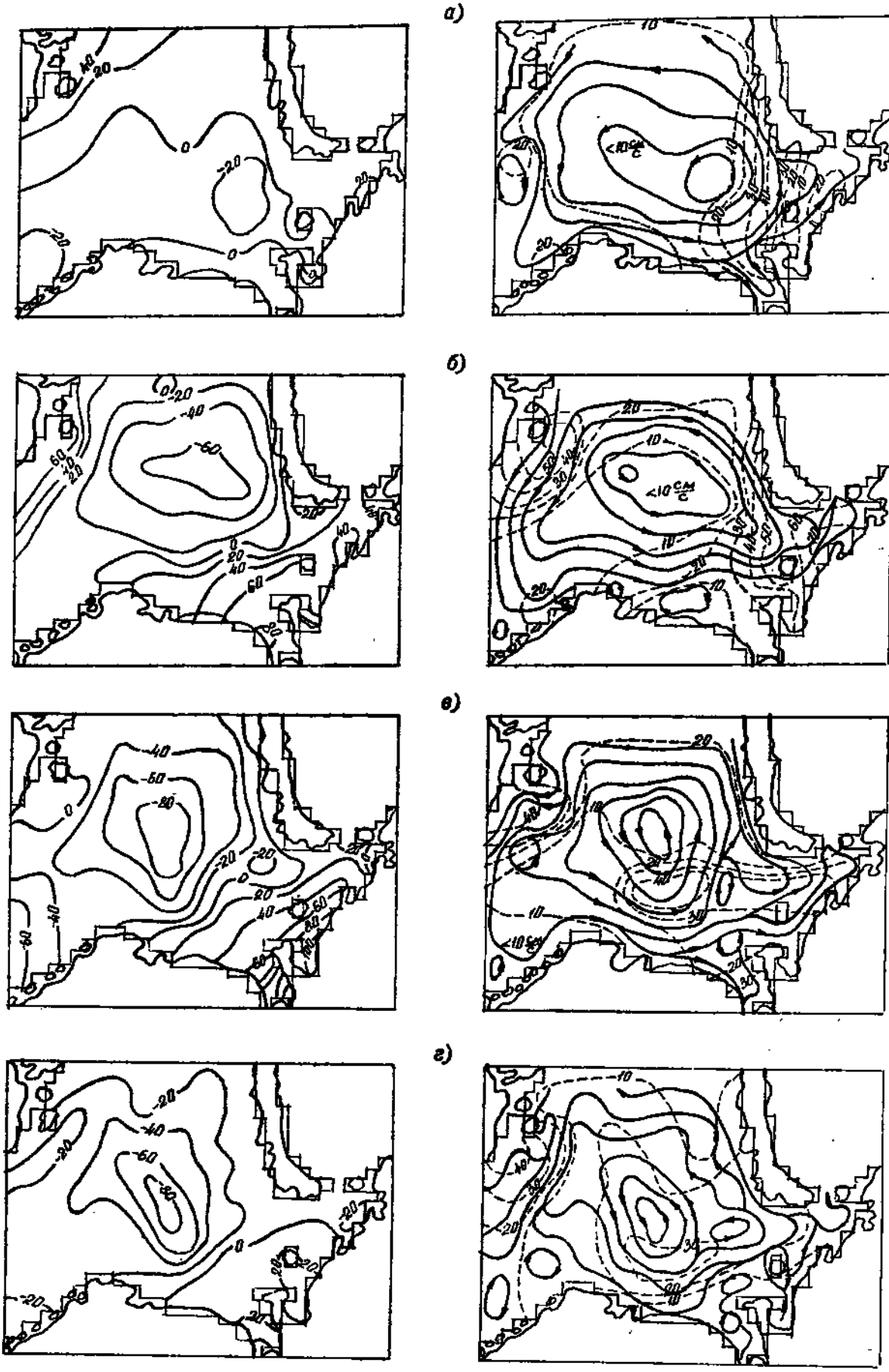


Рис. 6.13. Отклонения уровенной поверхности (слева, см) и осредненные по вертикали течения (справа, см/с) для различных моментов (*а—г*) прохождения глубокого «ныряющего» циклона.

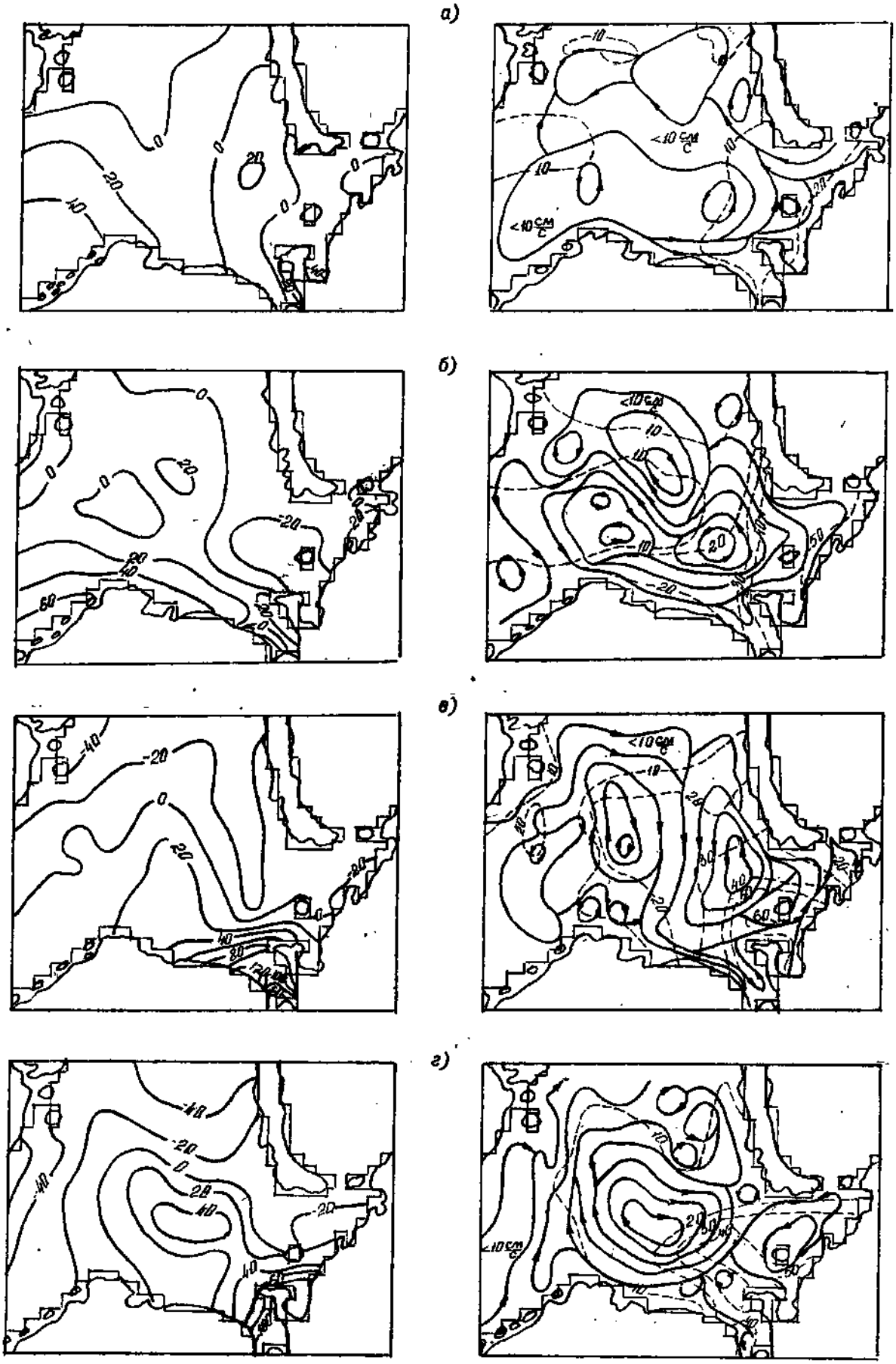


Рис. 6.14. Отклонения уровенной поверхности (слева, см) и осредненные по вертикали течения (справа, см/с) для различных моментов (*а*—*г*) прохождения западного циклона.

циклона до 80—100 см, что свидетельствует о преобладании динамических отклонений уровня над статическими (в 4—5 раз). Круговорот охватывает большую часть бассейна и устойчив во времени.

При западном типе циклона (рис. 6.14) развивается совершенно иная картина динамики вод, для которой типично формирование «ячеистой» пространственной структуры поля уровня и неустойчивых во времени циркуляций с повышением уровня до 0,5 м. Данные особенности обусловлены воздействием неравномерного поля ветра северной половины циклона на водные массы моря в условиях сильного влияния силы Кориолиса и пересеченного рельефа дна.

Рассмотренные примеры расчетов наглядно демонстрируют общие и индивидуальные черты формирования штормовых нагонов при различных типичных траекториях и параметрах глубоких циклонов. Фактическое разнообразие возможных сгонно-нагонных ситуаций в масштабах всего Баренцева моря указывает на необходимость широкого использования методов гидродинамического моделирования.

6.6. Режимно-статистические характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня

Наибольший практический интерес для народнохозяйственных организаций представляют функции распределения экстремальных уровней. Примеры подобных расчетов приведены на рис. 6.15, где построены графики повторяемости экстремальных уровней, возможных 1 раз в q лет и функции обеспеченности (продолжительность стояния) для двух районов в юго-восточной части моря. Для получения режимно-статистических характеристик уровня использована методика ГОИНа [381]. Расчет уровней выполнялся на основе гидродинамической модели [94]. Средняя относительная погрешность по высоте нагона для побережья Мурмана составляет 15 %, а для времени наступления максимального уровня — не более 6 %. Эти выводы получены на основании результатов верификации модели по 15 фактическим сгонно-нагонным ситуациям. В качестве исходных данных использовались типовые поля атмосферного давления и сведения об их повторяемости, приведенные в [18]. Значения ветра в узлах сеточной области для всех типов ситуаций и четырех градаций по скорости получены расчетным методом с использованием геострофических соотношений и эмпирических уравнений связи между геострофическим и приземным ветром [97, 99].

Расчеты по гидродинамической модели позволили получить расчетные карты повышений и понижений уровня, возможных 1 раз в 1, 5, 10, 25 и 50 лет, приведенные в справочнике [66]. Анализ этих карт показывает, что качественная картина уровенной поверхности, расчитанная для различных периодов повторяемости, весьма устойчива и хорошо соответствует основным особенностям сложной морфометрии Баренцева моря; максимальные подъемы уровня совпадают с наиболее мелководными районами юго-восточной части моря, а область минимального возвышения уровня приурочена к глубоководной части бассейна. Количественные характеристики нагонов и сгонов для прибрежных районов вполне согласуются с имеющимися физико-статистическими оценками по береговым станциям, что позволяет считать вполне достоверным гидродинамическое описание уровенного ре-

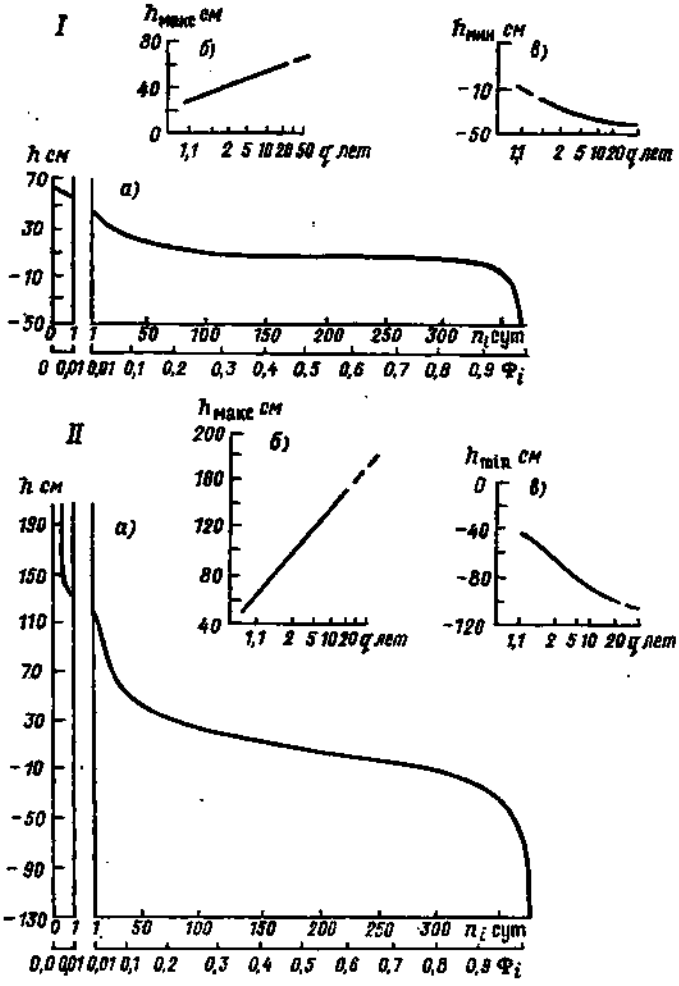


Рис. 6.15. Режимно-статистические характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня для открытого (*I*) и прибрежного (*II*) шельфовых районов юго-восточной части Баренцева моря.

а — функция обеспеченности (продолжительности стояния) уровня; *б*, *в* — функция распределения максимальных и минимальных уровней соответственно.

жима и малоизученных открытых морских участков акватории.

Интересные практические и научно-методические выводы следуют из рассмотрения рис. 6.16, представляющего расчетные карты-схемы размаха непериодических колебаний уровня редкой повторяемости (1 раз в 25 и 50 лет). В частности, на большей части площади моря экстремальный размах непериодических колебаний уровня оказывается значительно больше регулярных (приливных) колебаний. Это относится не только к мелководному Печорскому морю, но и к открытым районам моря. Данный результат необходимо учитывать при планировании и организации хозяйственной деятельности, связанной в первую очередь с разведкой и добычей нефти и газа в открытом море.

Сопоставление возможного размаха уровенных колебаний и атмосферного давления (950—1040 гПа) над морем подтверждает сделанный выше вывод с соотношении главных вынуждающих

сил и, в частности, о преобладании динамических отклонений уровня над статическими в районах моря с глубинами менее 200 м. Из рис. 6.16 следует, что в условиях Баренцева моря статистическое подтверждение закона обратного барометра имеет место только в юго-западной части бассейна

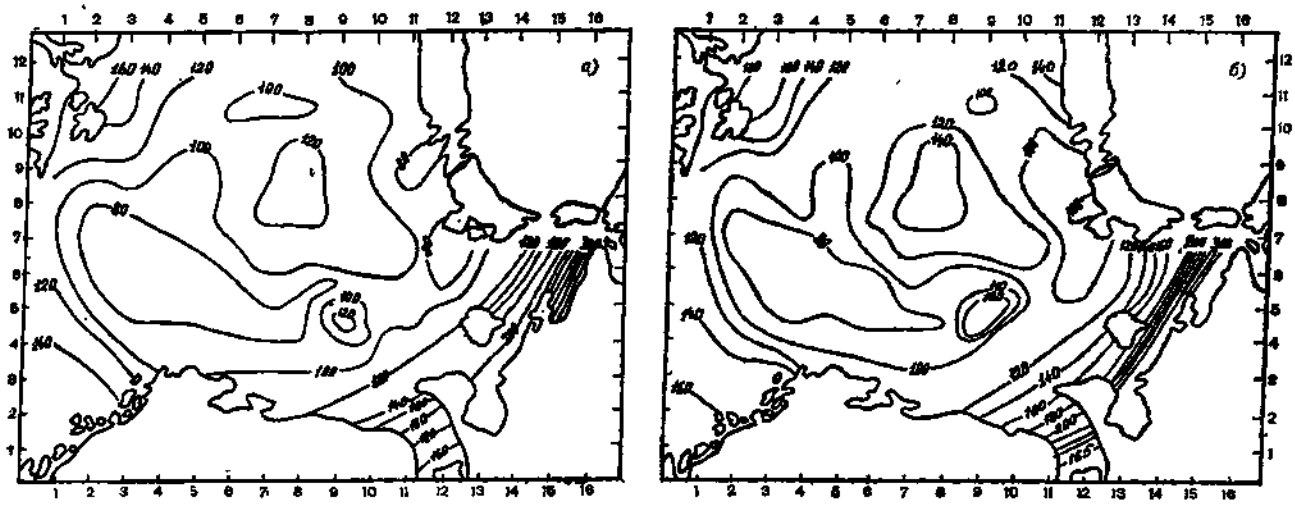


Рис. 6.16. Непериодические колебания уровня повторяемостью 1 раз в 25 лет (*а*) и в 50 лет (*б*), см.

с глубинами 300—400 м, где $K_н = \Delta A_н / \Delta P \approx \approx 1{,}0$ см/гПа. Во всех остальных районах коэффициент $K_н$ превосходит единицу (от 1,2 до 5,0).

Результаты картирования размаха непериодических колебаний уровня наглядно демонстрируют реальные возможные значения их изменчивости под действием метеорологических факторов. Каждая отдельная флюктуация уровня под действием конкретного циклона или антициклона происходит и оценивается на фоне постоянно изменяющегося хода уровня, а не относительно условной невозмущенной поверхности, как это происходит в гидродинамическом расчете. В принципе, возможен такой экстремально высокий подъем уровня за счет глубокого циклона, который в силу предшествующих условий (например, сгонных) не достигнет критической отметки. Поэтому сочетание (суперпозиция) на одной карте возможных колебаний уровня разного знака, охватывающих весь диапазон синоптических условий над морем (нагонных и сгонных), в значительной степени устраняет возможные погрешности частных гидродинамических расчетов вследствие недостаточного (неполного) учета фонового состояния уровенной поверхности в периоды времени, предшествующие рассматриваемому.

7. ТЕЧЕНИЯ И ВОДООБМЕН

7.1. Общая характеристика режима течений

Динамика вод Баренцева моря вносит определяющий вклад в формирование его физических, химических и биологических полей. Она тесно связана с динамикой морских льдов и процессами перемешивания в море. Сведения о характеристиках течений, как мгновенных, так и осредненных за длительные промежутки времени, необходимы для многих практических приложений — навигации, расчетов переноса загрязняющих веществ, литодинамических исследований и др. В последнее время результаты исследований динамики вод, помимо традиционного использования в промысловой океанологии, приобретают возрастающее значение в связи с развитием морского транспорта и геологических работ на шельфе.

На начальном этапе исследований, наиболее полно отраженном в монографии Н. М. Книповича [175], характер циркуляции вод определялся на основании косвенных данных — по распределению температуры, солености и других гидролого-гидрохимических характеристик. Уже в течение века идет процесс накопления натурного материала наблюдений за параметрами, характеризующими динамику вод моря, причем по мере накопления материалов неоднократно предпринимались попытки создания обобщенных моделей динамики вод и расчетов водного баланса.

Инструментальные наблюдения за течениями до 60-х годов оставались эпизодическими и кратковременными и только в период 60—80-х годов после появления вертушек БПВ и разработки технологии постановки автономных буйковых станций (АБС) было получено порядка 200 длительных серий наблюдений за течениями. При этом основная часть наблюдений сконцентрирована в юго-западной части моря, тогда как северная и восточная части освещены лишь отдельными наблюдениями.

Современная изученность режима течений в значительной степени основывается на применении расчетных методов. По результатам расчетов построены известные схемы приливных и постоянных течений (см. п. 7.2, 7.3), на их основе можно оценить изменчивость течений и выявить наиболее общие закономерности циркуляции вод.

Основными факторами, формирующими систему течений Баренцева моря, являются крупномасштабные процессы в системе океан—атмосфера в Северной Атлантике, изменчивость синоптических условий непосредственно над акваторией Баренцева моря, распространение приливной волны из Атлантики в

Баренцево море, изменчивость горизонтальной и вертикальной плотностной структуры морских вод, а также сложная морфометрия дна и береговой линии. Моря Северо-Европейского бассейна, куда входит и Баренцево море, по сути дела являются связующим звеном в водообмене между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами.

Взаимодействие перечисленных факторов приводит к значительной пространственно-временной изменчивости векторов течений, затрудняющей ин-

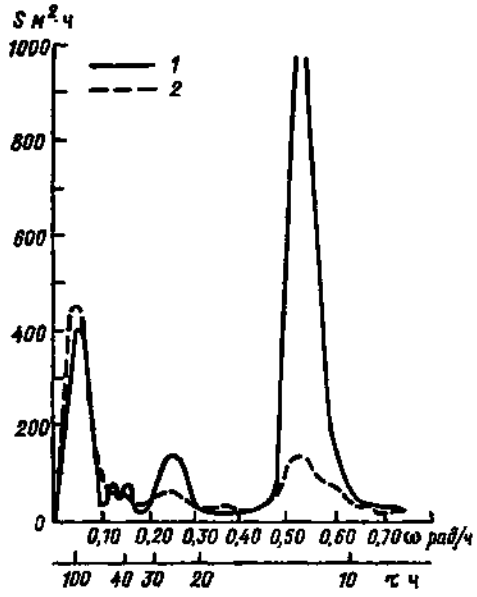


Рис. 7.1. Спектральная плотность скоростей суммарных течений (*1*) и непериодических течений (*2*), рассчитанная по 30-суточному ряду наблюдений (июнь—июль 1961 г., юго-западная часть моря).

терпретацию натурных данных и их сопоставление с результатами расчетов.

На рис. 7.1 показан типичный для Баренцева моря спектр скоростей течений, приведенный в работе [95] со ссылкой на данные Ю. В. Суставова. В спектре наиболее сильно выражена полусуточная приливная составляющая, после ее исключения доминирующими становятся колебания синоптического масштаба с периодом около 4 сут, что соответствует периоду сгонно-нагонных колебаний уровня (см. п. 6.5). Такой характер изменчивости позволяет достаточно обоснованно выделять составляющие суммарного течения и анализировать их по отдельности. Вместе с тем более долгопериодная измеичивость (сезонная, междугодичная) не может быть выявлена непосредственно по данным наблюдений, продолжительность которых, как правило, не превышает 15 сут. Некоторые выводы о ней можно сделать, располагая данными об изменчивости основных режимообразующих факторов.

Наиболее устойчивым проявлением водообмена между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами является поступление атлантических вод в Баренцево море через его западную границу. Дальнейшее их распространение зависит от морфометрии морского дна, атмосферных процессов, обусловливающих изменчивость синоптического масштаба, и термохалинных факторов, определяющих устойчивость циркуляции к короткопериодным внешним воздействиям. Данный процесс протекает на фоне упорядоченных приливных движений, подчиняющихся астрономической периодичности и обусловленных главным образом приливной волной, распространяющейся с запада на восток моря. На прогрессивное перемещение приливной волны оказывают влияние перепады глубин, ледяной покров и другие факторы, поэтому в ряде районов моря изменчивость приливных течений отличается от полусуточной и имеет довольно сложный характер. Скорости приливных течений, как правило, больше, чем постоянных, поэтому при нештормовых условиях в суммарных течениях обычно преобладает приливной компонент.

Условия формирования непериодических течений Баренцева моря довольно подробно рассмотрены в работах [66, 67, 129]. Здесь лишь констатируем, что непериодический компонент суммарных течений (кроме дрейфовых течений) традиционно определялся на Баренцевом море динамическим методом и представляет собой плотностные течения. Завершающим этапом в использовании динамического метода явились последние работы, выполненные в Мурманском филиале ААНИИ совместно с Мурманским управлением по гидрометеорологии (см. п. 7.3).

Однако в штормовых условиях нестационарный компонент суммарного течения может значительно превзойти квазистационарный фон, существовавший до начала шторма. Воздействие циклонов проявляется в сильной изменчивости течений даже в струях основных потоков, что указывает на необходимость учета синоптических процессов при анализе и прогнозе реальных движений вод независимо от масштаба осреднения. Этот вывод получен также и в работе [165] на основе сопоставления результатов численного моделирования динамики верхнего слоя моря, выполненного в одном случае по осредненному полю атмосферного давления, а в другом — по фактической последовательности синоптических карт.

Сезонная изменчивость системы течений определяется годовым ходом атмосферных и ледово-гидрологических процессов. К осени интенсивность циркуляции вод достигает годового максимума, что связано с увеличением притока атлантических вод в Баренцевом море и циклогенезом над ним. В этот период разрушается сезонный термоклин, и скорости течений выравниваются по вертикали до глубины порядка 200 м. В весенний период вертикальные градиенты скорости начинают расти, достигая максимальных значений к концу лета при наибольшем прогреве вод и ослаблении атмосферной циркуляции.

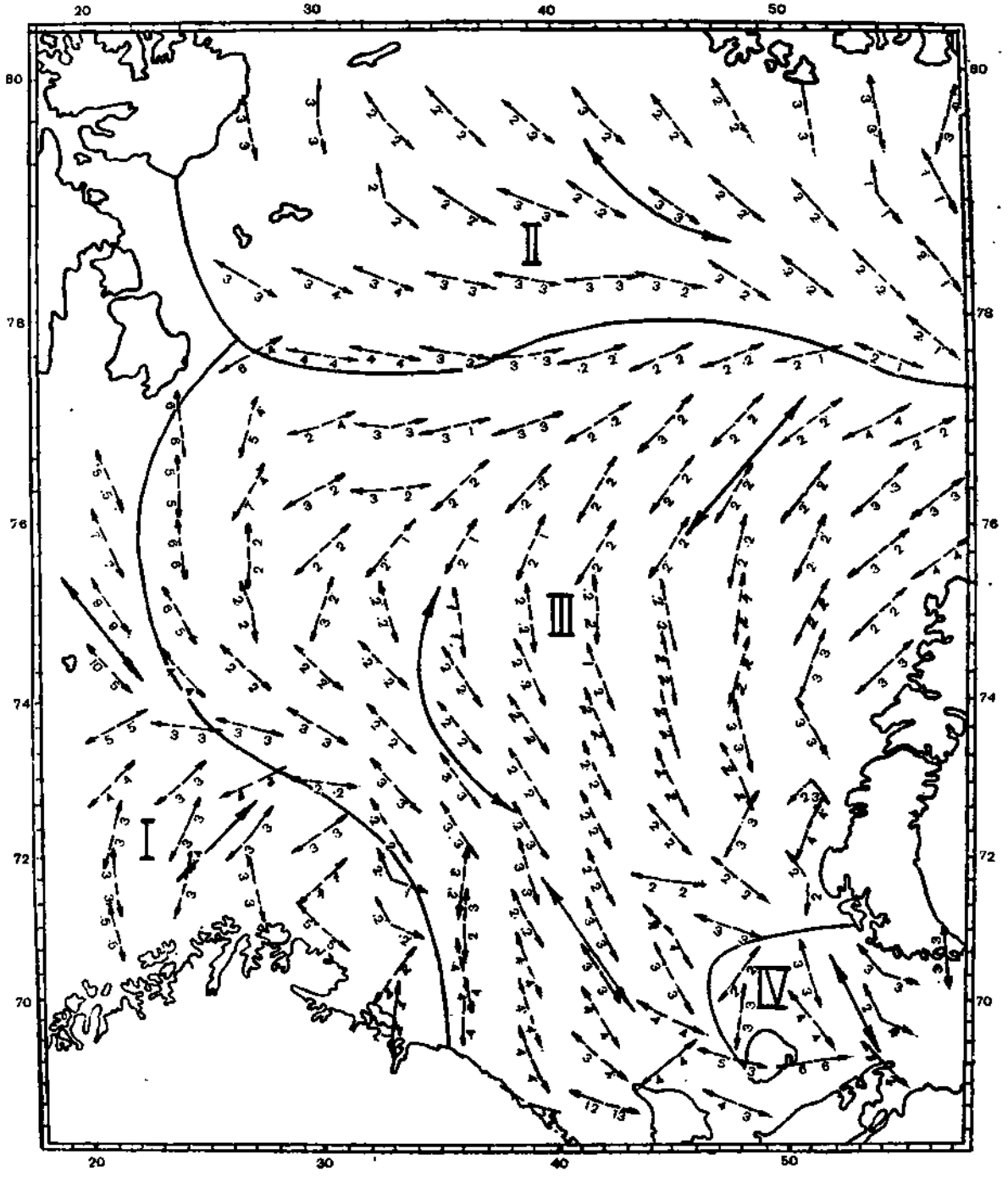
Количественные характеристики режима течений (как правило, в виде средних многолетних или преобладающих значений скорости и направлений) приведены в ряде справочных пособий [19, 65—67]. В целом они отвечают потребности обеспечения судовождения и других видов хозяйственной деятельности. Однако в последние годы требования к информации о течениях значительно повысились в связи с задачами морской нефтегазодобычи и предотвращения загрязнения моря. Возникла необходимость в оценках максимальных скоростей течений, в том числе в придонном слое моря, а также в вероятностных расчетах траекторий переноса загрязняющих веществ. Ввиду недостатка натурных данных полное описание режима течений, особенно

с учетом штормовых условий, можно получить только на основе численного моделирования. Работа в этом направлении в последние годы ведется достаточно интенсивно [96, 409].

7.2. Приливные течения

Приливные течения являются одной из главных черт динамики вод Баренцева моря. Их скорости и направления следуют той же периодичности, что и приливные колебания уровня.

На рис. 7.2 приводится схема расчетных полусуточных приливных течений в навигационном слое Баренцева моря при средней величине прилива, разработанная в последние годы авторским коллективом в составе Ю. В. Суставова, Г. П. Каминского, В. А. Потанина, В. И. Турчанинова, С. П. Савельевой, Т. А. Эрштадт. Она наглядно иллюстрирует направление и скорости перемещения приливных и отливных потоков. На схеме выделяются четыре условные зоны приливных течений (пронумерованы римскими цифрами): в зоне I генеральные перемещения вод в проливе м. Нордкап — о. Медвежий происходят в направлении северо-восток—юго-запад, что отражает вхождение приливной волны в Баренцево море с запада на приливе и вынос вод в обратном направлении на отливе. Севернее,



1 2

Рис. 7.2. Схема приливных течений Баренцева моря в приливном цикле.

1 — прилив; *2* — отлив; I—IV зоны приливных течений.

в проливе о. Медвежий—м. Серкаппе, генеральный перенос вод на приливе-отливе имеет более меридиональный характер (с северо-северо-запада на юго-юго-восток и обратно). В зоне II, охватывающей северную часть Баренцева моря, генеральное перемещение вод на приливе-отливе происходит с стоке — 0,6—0,8 уз, на западной границе моря — 0,6—1,0 уз.

Однако схема на рис. 7.2 отражает лишь общие черты проявления приливных течений на Баренцевом море. Реальный же процесс формирования прилива и отлива и возникающих при этом прилив-

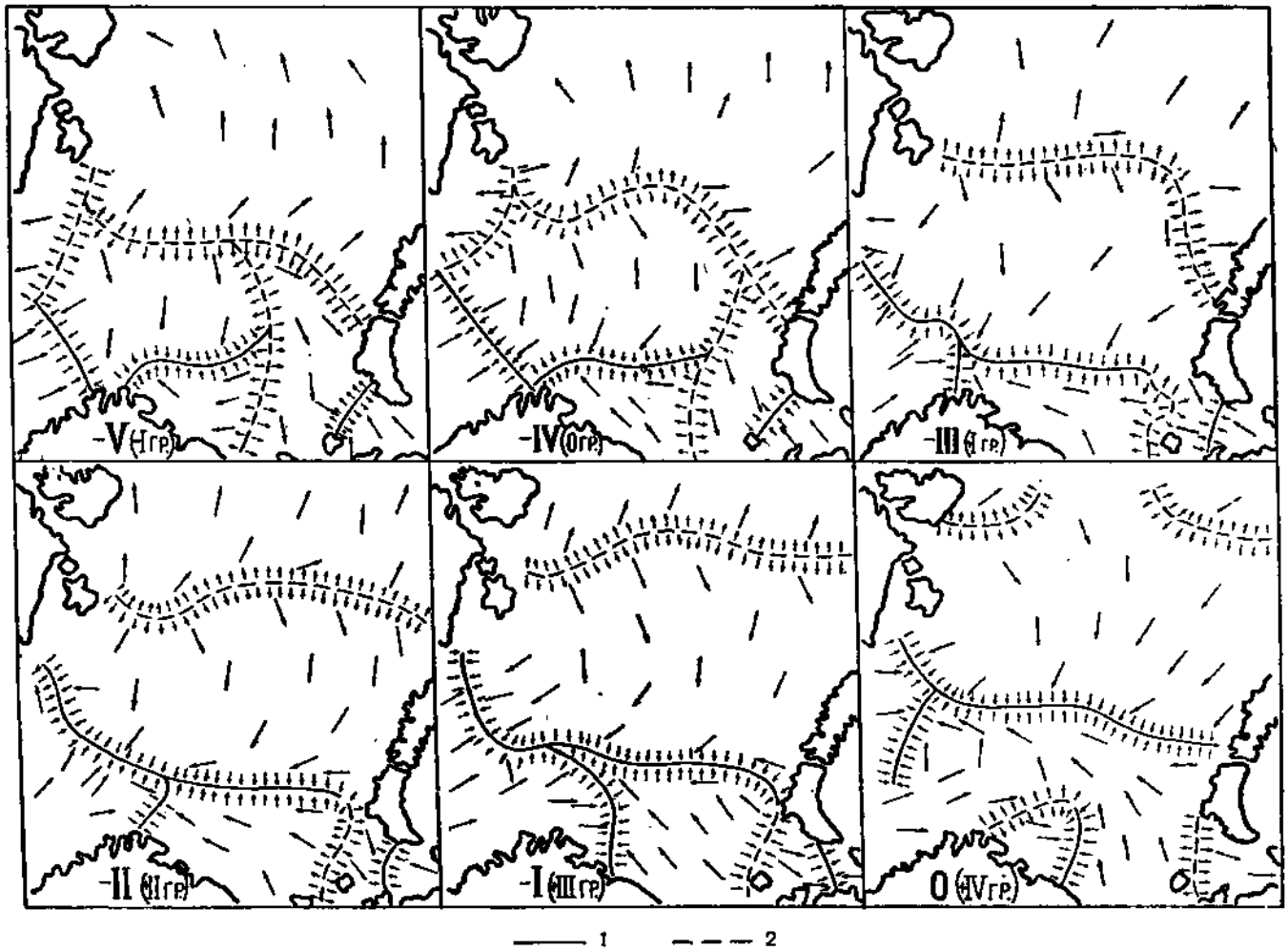


Рис. 7.3. Ежечасные схемы приливных течений (от начала прилива до момента полной воды).
1, 2 — конвергенция и дивергенция потоков соответственно.

востока-юго-востока на запад-северо-запад и обратно. В зоне III, охватывающей центральную и частично южную часть моря, генеральное перемещение вод на стадии прилива происходит от востока-северо-востока на севере с поворотом против часовой стрелки до юго-восточного направления в южной части, а на отливе — наоборот. В зоне IV, относящейся к юго-востоку Баренцева моря, генеральное перемещение вод на фазе, относящейся к приливу в зонах I и III, происходит с юго-востока на северо-запад, а на фазе отлива в упомянутых зонах — наоборот. Таким образом, явление прилива в юго-восточной части моря происходит в противофазе по отношению к большей части Баренцева моря.

Расчетные скорости приливных течений при средней величине прилива в Баренцевом море могут достигать в открытой части моря 0,2—0,4 уз, в Воронке Белого моря — 1,2—1,3 уз, на юго-восных течений более сложен и представлен на рис. 7.3—7.4 с часовой дискретностью. На этих схемах использовано время приливо-отливного цикла в Екатерининской Гавани — основном уровенном пункте на Баренцевом море. Продолжительность приливо-отливного цикла разделена на двенадцать частей, что соответствует общепринятому в океанологии понятию «водного часа». Фаза прилива пронумерована водными часами от —V (начало прилива в Екатерининской Гавани) до 0 (момент полной воды в Екатерининской Гавани ±1/2 водного часа от этого момента), фаза отлива — от ±I (начало отлива) до ±VI 1/4 (момент малой воды). По принятым представлениям продолжительность всех водных часов равна 1 ч обычного времени, тогда как продолжительность водного часа ±VI 1/4 несколько больше, поскольку общая продолжительность приливо-отливного цикла при полусуточном типе прилива в среднем равна 12 ч 25 мин.

Другая шкала на этих схемах соответствует номерам лунных часов, связанных с кульминацией Луны на меридиане Гринвича. Принцип организации этой шкалы идентичен шкале водного времени: 0-й лунный час относится к моменту кульминации Луны ±1/2 лунного часа; продолжительность всех лунных часов равна 1 ч обычного времени, а лунный час ±VI 1/4 — несколько больше, так как лунный цикл больше 12 ч.

Приливные течения на фоне прилива в Баренцевом море выражены несколькими зонами, границами между которыми служат линии раздела конвергирующих или дивергирующих потоков. В целом приливная ситуация может быть охарактеризована наличием конвергенции потоков в западной части моря и на юго-востоке, а дивергенции — в центральной и северо-западной частях. Динамика перемещения границ раздела между зонами на фазе прилива (см. рис. 7.3) сводится к тому, что за 6 ч происходит замена линий раздела с дивергирующими потоками на конвергирующие (и наоборот). Поэтому к моменту полной воды в Екатерининской Гавани (0-й водный час) конвергенция потоков наблюдается в центральной части моря, а дивергенция — на юго-востоке и крайнем севере.

На фазе отлива в Баренцевом море процесс повторяется в том же порядке: возникшая в +I водный час линия дивергирующих потоков на западе моря постепенно смещается к востоку и северу и замещает линию конвергирующих потоков, в свою очередь смещающуюся к северу. В момент малой воды (водный час ±VI 1/4) дивергирующие потоки занимают центральную часть моря, тогда как конвергирующие — юго-восток и крайний север.

В лунном времени фаза прилива выглядит так:

—— 1 — — 2

Рис. 7.4. Ежечасные схемы приливных течений (от начала отлива до момента малой воды).

Усл. обозначения см. на рис. 7.3.

прилив начинается за час или во время кульминации Луны на меридиане Гринвича и продолжается до ±IV лунного часа. В остальные лунные часы происходит отлив.

Помимо полусуточных приливных течений существуют и другие их разновидности, определяемые характером приливов (рис. 7.5). На схеме показаны значения коэффициента

$$K_{\text{пр}} = (W_{K_1} + W_{O_1})/W_{M_2}, \qquad (7.1)$$

где W_{K_1}, W_{O_1}, W_{M_2} — соответственно скорости течений, обусловленных приливными волнами K_1, O_1, M_2.

При $K_{\text{пр}} < 0{,}5$ приливные течения относят к полуполусуточным. Из схемы следует, что правильное полусуточное течение наблюдается в относительно незначительном районе в южной части Баренцева моря, тогда как на большей части акватории моря преобладают приливные течения смешанного типа, а именно — неправильные полусуточные. В неправильных полусуточных приливах в какой-то мере выражено влияние суточной составляющей течений, однако по выполненным нами оценкам скорости

суточной составляющей приливных течений на Баренцевом море незначительны. Тем не менее рекомендуется учет их влияния. Таким образом, в практическом смысле приливные течения на Баренцевом море обычно представляют собой сумму полусуточной и суточной составляющей.

Изменения направления приливных течений в приливном цикле в большинстве случаев происхо-

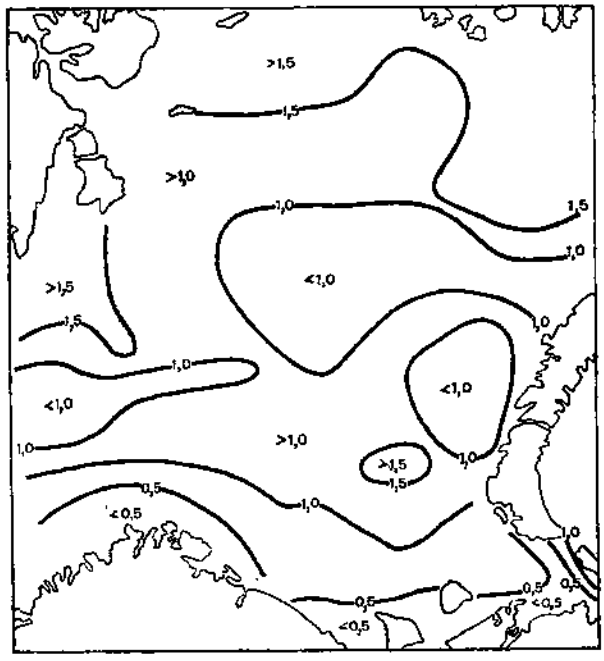


Рис. 7.5. Характер прилива ($K_{пр}$).

дят по часовой стрелке. Отступления от этого общего правила наблюдаются обычно в районах перепада глубин. Приливные течения захватывают всю толщу вод Баренцева моря. Скорости течений с глубиной, как правило, постепенно уменьшаются, особенно в тех районах, где на поверхности они значительны. Однако на глубинах 20—50 м в слое скачка плотности при ярко выраженном сезонном термоклине скорости приливных течений, наоборот, увеличиваются.

Наибольшие скорости приливных течений наблюдаются в период сизигий, наименьшие — в квадратуры. Направления течений от квадратуры к сизигии почти не меняются или меняются очень незначительно. В западной половине моря скорости приливных течений в периоды сизигий, как правило, больше квадратурных вдвое, а на юго-востоке — от полутора до двух с половиной раз.

Однако влияние суточной составляющей в приливных течениях (а в прибрежных районах — мелководной составляющей) в ряде случаев приводит к тому, что скорости в квадратурные периоды могут оказаться больше сизигийных.

7.3. Непериодические и суммарные течения

Выделение непериодической составляющей суммарного течения в самостоятельную категорию движений вод оправдано тем, что именно непериодические течения приводят к результирующему переносу водных масс. Дальнейшее подразделение непериодических течений проводится обычно с учетом вызывающих их сил (дрейфовые, плотностные, стоковые) или в зависимости от временной изменчивости (квазипостоянные, течения синоптического масштаба). Для Баренцева моря наибольшее значение имеют устойчивые течения, тесно связанные с водообменом на его границах, которые принято называть постоянными, а также дрейфовые течения синоптического масштаба, развивающиеся под воздействием полей ветра при прохождении барических образований над Баренцевым морем.

Наиболее ранние представления о системе постоянных течений Баренцева моря сложились еще в прошлом столетии и получили дальнейшее развитие в работах Н. М. Книповича, Ф. Нансена, В. Ю. Визе, В. А. Березкина, А. В. Соколова и других исследователей. Детализированные схемы течений на информационной базе, наиболее близкой к современной, получены А. И. Танцюрой [351, 352] и В. П. Новицким [262]. Обобщенным результатом всех этих работ является карта, подготовленная ПИНРО в 1961 г., и до сих пор остающаяся наиболее широко используемым прикладным пособием по течениям Баренцева моря (рис. 7.6).

На приливных морях параметры непериодических течений, как компоненты суммарных течений, могут быть определены либо фильтрацией наблюденных суммарных течений, либо получены расчетным путем. Поэтому постоянные течения на Баренцевом море определялись обычно расчетным путем с использованием динамического метода, предполагающего полное согласование поля течений с полем плотности выше условно заданной нулевой поверхности, на которой постоянная составляющая отсутствует. Таким образом, квазипостоянная циркуляция Баренцева моря представлена плотностными течениями. При этом возможны два подхода: осреднение векторов постоянных течений, полученных по материалам отдельных океанографических съемок, либо расчет циркуляции по средним многолетним данным о температуре и солености. В первом случае на результатах расчетов сказывается нестационарность реальных полей гидрометеорологических элементов и наличие у них приливной изменчивости; во втором более объективно выделяются осредненные потоки, но занижаются скорости течений вследствие сглаживания градиентов гидрологических характеристик и нелинейности уравнения состояния морской воды.

Более полный массив гидрологических данных по сравнению с предыдущими исследованиями использован при расчетах схем течений динамическим методом, выполненных в последние годы в МФ ААНИИ и Мурманскгидромете. Результаты этих расчетов опубликованы в «Атласе океанов» [19] (для поверхности и горизонта 100 м) и справочнике [66] (для навигационного слоя и горизонтов 25, 50, 100 м). На рис. 7.7 приводится схема течений в навигационном слое, на которой хорошо выражены практически все поверхностные течения, ранее установленные разными авторами. В их число входят холодные течения, направленные из Арктического бассейна или Карского моря; прибрежное течение Земли Франца-Иосифа (*1*), течения Баренца или Восточно-Шпицбергенское (*2*), Зюйдкапское (*3*), Медвежинское (*4*), течение «Персея» или Юго-западное (*5*), Центральное (*6*), Литке (*7*). Показанные на схеме теплые течения входят в си-

стему Северо-Атлантического течения на разных стадиях его разветвления: Южно-Шпицбергенское (*8*), Нордкапское (*9*) с ветвями северной (*10*), центральной (*11*) и южной (*12*), Мурманское (*13*),

На глубинных горизонтах от 25 до 100 м направления течений, рассчитанных по динамическому методу, изменяются мало, а скорости уменьшаются с глубиной до 1—4 см/с по сравнению с 2—15 м/с

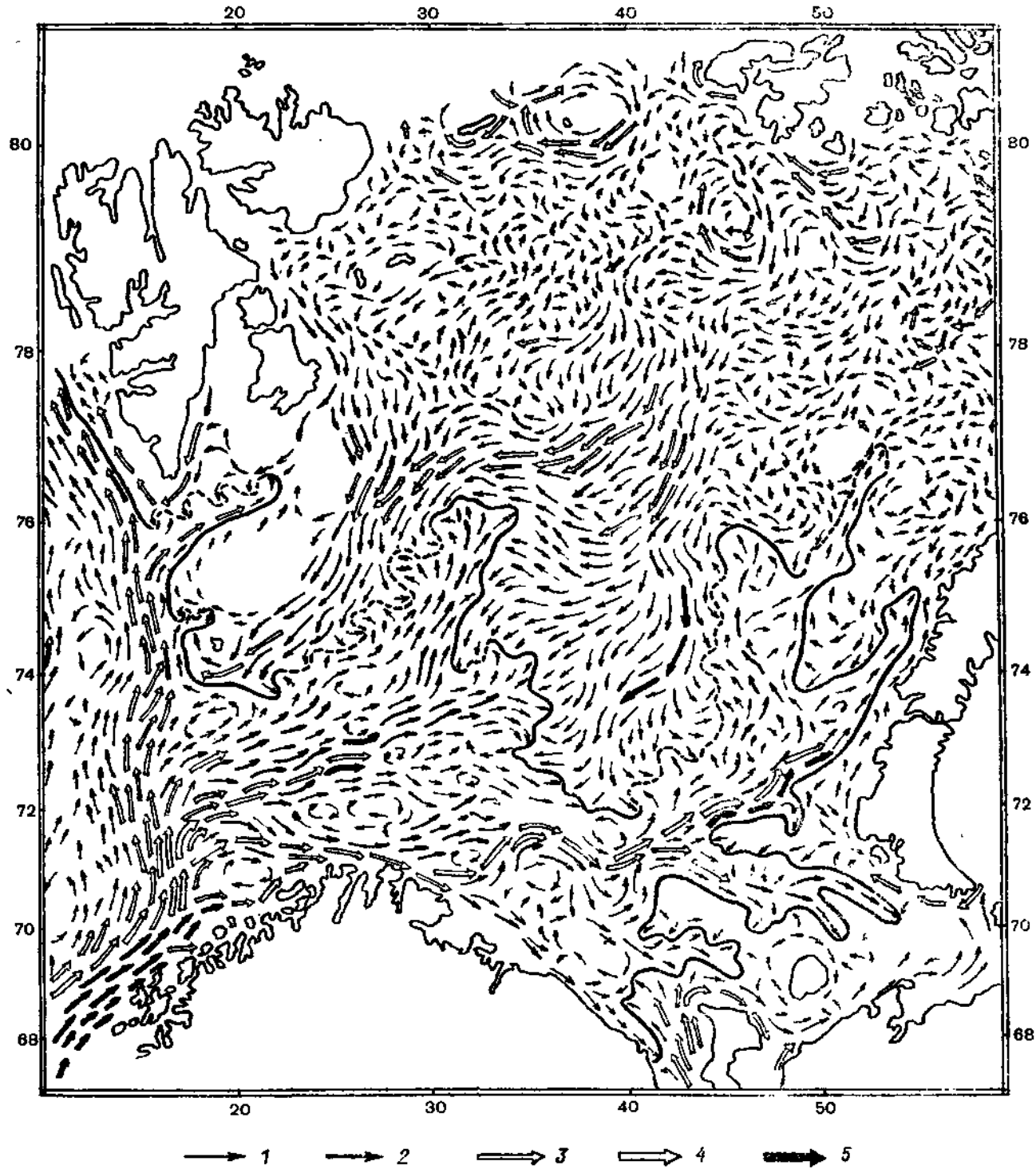


Рис. 7.6. Карта преобладающих поверхностных течений Баренцева моря (ПИНРО, 1961).

Толщиной стрелок показана скорость течения, уз: *1* — до 0,1; *2* — 0,1—0,2; *3* — 0,3—0,5; *4* — 0,6—1,0; *5* — свыше 1,0. Длина стрелок соответствует устойчивости течений. Сплошной линией показано положение фронтальной зоны.

Мурманское прибрежное (*14*), Канинское (*15*), Колгуево-Печорское (*16*), Новоземельское (*17*). Дальнейшее ветвление Новоземельского течения выражено на схеме слабо. Особую группу составляют Беломорское (*18*) и Печорское (*19*) стоковые течения. Оба они отличаются пониженной соленостью.

на поверхности.

Расчеты постоянных течений Баренцева моря проводились также по диагностической модели В. А. Буркова [46] с использованием программы, разработанной в ААНИИ В. К. Павловым и Ю. И. Кулаковым. В результате получены серии ежемесячных карт постоянных течений по горизон-

там для всей акватории моря (готовится к изданию) и для его юго-восточной части за безледный период с мая по ноябрь [67]. Рассчитанные по этому методу схемы течений на горизонтах от 0 до 150 м сходны с представленными на рис. 7.6, 7.7, но скорости течений в данном случае меньше, так как расчеты проводились по средним многолетним полям гидрологических элементов. На горизонте

вуют о том, что реальная циркуляция вод может намного отличаться от осредненной расчетной.

Другая непериодическая составляющая суммарного течения обычно отождествляется с ветром или дрейфовым течением. Сведения о дрейфовых течениях, как правило, получают расчетным путем ввиду малочисленности специализированных длительных наблюдений и отсутствия прямого соответ-

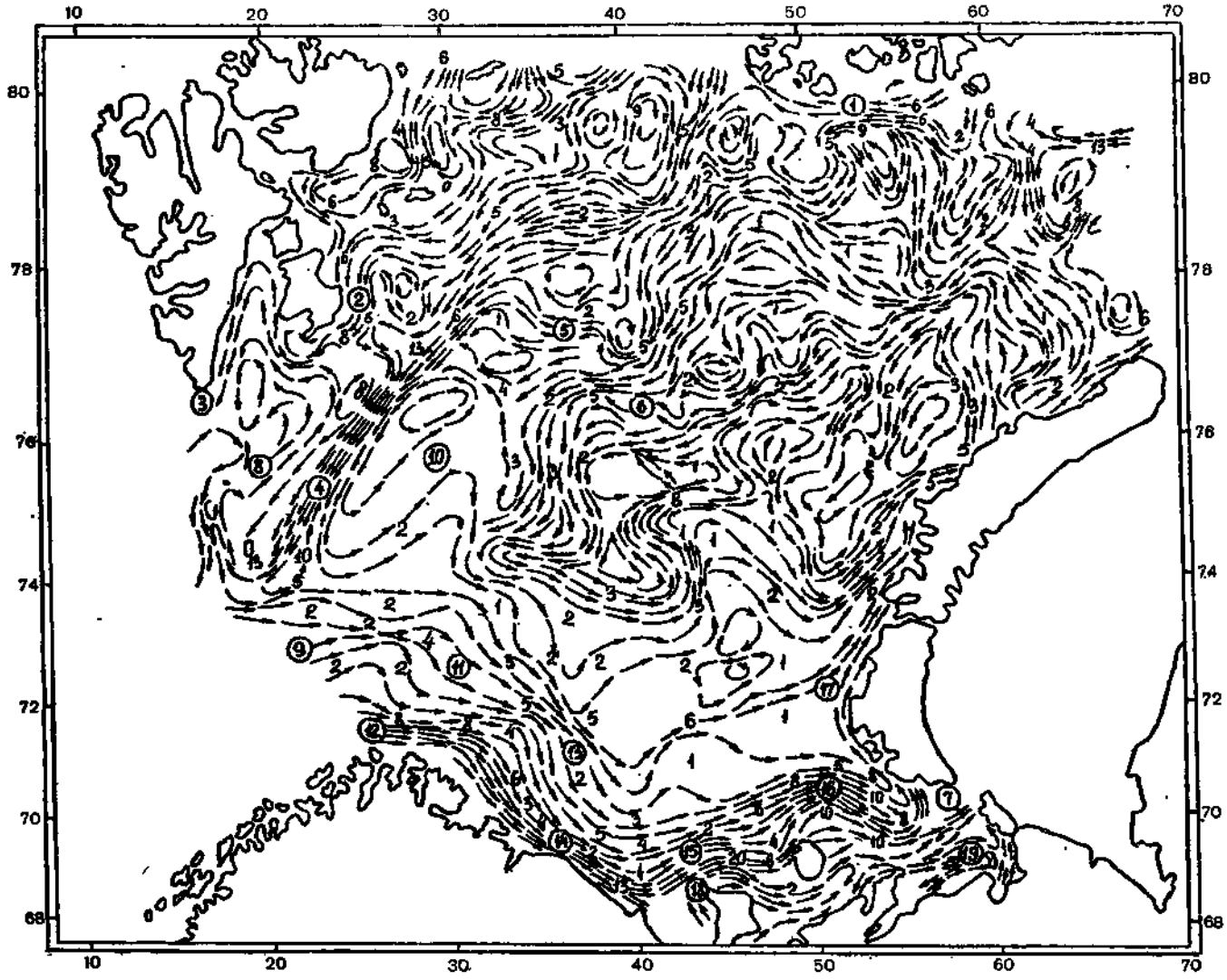


Рис. 7.7. Рассчитанная схема постоянных течений в навигационном слое для безледного периода (МФ ААНИИ).
Цифры без обводки — скорость, см/с; цифры в кружках — порядковые номера течений, перечисленных в тексте.

200 м циклоническая циркуляция в центре моря сменяется антициклонической, а на юго-западной границе установлен вынос вод из Баренцева моря.

Схемы постоянных течений, полученные разными методами, не поддаются прямому сопоставлению с натурными данными, поскольку в суммарном течении постоянная составляющая, как правило, в несколько раз меньше приливной, а при сильных ветрах — и дрейфовой. При скоростях постоянных течений менее 10 см/с достоверные сведения о них нельзя получить даже по длительным сериям наблюдений (ввиду ограниченной точности измерений и погрешностей фильтрации приливной составляющей). Значительная внутригодовая и межгодовая изменчивость ледово-гидрологических условий, подвижность фронтальных зон, неустойчивость направлений постоянных течений [286] свидетельствия между векторами течения и ветра в точке наблюдений. Для оценки дрейфовых течений в поверхностных слоях открытых районов морей допускается использование ветровых коэффициентов [304], к которым сводится теория установившихся течений Экмана при условии постоянства коэффициента вертикального турбулентного обмена. Однако в реальных условиях дрейфовые течения даже в первом приближении нельзя считать установившимися. Изменчивость полей ветра приводит к тому, что поле течений перестраивается под атмосферным воздействием с некоторым запозданием, а после ослабления ветра некоторое время сохраняется инерционное течение. Кроме того, в верхнем слое моря наряду с непосредственным влекущим действием ветра имеет место перемещение воды, обусловленное незамкнутостью орбит водных частиц при вол-

новых колебаниях. Скорость волнового течения зависит от высоты волн, которая, в свою очередь, определяется скоростью, разгоном и временем действия ветра. И, наконец, в период существования сезонного термоклина коэффициент турбулентного обмена становится переменным, что тоже должно сказываться на ветровом коэффициенте.

Разработан ряд численных методов расчета циркуляции вод в шельфовых морях [304], в том числе и непосредственно для Баренцева моря (двумерная модель на основе уравнений мелкой воды, позволяющая получать осредненные по вертикали характеристики течений). Примеры расчетов по этой модели рассмотрены в гл. 6 (см. рис. 6.14, 6.13). Скорость течений, вызванных прохождением глубоких циклонов, достигает 40—50 см/с в центральной части моря и 60—70 см/с в относительно мелководной юго-восточной части. Результаты таких расчетов представляют интерес для диагноза и краткосрочного прогноза течений, но для режимных обобщений они недостаточны, так как разнообразие синоптических ситуаций приводит к значительной пространственно-временной изменчивости полей течений.

Некоторые оценки ветровых течений были получены с использованием эмпирических методов. Один из них, разработанный в Гидрометцентре СССР, основывается, по аналогии с расчетами ветрового волнения, на учете скорости, разгона и времени действия ветра [190]. Рассчитанные с его использованием скорости ветровых течений при типовых синоптических ситуациях, вызывающих штормовые условия в Баренцевом море (ветер более 15 м/с, высота волн более 4 м), достигают 40—50 см/с. Поля ветра при этом снимались с типовых карт пособия [321].

Для периода наибольшего развития сезонного термоклина (август—сентябрь) расчеты ветровых течений были выполнены на основе результатов численного моделирования пограничных слоев моря и атмосферы (доведенных в работе [348] до простой расчетной номограммы). В этом случае поля течений также строились для типовых синоптических положений, но с использованием более ранней и более схематичной типизации [18]. Максимальные скорости течений (примерно при тех же скоростях ветра, что и в предыдущем случае — 15—20 м/с) оказались несколько ниже — 35—45 см/с.

Типовые поля ветровых течений здесь не приводятся, так как они почти однозначно связаны с исходными полями приземного давления и получены без учета нестационарности атмосферных процессов, что ограничивает практическую ценность таких расчетов. При стационарных условиях направление течения в поверхностном слое моря почти совпадает с направлением градиентного ветра, так как отклонение вектора течения от ветра противоположно по знаку отклонения ветра от изобары. Ветровой коэффициент в открытых районах моря изменяется в широких пределах (0,012—0,031).

Оценки скоростей ветровых течений в прибрежной зоне также могут быть получены с использованием ветровых коэффициентов, которые приводятся в пособии [316] отдельно для глубоководных и мелководных районов (в первом случае, помимо скорости и направления ветра, учитывается расстояние от берега, во втором — глубина моря). На внешней границе глубоководного района, за которую принимается расстояние 40 км от берега, ветровые коэффициенты изменяются от 0,010 до 0,012. В мелководных районах, ограниченных изобатой 40 м, размах изменений значительно больше — от 0,009 до 0,026 в зависимости от азимута ветра по отношению к береговой линии. Однако ветровые коэффициенты могут использоваться только для открытых участков побережий, вдали от островов, мысов и банок. При сложной морфометрии дна обоснованные сведения о режиме течений можно получить только по натурным данным.

Разнообразие сочетаний периодической и непериодических составляющих приводит к изменчивости суммарных течений, которые достигают максимальных скоростей при совпадении направлений ветрового, сизигийного приливного течения и квазистационарной составляющей. Для некоторых прикладных целей, наиболее важной из которых является проектирование стационарных шельфовых сооружений, требуются данные о максимальных скоростях суммарных течений на поверхностном, придонном и промежуточных горизонтах, возможных 1 раз в заданное число лет. Очевидно, что при современном состоянии изученности динамики вод достоверность таких расчетов не может быть высокой, но любые оценки верхнего предела скорости суммарного течения представляют несомненный интерес.

Постоянные течение исключаются из вероятностных оценок по своему определению. Как показано выше, их скорости невелики, и последующие уточнения схемы постоянных течений Баренцева моря, по-видимому, мало скажутся на расчетных максимумах. Приливные течения подчиняются астрономической периодичности, их изменчивость определяется в основном неравенствами приливов. Поэтому вероятностные оценки практически могут относиться только к дрейфовой составляющей суммарного течения.

Не располагая материалами наблюдений или расчетов, позволяющих получить функции распределения скоростей течений и экстраполировать их в область малых обеспеченностей, мы можем оценить скорости течений редкой повторяемости только по данным о скоростях ветра, возможных 1 раз в заданное число лет. Такие сведения содержатся в части I данного выпуска (п. 3.4). Если допустить постоянство ветровых коэффициентов, характеризующих некоторые осредненные условия, складывающиеся из конкретных синоптических ситуаций, то между максимальными скоростями ветра и дрейфовых течений устанавливается однозначное соответствие.

Пространственная изменчивость режима ветра на Баренцевом море сравнительно невелика, и только его юго-восточная часть отличается несколько меньшими скоростями ветра. С учетом этого в табл. 7.1 приведены оценки максимальных скоростей дрейфовых течений для западных и центральных районов (репрезентативных для моря в целом) и отдельно для юго-восточной части.

Разумеется, данные табл. 7.1 являются очень приближенными, но их можно считать приемлемой верхней оценкой реальной изменчивости скорости. Применение более строгих расчетных методов не может дать ощутимого выигрыша из-за отсутствия исходных данных, обеспечивающих расчет течений

Таблица 7.1

Максимальная скорость дрейфовых течений в поверхностном слое, см/с

Район	Скорость течений, возможная 1 раз в *n* лет				
	1	5	25	50	100
Западный, центральный	60—70	65—75	70—80	70—80	75—85
Юго-восточная часть	45—50	50—55	50—60	55—65	60—65

заданной повторяемости (вероятностных характеристик полей ветра в глубоких циклонах).

Данные наблюдений за течениями на многосуточных станциях (как уже отмечалось, недостаточные для непосредственных режимных обобщений) в целом подтверждают рассмотренные выше общие закономерности и количественные оценки. Для южной части моря, на которую приходится наибольшее число наблюдений, характерны средние скорости суммарных течений от 10 до 30 см/с, а максимальные в приливном цикле за время выполнения станции — до 50—70 см/с, причем эти максимумы часто отмечались при нештормовом ветре (8—12 м/с). Вертикальная структура течений не отличается сложностью. Часто наблюдается слабое затухание течения с глубиной (на горизонтах 150—200 м скорость составляет 60—80 % от поверхностной), и лишь в отдельных случаях, которые можно объяснить наличием сезонного термоклина, скорость между горизонтами 20 и 50 м уменьшается более, чем наполовину. Направление суммарного течения от поверхности до дна обычно изменяется в пределах сектора,не превышающего 60°, причем изменения направления не всегда постоянны по знаку. Это свидетельствует о преобладающем вкладе приливной составляющей, при которой движение во всей толще вод близко к однонаправленному, и вертикальные градиенты скорости невелики.

7.4. Оценки водообмена в проливах и на границах моря

Баренцево море на большом протяжении ограничено условными линиями, не совпадающими с естественными физико-географическими границами, поэтому оценки водообмена следует относить не ко всей его водной массе, а к определенным сечениям или створам. Для формирования гидрологического режима моря наиболее важен водообмен на его западной границе, где результирующий перенос постоянно направлен из Норвежского моря в Баренцево и приводит к образованию атлантической водной массы, существенно отличающейся от собственно баренцевоморских вод. На севере и северо-востоке моря направленность водообмена выражена менее отчетливо, и контраст между баренцевоморскими и океаническими водами значительно слабее (если не принимать во внимание поступление глубинных вод атлантического происхождения из Арктического бассейна). Водообмен с Белым морем и через новоземельские проливы во много раз меньше, чем на других границах, но в масштабах юго-восточной части Баренцева моря заметно сказывается на гидрологических условиях, особенно в безледный период.

Другие составляющие водного баланса не выходят за пределы точности оценок водообмена и определения объема моря (см. раздел «Физико-географическая характеристика»). Суммарный речной сток в Баренцево и Белое моря в пересчете на площадь их поверхности составляет 318 мм слоя, а разность между осадками и испарением — 79 мм [155]. Как показано в гл. 9, результирующий ледообмен Баренцева моря (исключая площадь Белого моря) дает в пересчете на объем воды значение того же порядка — 134 км³ или 95 мм слоя.

Количественные оценки водообмена на западной границе и некоторых других сечениях моря ранее были получены В. К. Агеноровым [6], В. П. Новицким [262], Н. С. Ураловым [372], Б. П. Кудло [194], В. Н. Морецким и С. И. Степановым [255] и другими авторами. Водообмен с Белым морем рассматривался В. М. Альтшулером и др. [12]. Сводка данных о водообмене через новоземельские проливы содержится в отчете ААНИИ (авт. Туранов И. М., рук. Никифоров Е. Г., 1963). Расчеты водообмена на границах моря с использованием многолетних данных океанографических наблюдений на разрезах были выполнены также В. А. Потаниным и др. [129, 286].

Как следует из сопоставления указанных источников, наиболее достоверно устанавливается результирующий водообмен между Баренцевым и Белым морями, составляющий около 230 км³/год, что соответствует пресноводному балансу Белого моря. Вместе с тем оценки приходной и расходной составляющих водного баланса Белого моря у разных авторов не совпадают. Так, по данным работы [111], поступление воды из Баренцева моря в Белое оценивается примерно в 2200 км³/год, а в обратном направлении — в 2000 км³/год, тогда как по данным работы [12] — соответственно 5600 и 5400 км³/год.

Значения результирующего водообмена на западной границе моря, рассчитанные с использованием динамического метода, составляют, по разным источникам, от 49 до 74 тыс. км³/год (в ряде случаев они относятся только к створу м. Нордкап—о. Медвежий, на который приходится основной приток атлантических вод, тогда как данные о водообмене между о. Медвежий и Шпицбергеном противоречивы [129]). По расчетам В. Н. Морецкого и С. И. Степанова [255], которые получили низшую из указанных оценок, сезонная изменчивость водообмена выражена слабо (средние месячные значения в феврале—июле составляют около 3,5 тыс. км³, в августе—январе — около 4,5 тыс. км³), а межгодовая довольно значительна (за 1946—1968 гг. расходы изменялись от 23,2 тыс. км³ в 1948 г. до 72,6 тыс. км³ в 1959 г.).

Б. П. Кудло [194] выполнил расчеты водообмена непосредственно по данным измерений течений (изменчивость которых не рассматривалась), получив при этом сложную структуру потоков на граничном разрезе, складывающуюся из нескольких струй противоположных направлений. Отсюда следует, что результирующий перенос может представлять собой малую разность больших величин. Это подтверждается и прямым сопоставлением фактической скорости суммарных течений со средней скоростью результирующего переноса на разрезе м. Нордкап—о. Медвежий, не превышающей 1,5 см/с (см. данные о площадях разрезов в разделе

«Физико-географическая характеристика»). Поэтому не исключено, что водообмен, полученный при непрерывном прослеживании течений на граничных разрезах, оказался бы значительно больше, чем рассчитанный по динамическому методу.

Сведения о водообмене в юго-восточных проливах Баренцева моря, полученные непосредственно по результатам измерений течений (ААНИИ, 1963), подтверждают, что интенсивность водообмена в этом случае оказывается довольно значительной. На западном створе Карских Ворот годовой сток из Баренцева моря в Карское составляет около 20 тыс. км³/год. На проливы Югорский Шар и Маточкин Шар, площади сечений которых на 1—2 порядка меньше, приходится соответственно 350 км³ и 40 км³ годового стока в том же направлении.

Наименее достоверны количественные оценки водообмена на северной и северо-восточной границах моря. Так, В. П. Новицким [262] получены очень небольшие значения приходной и расходной составляющих в слое 0—200 м на разрезах м. Желания—о. Сальм и о. Виктория—о. Земля Александры (от 0,6 до 1,15 км³/ч или 5—10 тыс. км³/год). При этом результирующий перенос, составляющий менее 500 км³/год, направлен в Баренцево море. Если такое соотношение потоков подтвердится, это должно означать, что на западной границе моря также существует значительная расходная составляющая (вклад новоземельских проливов в водный баланс моря, по-видимому, не может быть того же порядка, что и водообмен на открытых границах).

Как следует из рассмотренных нами оценок, при объеме моря около 300 тыс. км³ период обновления его вод составляет около 5 лет. Однако применительно к Баренцеву морю такой расчет очень условен. Хотя многие выводы о средних многолетних и текущих гидрологических условиях моря основываются на представлении об упорядоченных движениях водных масс, реальные траектории водных частиц, вовлеченных в горизонтальные и вертикальные движения разных масштабов, значительно сложнее. Синоптическая и долгопериодная изменчивость течений приводит к тому, что скорость обновления вод в разных районах моря и в разные периоды времени может значительно отличаться от средней.

8. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

8.1. Состояние изученности

Вероятностные характеристики волн в морях и океанах определяются распределением скорости ветра во времени и пространстве, морфометрией бассейна, ледовыми условиями. В определенной степени на них могут влиять морские течения, плотностная устойчивость в воде и воздухе и другие факторы, которые пока не поддаются количественному учету.

На Баренцевом море, в отличие от других морей Северного Ледовитого океана, в течение всего года сохраняются большие свободные от льда пространства, что в сочетании с активной циклонической деятельностью приводит к высокой повторяемости штормового волнения. Глубины почти везде, за исключением прибрежных районов на крайнем юго-востоке моря, превышают характерную длину штормовых волн (50—100 м), поэтому общая характеристика режима волнения может быть дана без учета влияния глубины на развитие волн.

Современные представления о режиме ветрового волнения Баренцева моря, как и других морей СССР, сложились за последние 20—30 лет. В начале 60-х годов были впервые организованы инструментальные измерения волн в открытом море. Это позволило установить законы распределения элементов волн и ввести понятие их обеспеченности (квазистационарной и режимной), что в совокупности однозначно характеризует разнообразие волн [75]. Одновременно разрабатывались методы расчета вероятностных характеристик волнения по полям ветра, среди которых наиболее распространенным и признанным стал метод ГОИНа—Союзморниипроекта [307, 315]. В результате этих исследований существенно изменились прежние представления о режиме волнения. Так, в ранее изданных справочных пособиях [220, 341] для Баренцева моря приводились максимальные значения высот волн от 4 до 8 м (без указания обеспеченности), что примерно в 2—4 раза ниже современных оценок.

Вместе с тем имеющиеся сведения о режиме волнения Баренцева моря нельзя признать достаточными. Инструментальные наблюдения, главным образом с использованием волнографа ГМ-16, проводились только в отдельных рейсах экспедиционных судов, и в последние годы почти полностью прекратились из-за отсутствия приборов. Единственным источником информации, поступающей постоянно и в большом количестве, являются визуальные наблюдения судовых гидрометстанций. Ежедневно по Баренцеву морю за каждый из основных синоптических сроков поступает 30—40 сводок, преимущественно от промысловых судов. Их распределение по акватории моря зависит от условий промысла, наибольшее количество наблюдений приходится на юго-западную часть моря.

Результаты обобщения данных судовых наблюдений представлены в двух пособиях по режиму волнения — справочнике [52], изданном Регистром СССР, и атласе [21], подготовленном ВНИИГМИ—МЦД с участием МФ ААНИИ. В первом из них получены режимные функции распределения высот и периодов волн по сезонам для трех крупных районов моря. Высоты волн приведены к обеспеченности 3 % на основе результатов проведенных авторами сопоставлений инструментальных и визуальных наблюдений. Описание режима волнения дано в табличном виде, различия между районами моря невелики.

В атласе ВНИИГМИ—МЦД содержатся ежемесячные карты режимной обеспеченности волнения высотой более 4, 6 и 8 м, а также высот волн 1 %-ной режимной обеспеченности. Эти характеристики получены статистической обработкой данных судовых наблюдений без какого-либо их пересчета. Тем самым предполагалось, что обеспеченность указанных градаций высот волн отвечает сложившейся практике визуальных наблюдений (здесь и далее

необходимо различать понятие квазистационарной обеспеченности, которое характеризует разнообразие волн в поле зрения наблюдателя, и понятие режимной обеспеченности, которая является климатической характеристикой ветрового волнения). На картах этого атласа различия между высотами волн в разных районах также невелики, положение зоны максимального волнения от месяца к месяцу несколько изменяется.

Статистика визуальных наблюдений позволяет исследовать режим волнения лишь в первом приближении. Эти наблюдения наименее надежны при штормовом волнении, особенно в период полярной ночи,т. е. именно при тех условиях, когда они имеют наибольшую прикладную значимость. Как правило, наблюдатели определяют только элементы волн преобладающей системы, что затрудняет анализ типичных для Баренцева моря полей смешанного волнения.

Если ошибки визуальных наблюдений могут быть разного знака и при осреднении в определенной степени компенсируются, то различия в оценках обеспеченности высот волн, определенных этим способом, могут привести к систематическим погрешностям при описании режима волнения. В дополнение к известным работам по достоверности визуальных определений высот волн [52, 91] была предпринята попытка получить косвенную оценку обеспеченности этих наблюдений с использованием судовых данных по Баренцеву морю [107]. Для этого были сопоставлены режимные функции распределения высот волн, полученные непосредственно по срочным картам волнения и рассчитанные по типовым полям ветра с учетом их фактической повторяемости. Установлено, что для наблюдавшихся высот волн до 4—5 м обеспеченность меняется мало и составляет около 18 %, что близко к средней высоте 1/3 самых высоких волн.

Учитывая, что качество судовых наблюдений со временем едва ли повысится, можно полагать, что возможности этого подхода к описанию режима волнения в основном исчерпаны. Вместе с тем эти данные сохраняют свое значение для оценок повторяемости штормовых условий и их межгодовой изменчивости.

Сведения о ветре над морем, как правило, более полны и достоверны, чем сведения о волнении. Это позволяет исследовать режим ветрового волнения с применением расчетных методов [301, 306]. Впервые такие расчеты для Баренцева моря были выполнены в Мурманском территориальном управлении в ходе подготовки атласа волнения и ветра [18]. В качестве исходных данных задавались поля ветра, полученные в результате типизации синоптических процессов над акваторией моря. Расчеты выполнялись по методу Ю. М. Крылова [192[, который в настоящее время не используется, однако полученные характеристики волнения мало отличаются от результатов расчетов по методу ГОИНа—Союзморниипроекта. По данным о повторяемости типовых полей волнения были рассчитаны режимные функции распределения высот волн и построены карты волнения заданной режимной обеспеченности в Баренцевом, Норвежском и Гренландском морях [302].

Для всех сезонов года рассчитанная повторяемость штормового волнения закономерно убывает с запада на восток Баренцева моря.

В справочнике по гидрометеорологическим условиям шельфа Баренцева моря [66] по тем же исходным данным построены карты высот волн редкой повторяемости, а также приводятся результаты расчетов режима ветра и волнения, выполненных с использованием специализированной синоптической типизации для северо-западного и юго-восточного районов моря. В первом из них расчеты выполнены для одной точки; второй район, в котором условия

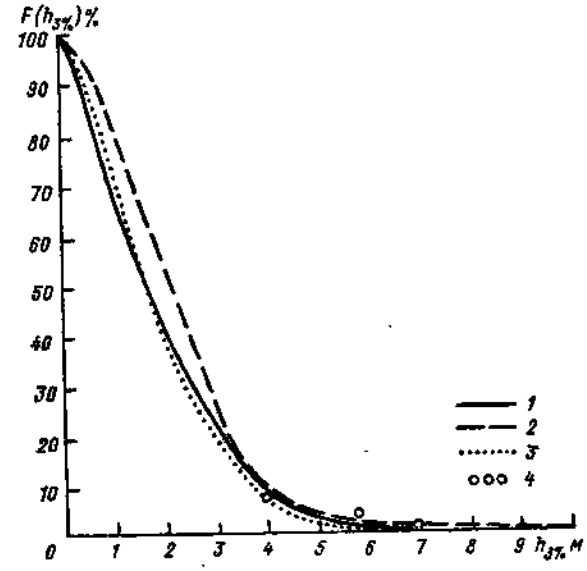


Рис. 8.1. Режимные функции распределения высот волн на юго-востоке Баренцева моря для осеннего периода.

По данным работ: *1* — [66]; *2* — [52]; *3* — [302]; *4* — [21].

волнообразования более сложны, был разделен на два подрайона, и в нем заданы пять расчетных точек. Следует отметить, что даже такая детализация недостаточна для того, чтобы выявить локальные различия в режиме волнения юго-восточной части моря. Вместе с тем рассчитанные функции распределения не противоречат сведениям о волнении в этом районе, полученным другими методами.

Как видно из рис. 8.1, на котором в качестве примера показаны несколько режимных распределений высот волн, полученных по данным наблюдений или расчетным путем, различия между высотами одинаковой режимной обеспеченности в большинстве случаев не превышают 1,0 м, что можно считать достаточным для многих практических целей. Так, для обеспечения мореплавания и рыбного промысла в первую очередь небходима режимная и прогностическая информация о характерных высотах волн во время шторма, точность которой ограничена, поскольку высотам волн свойственна большая выборочная изменчивость.

Во многих районах Баренцева моря на волновых условиях сказываются приливные течения. Первые в отечественной практике оценки влияния течений на элементы волн были получены в результате экспериментальных работ, выполненных в Кольском заливе [125]. Показано, что наиболее значительное возрастание высот волн на встречном течении (в 1,5—2 раза) может иметь место в прибрежных узкостях и заливах при скорости течения 0,5 м/с и более и среднем периоде волн 2—3 с. Для открытого моря (скорость приливных течений 0,2—

0,3 м/с, характерный период волн 5—7 с) это увеличение составляет около 5 %. Близкие к этому результаты дает использование современной методики, основанной на аналитическом описании трансформации волн на горизонтально-неоднородном течении [204].

В последние годы требования к точности сведений о морском волнении резко повысились в связи с проектированием и эксплуатацией стационарных буровых установок и других технических средств, предназначенных для освоения континентального шельфа. Наиболее актуальной стала задача расчета элементов волн редкой повторяемости, вплоть до возможных 1 раз в 100 лет. Эти характеристики можно получить только путем экстраполяции режимных функций распределения, для чего необходимо, во-первых, уточнить сами эти функции для различных районов и периодов осреднения и, во-вторых, обоснованно подобрать для них законы распределения. Эти вопросы рассматриваются в п. 8.3.

Недостаточно изучены и многие другие характеристики режима волнения Баренцева моря, важные в практическом отношении: продолжительность штормов и спокойных периодов, повторяемость смешанного волнения и зыби, формирование полей волнения в циклонах и при прохождении атмосферных фронтов. Имеющиеся сведения о спектральных характеристиках волнения Баренцева моря до настоящего времени не публиковались.

В последующих разделах данной главы обобщены материалы литературных источников и результаты наших работ по отдельным элементам волнового режима, выполненных в последние годы. В этих работах использованы данные инструментальных измерений волнения в открытом море, а также архив синоптических карт, хранящихся в гидрометфонде Мурманского территориального управления по гидрометеорологии.

8.2. Синоптические условия образования штормового волнения

Метеорологический режим Баренцева моря с достаточной полнотой освещен в работах [19, 21, 66, 181, 321], а также в части I данной монографии. Сведения о ветре, как правило, получают путем статистической обработки данных судовых метеорологических наблюдений, обычно они представлены в виде таблиц или карт повторяемости определенных градаций скорости ветра в зависимости от направления. Режим ветра отличается хорошо выраженным годовым ходом, тогда как его пространственная изменчивость значительно меньше. Можно отметить только более высокую повторяемость сильных ветров в зимний период на западе Баренцева моря по сравнению с его центральными и восточными районами.

Средняя годовая повторяемость различных направлений ветра почти одинакова, однако в годовом ходе прослеживаются заметные различия. Зимой во всех районах моря преобладают южные и юго-западные ветры, в весенне-летний период преобладающими направлениями становятся северное и северо-западное, осенью повторяемость всех направлений выравнивается.

При рассмотрении экстремальных ветро-волновых условий наряду с данными о повторяемости сильных ветров необходимы оценки продолжительности штормовых периодов. Так, например, обеспеченности некоторой максимальной скорости ветра в течение года, равной 0,04 %, можно поставить в соответствие шторм 3-часовой продолжительности с такой же скоростью ветра, отмечающийся ежегодно, или 15-часовой — 1 раз в 5 лет.

Ввиду отсутствия длительных рядов наблюдений за ветром и волнением в открытом море сведения о средней непрерывной продолжительности штормов определенной силы можно получить только косвенным путем, на основе анализа синоптических ситуаций, их обусловливающих. Перемещение и эволюция барических образований сопровождаются закономерными изменениями полей ветра и волнения, которые могут быть сведены к ограниченному числу типовых синоптических положений.

Для Баренцева моря синоптическая типизация применительно к описанию режима волнения была выполнена по меньшей мере трижды, но на несколько различающейся методической основе. В работе [18] приведены максимально схематизированные поля давления десяти типов, из которых шесть соответствуют циклоническим полям, различающимся положением центра циклона и преобладающим направлением ветра в тех или иных районах моря, два — антициклоническим и два — деформационным барическим полям. Для каждого синоптического типа подсчитана повторяемость скорости ветра по четырем градациям. Показано, что в антициклонических и деформационных полях повторяемость скорости ветра 8—15 м/с незначительна, а ветры со скоростью свыше 15 м/с практически не отмечаются. Наиболее часты и продолжительны штормы при юго-западных, южных и юго-восточных ветрах.

Данная типизация хорошо описывает разнообразие полей ветра над морем в целом, но не является исчерпывающей. Для многих районов моря выделенные синоптические типы не охватывают все возможные направления прихода волн, поэтому расчет режима волнения с их использованием требует некоторой корректировки исходных данных.

Для расчетов режимных характеристик волнения на шельфе Баренцева моря по методике, изложенной в [301], была выполнена специализированная синоптическая типизация, учитывающая все возможные сочетания скорости и ветра в рассматриваемом районе. В качестве типовых использованы срочные карты из синоптического архива, соответствующие наиболее часто повторяющимся ситуациям, при которых наблюдался ветер заданной скорости и направления. Результаты этой типизации, оформленные в виде атласа полей давления и ветра, использовались в качестве справочного материала, а также для расчетов уровенного режима и дрейфа льда в шельфовых районах, однако для описания синоптических процессов в целом над Баренцевым морем они недостаточны.

Наиболее полная характеристика синоптических условий, сопутствующих штормовому волнению и другим опасным гидрометеорологическим явлениям на северных морях, содержится в работе [321]. Выделенные синоптические типы представлены здесь картами приземного поля с указанием поло-

жения атмосферных фронтов, зон штормового волнения и скоростей и направлений перемещения циклонов, а также типовыми картами AT_{500}. Все количественные характеристики штормовых циклонов (координаты центров, давление в центрах, максимальные градиенты давления) получены путем осреднения данных, снятых с карт, которые были отнесены к соответствующему типу. Рассмотрим основные закономерности возникновения штормового волнения, основываясь на результатах этой работы.

В подавляющем большинстве случаев зоны штормового волнения образуются при выходе на Баренцево море глубоких циклонов с Норвежского моря или Скандинавского полуострова. Траектории этих циклонов близки к показанным на рис. 6.9 (см. гл. 6). Они хорошо группируются по направлениям перемещения циклонов, но их широтное положение очень изменчиво, и в пределах Баренцева моря нельзя выделить области сгущения траекторий.

Штормовое волнение обычно возникает в окклюдированных циклонах, хорошо выраженных в поле AT_{500}, со скоростями перемещения 30—40 км/ч в холодное полугодие (октябрь—март) и 25—35 км/ч в теплое (апрель—сентябрь). Основным критерием выделения синоптических типов является положение центра циклона, чем определяется положение штормовой зоны и направление ветра и волнения. Всего для Баренцева, Норвежского и Гренландского морей установлено 14 типовых синоптических положений, из которых только 7 (получивших в работе [321] порядковые номера с 8-го по 14-й) вызывают возникновение штормового волнения в Баренцевом море. Они могут быть кратко охарактеризованы следующим образом (рис. 8.2):

Тип. 1. Циклон над Гренландским или северо-западной частью Баренцева моря. Штормовое волнение от юго-запада в передней части или теплом секторе циклона может отмечаться во всех районах моря, но менее вероятно на юго-востоке.

Тип. 2. Циклон над северной частью Баренцева моря (центр, как правило, севернее 75° с. ш.). Волнение от запада, северо-запада в теплом секторе или тылу циклона, преимущественно на юге и западе моря.

Тип. 3. Центр циклона над Новой Землей или Карским морем. Волнение от севера, северо-запада в тылу циклона главным образом в восточной части моря.

Тип 4. Циклон над Норвежским или над западной частью Баренцева моря. Волнение в передней части циклона либо от юго-востока, либо от юга, юго-запада (в зависимости от положения оси ложбины и фронтов), преимущественно в юго-западной части моря.

Тип 5. Циклон над Кольским полуостровом, Скандинавией или южной частью Баренцева моря. Волнение на северной периферии циклона от востока, юго-востока, реже северо-востока, может отмечаться в разных районах моря.

Тип 6. Циклон над центральной или восточной частью Баренцева моря. Волнение в тылу циклона от северо-запада, реже севера, северо-востока главным образом в западной половине моря; может быть также в передней части циклона от юга, юго-запада.

Тип 7. Центр циклона над Печорским морем или новоземельскими проливами. Волнение в тылу циклона от севера, северо-востока, преимущественно на юге и юго-востоке моря.

Циклоны, отнесенные к разным типам, сходны по своим количественным характеристикам. Давление в центре штормового циклона в среднем составляет 975—980 гПа в холодном и 980—985 гПа в теплом полугодии. При перемещении циклона возможен переход синоптической ситуации из одного типа в другой.

Опасные значения скорости ветра (15 м/с) и высоты волн (4,0 м по визуальным судовым наблюдениям) отмечаются при возрастании градиента приземного давления до 3,5—4,0 гПа/100 км. В наиболее глубоких циклонах градиент достигает 5,0 гПа/100 км, но в среднем баренцевоморские циклоны несколько уступают по интенсивности циклонам Норвежского моря, что проявляется и в различиях ветро-волнового режима этих морей.

Если понимать под штормом промежуток времени, в течение которого в каждый из синоптических сроков хотя бы в одной точке наблюдений отмечалась высота волн 4,0 м и более при сохранении синоптического положения, соответствующего определенному типу, то среднее количество штормов за теплое полугодие в Баренцевом море составляет 13, за холодное — 28. Продолжительность штормов также увеличивается от теплого полугодия к холодному. Ее средние значения соответственно составляют 21 и 26 ч, максимальные — 66 и 138 ч.

Формирование полей волнения в реальных условиях не сводится к ограниченному набору типовых ситуаций. В зависимости от траектории циклона, скорости его перемещения и положения зоны максимальных градиентов возможны переход ветрового волнения в зыбь и образование смешанного волнения с различными сочетаниями высот, периодов и направлений распространения волновых систем. Как указывается в работе [52], повторяемость волн зыби в западной части моря в отдельные годы достигает 70—80 %.

Режимные характеристики смешанного волнения и зыби по многим причинам изучены слабо. Разделение волновых систем по волнографным записям неосуществимо, а визуальные наблюдения в этом отношении еще менее достоверны, чем при определении высот и периодов волн. По нашим подсчетам, только 10—15 % судовых телеграмм содержат группу зыби, что в несколько раз ниже ее фактической повторяемости. По визуальным наблюдениям, сопровождавшим волнографные измерения в Баренцевом и Норвежском морях (следовательно, выполненным более целенаправленно), наличие зыби или смешанного волнения установлено в 46 % случаев.

Описание режима зыби и смешанного волнения с использованием расчетных методов также затруднено. Затухание зыби редко удается проследить по данным наблюдений, оно изучено недостаточно, и применяемые методы его расчета обоснованы значительно хуже, чем для развивающегося и установившегося ветрового волнения. Повторяемость зыби зависит главным образом от изменений полей ветра в пространстве и времени. Можно различать приходящие волны зыби, обусловленные существованием зоны шторма за пределами рассматриваемого района, и местные, вызванные изменением направления ветра в точке наблюдений.

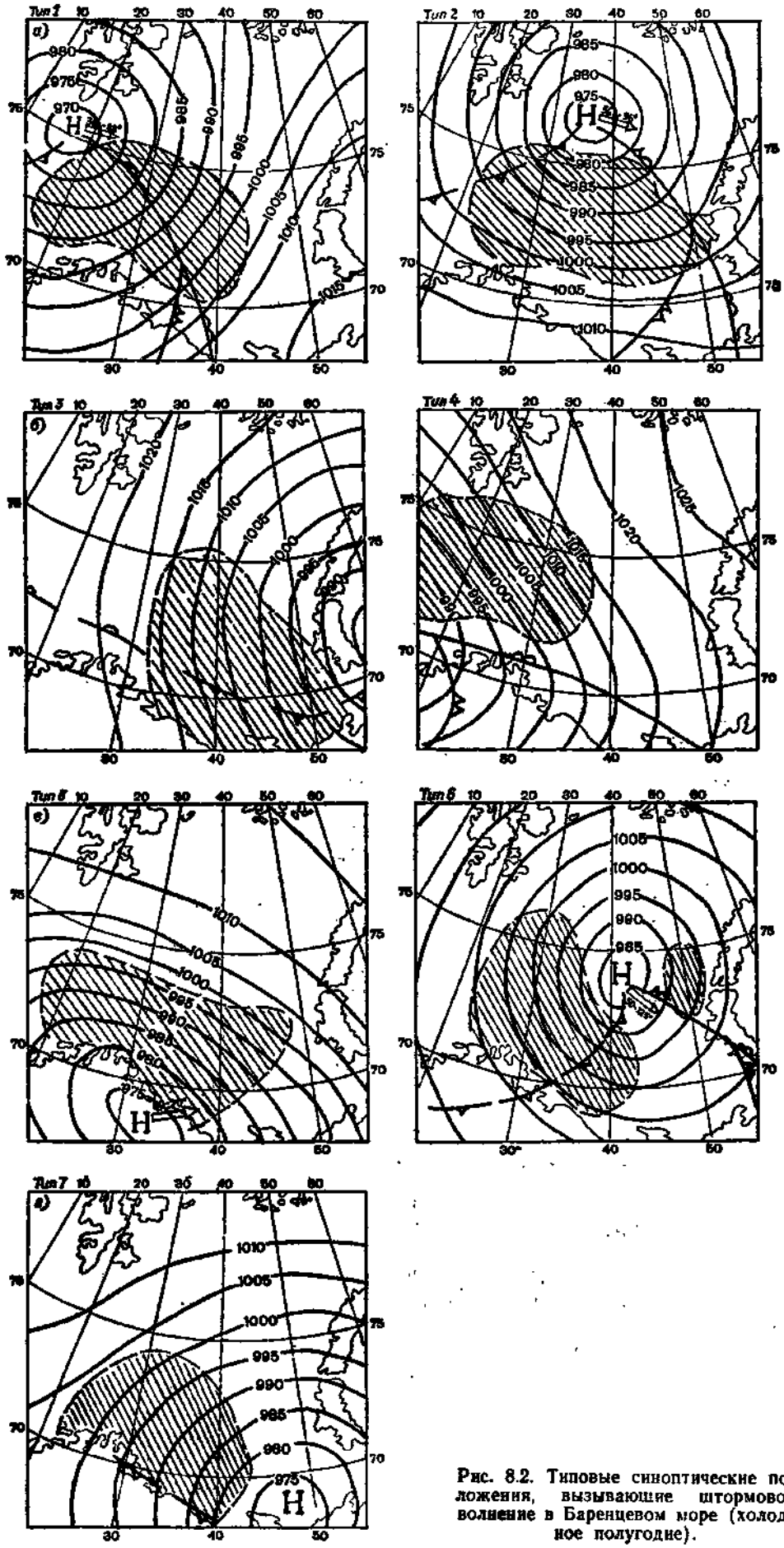


Рис. 8.2. Типовые синоптические положения, вызывающие штормовое волнение в Баренцевом море (холодное полугодие).

По предложенной в МФ ААНИИ методике [104] были выполнены расчеты повторяемости зыби различных направлений для нескольких районов Баренцева моря с использованием синоптической типизации из работы [18]. Их результаты представлены на рис. 8.3. Следует отметить, что сумма по всем направлениям может превысить общую повторяемость зыби и смешанного волнения в данном районе, так как расчетный метод допускает суперпозицию систем зыби от разных направлений. Результаты расчетов подтверждают, что наибольшей повторяемостью зыби отличаются западные районы моря, где особенно велик вклад волнения от юго-запада. Повторяемость зыби со стороны берега или кромки льда, как правило, незначительна.

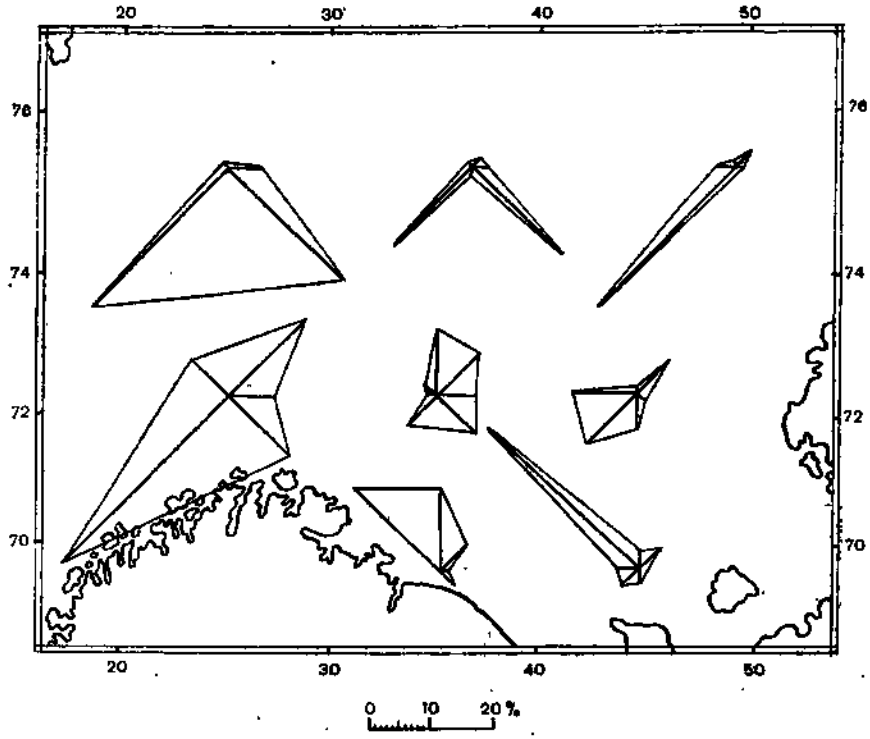


Рис. 8.3. Средняя годовая повторяемость волн зыби по направлениям, %.

Штормы на Баренцевом море отличаются значительной межгодовой изменчивостью, однако выявить долгопериодные изменения штормовой активности можно только косвенным путем, по данным береговых станций с продолжительными рядами наблюдений. В работе [23] для Баренцева моря установлены периоды повышенной штормовой активности в 1922—1930, 1944—1956, 1968—1977 гг. и пониженной — в 1931—1943, 1957—1967 гг. Сведения о многолетнем ходе средних годовых и средних месячных скоростей ветра приведены в части I «Метеорологический режим» данной работы.

Материалы наблюдений по открытому морю не обнаруживают заметных изменений повторяемости или интенсивности штормовых условий (по крайней мере, за последние 30 лет). В работе [18] описаны, как наиболее сильные за 50-е и начало 60-х годов, штормы в Баренцевом море, наблюдавшиеся 30 декабря 1955 г., 10 февраля 1960 г. и 22—23 февраля 1962 г. Максимальная рассчитанная высота волн (1 %-ной обеспеченности) достигала в этих случаях 9—11 м.

В табл. 8.1 представлены сведения об экстремальных штормах за 1955—1984 гг., полученные по материалам синоптического архива. Начиная с 1969 г. данные визуальных определений высот волн наносятся на синоптические карты, что позволяет считать выборку за этот период более объективной. Расчеты полей волнения во время шторма, выполненные по методу ГОИНа — Союзморниипроекта, (с учетом фактической продолжительности штормового ветра) дают результаты, близкие к полученным в работе [18] (максимальная высота волн 3 %-ной обеспеченности около 10 м). При этом следует учитывать, что зоны максимальной скорости ветра и высот волн обычно невелики и часто не освещены судовыми наблюдениями.

Установив соответствие между полями приземного давления, относящимися к рассматриваемому шторму, и типовыми синоптическими картами [18, 321], можно приближенно установить положение зоны штормового волнения и максимальные высоты волн в ее пределах. Однако синоптическая типизация не позволяет в полной мере описать разнообразие реальных полей ветра и волнения. На Баренцевом море развитие шторма обычно сопровождается быстрым перемещением вызвавшего его циклона, при этом происходит непрерывная перестройка полей волн, часто возникает смешанное волнение. Наибольшей высоты волны достигают в тылу циклонов, движущихся над центральной или северной частью моря преимущественно в юго-восточном направлении. Два характерных примера таких циклонов показаны на рис. 8.4, 8.5. Шторм 3—4 января 1974 г., кроме того, подробно описан в работе [106].

Как видно из табл. 8.1, между максимальной скоростью ветра, высотой волн и градиентами давления в области шторма нет полного согласования, что объясняется недостаточной репрезентативностью судовых наблюдений и невысокой точностью

построения карт барического поля над морем. Поэтому не исключено, что за рассмотренный 30-летний период могли быть и другие, не менее сильные штормы.

Обзор сведений о максимальной высоте волн в Баренцевом море, полученных как по данным измерений, так и расчетным путем, содержится в работе [105]. Показано, что измеренные в разных

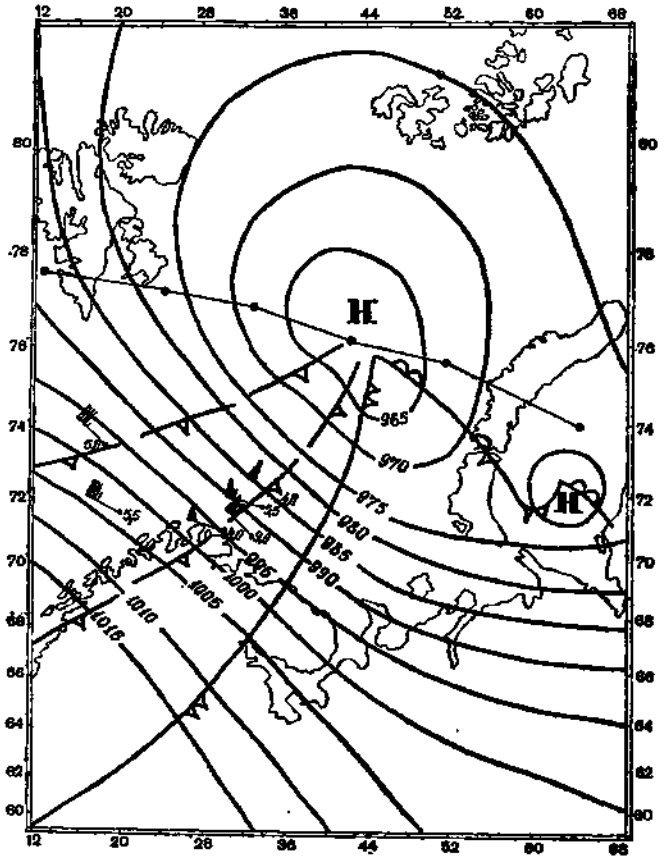


Рис. 8.4. Синоптическая карта за 18 ч (по Гринвичу) 24 февраля 1972 г.

Нанесены данные судовых наблюдений за ветром и волнением, траектория и положения центра циклона с интервалом 6 ч.

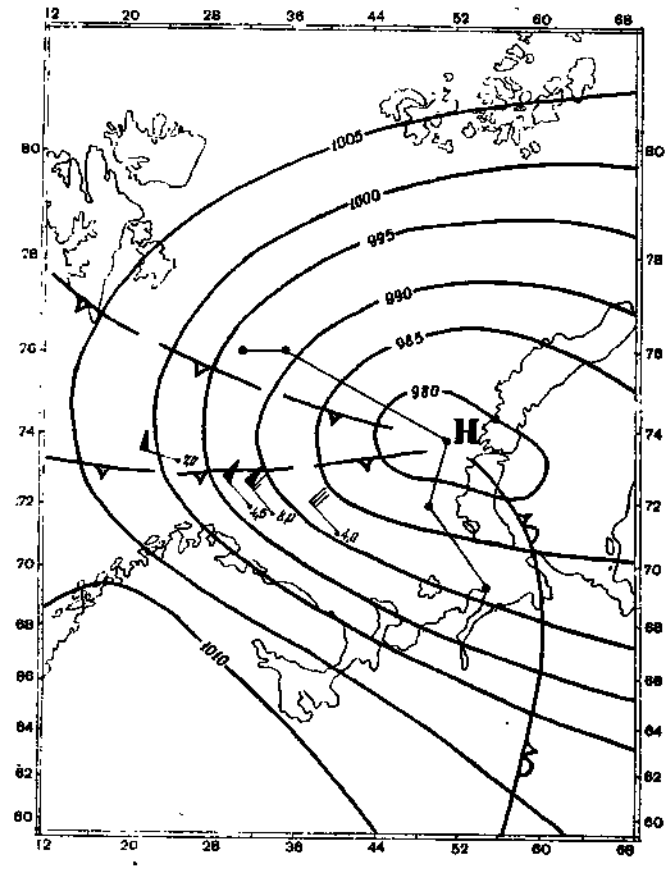


Рис. 8.5. Синоптическая карта за 06 ч (по Гринвичу) 4 января 1974 г.

Надписи те же, что и на рис. 8.4.

Таблица 8.1

Сведения о наиболее сильных штормах в Баренцевом море за 1955—1985 гг.

Дата начала	Срок начала шторма, ч (по Гринвичу)	Продолжительность шторма, ч	Данные, снятые с синоптических карт					Рассчитанный максимум		Координаты центра зоны максимального развития шторма	
			P_z	$\partial P/\partial n$	ψ_V	$V_н$	$h_н$	$V_р$	$h_р$	φ ° с. ш.	λ ° в. д.
29.12 1955	00	60	965	6,0	ЮЗ	20,0	—	21,0	7,9	70°30′	48°00′
08.02 1960	12	60	965	7,8	ЮВ	27,5	—	30,0	11,6	74 00	20 00
21.02 1962	18	42	990	5,5	ЮВ	30,0	—	26,0	7,7	72 30	31 00
18.12 1966	18	84	985	6,0	Ю	22,5	—	21,0	8,1	74 50	43 00
15.01 1967	12	48	955	6,7	З	27,5	—	24,0	5,9	71 50′	47 30
11.02 1967	18	60	965	9,1	ЮЗ	30,0	—	33,0	13,2	73 00	27 00
30.11 1967	06	48	955	7,1	ЮЗ	25,0	—	22,0	11,6	74 30	40 00
20.01 1968	00	60	975	7,7	ЮЗ	22,5	—	20,0	7,6	72 30	33 00
29.02 1968	18	54	960	6,7	СЗ, З	27,5	—	21,0	7,8	73 00	26 00
24.02 1972	00	54	965	6,2	СЗ	35,0	9,0	23,0	8,9	72 10	19 00
02.01 1974	12	54	970	7,1	ЮЗ, Ю	35,0	8,0	31,0	10,9	75 30	42 00
08.02 1974	00	72	985	6,6	ЮВ	27,5	8,0	25,0	10,2	73 20	27 00
31.12 1974	12	84	940	7,8	Ю, ЮЗ	30,0	8,0	28,0	8,7	73 40	27 00
18.11 1975	12	54	985	6,0	С, СЗ	25,0	10,0	26,0	7,2	70 30	47 00
22.09 1982	06	54	960	11,9	С, СЗ	25,0	8,0	27,0	13,2	73 00	27 00
30.10 1982	06	48	980	7,7	СВ	30,0	9,0	26,0	9,3	74 00	24 00
17.11 1983	18	48	960	8,3	С	30,0	8,0	26,0	8,6	74 10	35 00
16.10 1985	12	66	960	9,3	С, СВ	30,0	8,0	30,0	7,2	71 00	30 00

Примечание. P_z — давление в центре циклона, гПа; $\partial P/\partial n$ — градиент давления в области максимального развития шторма, гПа/°; ψ_V — направление ветра в области шторма; $V_н$, $h_н$ — максимальная скорость ветра (м/с) и максимальная высота волн (м) по данным судовых наблюдений; $V_р$, $h_р$ — максимальная скорость ветра (рассчитанная) и максимальная высота волн 3 %-ной обеспеченности (рассчитанная)

Таблица 8.2

Некоторые характеристики штормового ветра и волнения в Баренцевом море за 1969—1983 гг.

Год	Зима			Весна			Лето			Осень		
	N	$V_н$	$h_н$	N	$V_н$	$h_н$	N	$V_н$	$h_н$	N	$V_н$	$h_н$
1969	19	25,0	7,0	17	20,0	7,0	5	20,0	5,0	22	22,5	7,0
1970	26	25,0	7,0	23	20,0	5,5	7	20,0	5,0	38	30,0	7,5
1971	30	25,0	8,0	34	20,0	6,5	9	17,5	6,0	35	27,5	8,0
1972	44	35,0	9,0	16	22,5	6,0	5	15,0	6,0	26	22,5	8,0
1973	39	27,5	9,0	29	27,5	9,0	9	17,5	6,0	17	20,0	7,0
1974	38	35,0	8,5	18	22,5	7,0	16	22,5	8,0	23	25,0	9,0
1975	31	27,5	13,0	39	30,0	8,0	18	22,5	6,0	46	35,0	10,0
1976	39	25,0	8,0	23	22,5	6,0	8	20,0	5,0	29	27,5	6,0
1977	22	27,5	6,5	21	25,0	6,0	4	22,5	6,0	28	27,5	7,0
1978	25	30,0	8,0	17	27,5	6,0	13	25,0	6,0	33	30,0	8,0
1979	39	30,0	7,5	20	27,5	6,0	11	20,0	6,0	37	27,5	7,5
1980	40	30,0	6,5	16	22,5	5,5	7	25,0	5,5	28	25,0	6,0
1981	41	35,0	7,5	27	25,0	6,0	4	20,0	5,0	33	27,5	7,0
1982	43	32,5	7,5	28	25,0	6,0	22	25,0	6,0	35	30,0	10,0
1983	41	25,0	7,5	21	25,0	6,0	22	20,0	8,0	34	30,0	7,0

Примечания. 1. Зимний сезон включает декабрь предыдущего года; 2. N — количество дней со штормом (когда хотя бы в один из сроков на акватории моря наблюдалась высота волн 4,0 м и более); $V_н$, $h_н$ — соответственно максимальная скорость ветра и максимальная высота волн, отмеченные по судовым

морях высоты волн до 10—12 м не следует считать предельно возможными, так как волнообразующие факторы при этом не были экстремальными (дополнительные сведения о результатах инструментальных наблюдений последних лет приведены в п. 8.3).

Максимальные высоты волн, отмеченные по данным визуальных судовых наблюдений, достигают значений 10 м и более лишь в исключительных случаях. В табл. 8.2 приведены результаты выборки сезонных максимумов ветра и волнения за 15-летний период, полученной на основе этих данных. Если учесть, что сведения табл. 8.2 относятся не к определенным точкам или районам моря, а ко всей его акватории, то высоты волн с вероятностью появления 1 раз в год, по-видимому, не превышают 8 м. Соответствующая этому значению средняя высота составляет от 4 м для обеспеченности визуальных определений 3—5 % до 5,5 м для обеспеченности 16,7 % (1/3 самых высоких волн). Этот результат не противоречит расчетным максимумам, показанным на картах справочника [66], однако по другим оценкам такие максимумы могут быть значительно выше (см. п. 8.3). Отметим также, что абсолютный максимум, равный 13 м, был зафиксирован 2 января 1975 г. в 15 ч (мск) в точке с координатами 71° 30′ с. ш., 48° 00′ в. д. при северо-западном ветре 22,5 м/с. Он недостаточно достоверен, так как других наблюдений в юго-восточной части моря за этот срок не было, а в последующие сроки, при изменении направления штормового ветра (южный, 20 м/с), отмечалась высота волн 6—7 м.

Данные табл. 8.1 и 8.2 свидетельствуют о том, что режим ветра и волнения Баренцева моря в последние десятилетия был сравнительно устойчив, и усиление штормовой деятельности, отмеченное на некоторых морях [157], его не затронуло. Это не исключает его возможных будущих изменений, особенно в связи с прогнозируемыми тенденциями изменений климата и ледовых условий.

8.3. Режимные функции распределения элементов волн

Для описания режима волнения обычно используются режимные (или климатические) функции распределения элементов волн. Разработан ряд методов, позволяющих получать эти данные на основе расчетов по синоптическим картам или анализа многолетних рядов судовых наблюдений.

В первом случае [301] рассматриваются все синоптические карты за промежуток времени, составляющий не менее 10 лет. Расчет ветра и волн проводится для однородных в синоптическом отношении районов, в пределах каждого из которых направление и скорость ветра изменяются в небольших пределах. Для выделенных районов выполняется типизация полей ветра, учитывающая все сочетания направления (по восьми основным румбам) и скорости (с интервалом 5 м/с). Далее для каждого синоптического типа рассматривают соответствующие ему элементы волн в заданных точках, определяют повторяемость типовых синоптических положений, и по этим данным находят функции распределения высот и периодов волн. Особенностью этой методики является то, что разнообразие скоростей и направлений ветра, возможных в реальных условиях, сводится к ограниченному набору типовых полей с постоянными скоростями ветра над всей акваторией моря или в рассматриваемом его районе (расчет проводится по «замороженной карте»). Для районов, плохо освещенных судовыми наблюдениями, этот способ дает наиболее достоверные результаты.

Другая методика расчета основывается на выборке наиболее сильных штормов из всего доступного синоптического архива (обычно за 30—40 лет). В качестве порогового уровня скорости ветра можно принять значение 15 м/с. Расчет проводится по срочным синоптическим картам, с учетом нестационарности полей ветра. Этот способ менее трудоемок, позволяет легко продлевать ряды исходных данных. Вместе с тем значительная пространственно-временная изменчивость скорости

ветра и неравномерное распределение судовых гидрометеорологических станций по акватории моря приводят к тому, что определенная часть информации о штормовых условиях может не попасть на синоптические карты. Применительно к Баренцеву морю расчет режимных характеристик волнения по данным о наиболее сильных штормах обычно дает высоты волн редкой повторяемости, меньшие по сравнению с результатами расчетов по другим методам.

определении характеристик ветра и волн для проектирования гидротехнических сооружений и средств океанотехники, особенно в районах моря со сложной морфометрией дна, необходимо выполнение специальных исследований, включающих инструментальные измерения морского волнения.

В данной работе расчеты режимных характеристик волнения Баренцева моря выполнены с использованием методики ГОИНа [301]. Ранее на ее основе были получены детализированные сведения

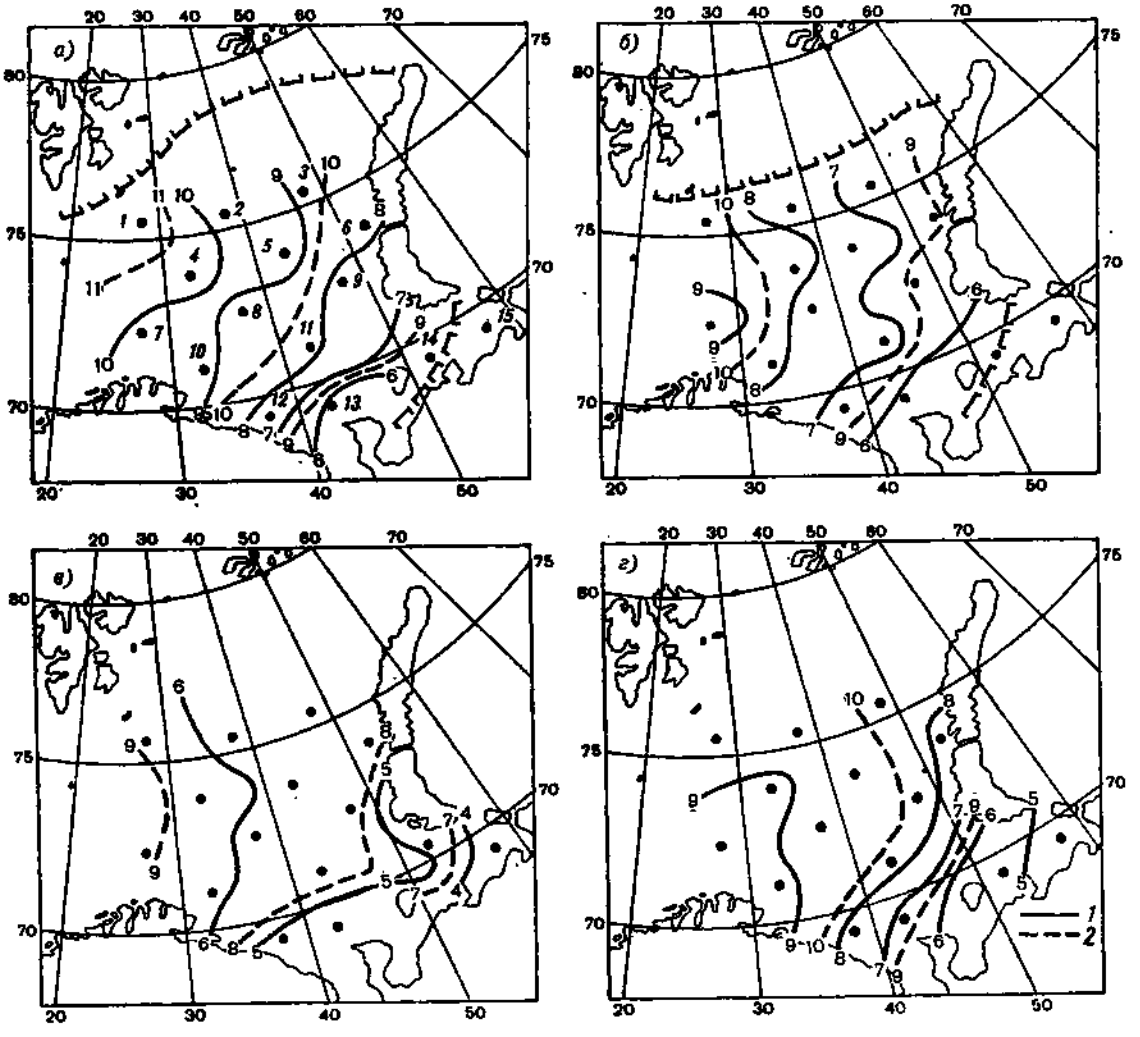


Рис. 8.6. Высота $h_{3\%}$ (*1*) и средний период (*2*) волн 1 %-ной режимной обеспеченности по сезонам.

а — зима; *б* — весна; *в* — лето; *г* — осень; на рис. 8.6 *а* указаны номера точек, соответствующие данным табл. 8.3.

В качестве самостоятельного или дополнительного к первым двум методам используется способ получения режимных характеристик путем обобщения данных систематических визуальных наблюдений элементов воли, выполняемых на судовых гидрометеорологических станциях. Расчеты режимных характеристик проводятся при определенной пространственной группировке данных с использованием зависимостей, связывающих визуальные оценки высот волн с их истинными значениями. Вопросы использования судовых наблюдений для описания режима волнения подробно рассмотрены в работе [91].

Следует иметь в виду, что результаты расчета, полученные любым из перечисленных методов, можно использовать только для освещения основных черт ветро-волнового режима морей. При оо режиме волнения двух шельфовых районов моря, представленные в работе [66]. Для остальной акватории моря, на которую приходится около 90 % его площади, специализированная синоптическая типизация не проводилась, поэтому мы воспользовались результатами более ранней работы [18]. Сведения о повторяемости типовых полей ветра были уточнены по данным о режиме ветра над морем, содержащимся в метеорологическом выпуске справочника [66].

Для расчетов были заданы 15 точек, которые в открытой глубоководной части моря образуют равномерную сетку, а на юго-востоке выбраны таким образом, чтобы лучше отразить пространственную изменчивость режима волнения (рис. 8.6). В данном случае задача районирования Баренцева моря по условиям волнообразования не ставилась.

В наиболее штормовые месяцы года свободная ото льда часть моря представляет собой своего рода залив, граница которого на севере и на востоке образована кромкой льда с присущей ей межгодовой и короткопериодной изменчивостью (рис. 8.6, см. гл. 9). Режим волнения этой акватории довольно однороден. При его рассмотрении необходимо учитывать, что кромка льда несопоставима с твердой границей, так как наличие языков дрейфующего льда, разводий, зон льда различной сплоченности создает разнообразие условий волнообразования, не поддающееся количественному учету при описании волнового режима.

Отметим также, что районирование моря, представленное в некоторых справочных пособиях (в частности, три крупных района в справочнике [52] и одиннадцать — в работе [302]), недостаточно согласуется с реальной пространственной изменчивостью режима волнения. Так, по данным работы [52], южная часть Баренцева моря (район I) от сезона к сезону оказывается то более, то менее штормовой, чем центральная часть (район II), но в целом различия между ними невелики. В то же время режим волнения другой смежной акватории, Воронки Белого моря, по данным того же справочника, резко отличается от района I, хотя по режиму скорости ветра эти районы сходны.

При расчетах задавалось положение кромки льда, соответствующее минимальному распространению ледяного покрова, осредненному за 3 мес рассматриваемого сезона. Это позволяет более полно охарактеризовать режим волнения в годы с легкими ледовыми условиями, так как разность между средней и минимальной ледовитостью моря составляет в отдельные месяцы от 15 до 30 % его площади (200—400 тыс. км²). При этом возрастают разгоны волн по сравнению с их средними многолетними значениями, что приводит к увеличению расчетных высот волн, составляющему по нашим оценкам, около 5 %. Для периодов это увеличение несколько меньше.

Результаты проведенных нами расчетов представлены на рис. 8.6 в виде карт высот и периодов волн 1 %-ной режимной обеспеченности по календарным сезонам и в табл. 8.3, где высоты волн даны для нескольких значений режимной обеспеченности. В целом они хорошо согласуются с данными работ [52] и [66]. Повторяемость штормового волнения возрастает с востока на запад, что в основном определяется более высокой повторяемостью сильного ветра и в меньшей степени — увеличением разгонов со стороны открытого моря.

В связи с проектированием стационарных шельфовых сооружений возникла необходимость в расчетах высоты волн, возможной 1 раз в заданное число лет. Эту характеристику определяют путем подбора закона многолетнего распределения высот волн и его экстраполяции в область малых обеспеченностей. Как показал опыт освоения шельфа, в некоторых районах Мирового океана (Северном море, Мексиканском заливе) измеренные высоты волн уже в первые годы эксплуатации стационарных сооружений значительно превысили расчетные максимумы [91]. Для Баренцева моря сопоставимых натурных данных пока нет, поэтому к оценкам, полученным расчетным путем, необходимо относиться критически. В нашей стране используются две методики получения таких оценок.

Методика ГОИНа [301] основывается на задании распределения высот волн законом Вейбулла

$$F(h) = \exp\left[-\alpha\left(h/h_{0,5}\right)^{k}\right], \qquad (8.1)$$

где $F(h)$ — функция режимной обеспеченности; k — параметр распределения; $h_{0,5}$ — высота волн 50 %-ной режимной обеспеченности; $\alpha = \ln 2$.

Таблица 8.3

Сезонные значения высот волн $h_{3\,\%}$ различной режимной обеспеченности

Режимные обеспеченности, %	Номер расчетной точки														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Зима															
50	2,8	2,7	2,7	2,9	2,7	2,7	2,5	2,3	2,3	2,9	2,7	2,1	1,6	—	—
10	6,5	6,1	5,7	6,5	5,9	5,7	6,1	5,2	5,1	6,2	5,6	4,5	3,7	—	—
1	10,6	9,9	8,8	10,5	9,3	8,8	9,9	8,0	7,9	9,9	8,6	7,2	5,9	—	—
0,1	13,6	12,9	11,6	13,9	11,8	11,2	12,8	10,4	10,0	13,0	11,5	9,6	8,1	—	—
Весна															
50	2,7	2,3	2,5	2,2	2,7	1,7	2,5	2,3	1,9	2,4	2,4	2,0	1,7	—	—
10	5,6	4,9	4,2	5,2	5,4	3,8	5,5	4,6	4,1	5,4	4,7	4,4	3,6	—	—
1	8,2	7,3	6,3	8,4	7,9	6,7	9,1	7,5	6,5	8,1	7,1	6,8	5,5	—	—
0,1	10,4	9,8	8,4	10,9	9,9	8,5	11,9	9,7	8,4	10,7	9,0	8,8	7,0	—	—
Лето															
50	1,7	1,3	1,3	1,6	1,5	1,1	1,6	1,4	1,3	1,6	1,4	1,3	1,2	1,3	1,3
10	4,1	3,3	3,2	3,8	3,3	3,0	4,0	3,3	3,2	3,7	3,3	2,8	2,7	3,1	2,6
1	6,6	5,3	5,7	6,4	5,5	5,2	6,6	5,6	5,4	6,4	5,7	4,7	4,5	5,0	3,9
0,1	9,1	7,2	8,1	8,8	7,3	7,1	8,7	7,5	7,3	8,7	7,7	6,1	6,1	6,7	4,7
Осень															
50	2,8	2,4	2,6	2,5	2,4	1,8	2,3	2,4	2,4	2,5	2,4	1,9	2,0	1,6	1,6
10	5,9	5,2	5,3	5,6	5,5	4,5	5,4	5,0	5,3	5,7	5,1	4,5	4,1	3,4	3,2
1	8,9	8,6	8,3	9,2	8,6	7,9	9,0	8,1	8,3	9,5	8,3	7,7	6,5	5,3	4,6
0,1	11,6	10,9	11,1	12,2	10,8	10,4	12,1	10,6	10,2	12,4	10,6	9,9	8,0	6,8	5,7

Величина $F(h)$ связана с заданным числом лет q соотношением

$$F(h) = 25/(Nq), \qquad (8.2)$$

где $F(h)$ выражено в процентах; N — число дней в том интервале времени, для которого получена режимная функция распределения.

Это соотношение соответствует 4-срочным наблюдениям, выполняемым с дискретностью 6 ч. Для сезонных максимумов $N=90$, и, следовательно, высота волн, возможная 1 раз в год, имеет режимную обеспеченность 0,28 %. При учащении наблюдений $F(h)$ соответственно уменьшается. Учитывая инерционность ветрового волнения, можно полагать, что 6-часовой интервал достаточен для выявления максимальных высот волн.

В работах ЛОГОИНа [89, 91] показано, что для малых режимных обеспеченностей многолетнее распределение высот волн отклоняется от закона Вейбулла и подчиняется логарифмически-нормальному закону в виде

$$F(\bar{h}) = \frac{s}{2\pi}\int_{\bar{h}}^{\infty} \frac{1}{\bar{h}} \exp\left[-\frac{1}{2}\ln^2(\bar{h})^s\right] d\bar{h}, \qquad (8.3)$$

где s — параметр распределения (величина, обратная стандарту логарифмов высот волн); $\bar{h}=h/h_{0.5}$.

Высоты волн, возможные 1 раз в заданное число лет, рассчитываются, как и в предыдущем случае, с учетом выражения (8.2).

Использование формулы (8.3) приводит к увеличению расчетных максимумов высот волн по сравнению с расчетами по (8.1), которое для $h_{3\%}$ и повторяемости 1 раз в 100 лет достигает 4 м [89]. Вместе с тем возможны и другие причины расхождений результатов расчетов, выполненных разными методами. Логарифмически-нормальное распределение очень чувствительно к изменениям параметра s, которые не всегда носят закономерный характер. Так, по данным, приведенным в гл. 8 монографии [91], этот параметр на разных морях от зимы к лету может либо возрастать, либо убывать, либо оставаться неизменным, тогда как годовой ход высот волн везде выражен достаточно хорошо. Если многолетняя изменчивость параметра s лежит в пределах от 1,6 до 2,0, то верхнему пределу соответствует значение сезонного максимума высот волн, возможного 1 раз в 100 лет, равное 7,5 $h_{0.5}$, нижнему — 12,4 $h_{0.5}$.

Интегральные функции распределения (8.1), (8.3) строят на соответствующих функциональных сетках, позволяющих представить функции $F(h)$ в виде прямых линий. При спрямлении нередко трудно отличить случайные отклонения отдельных точек, неизбежно возникающие при статистической обработке данных о повторяемости высот волн, от систематических отклонений, требующих пересмотра аналитического выражения закона распределения или уточнения его параметров. Как показал опыт наших расчетов по методике ГОИНа, полученные функции распределения удовлетворительно спрямляются на билогарифмической сетке закона Вейбулла и несколько хуже — на сетке логарифмически-нормального закона.

Расхождения в аппроксимации режимных распределений элементов волн можно объяснить тем, что закон Вейбулла применяют к результатам расчетов по полям ветра, а логарифмически-нормальный — к статистике визуальных судовых наблюдений. В первом случае учитывается только ветровое волнение, во втором — суммарные характеристики смешанного волнения, что должно особенно заметно сказываться на виде функции распределения в области больших обеспеченностей ($F(h) \geqslant 50$ %). Результаты приведенных здесь расчетов (см. табл. 8.3) в целом неплохо согласуются с данными справочника [52], полученными по массиву судовых наблюдений, но в области больших обеспеченностей систематически отклоняются от них в сторону занижения. Вместе с тем при оценке максимальных высот волн можно с полным основанием ограничиться рассмотрением ветрового волнения, так как при переходе ветровых волн в зыбь их высота не возрастает, а при смешанном волнении высота волн в шторме близка к высоте преобладающей волновой системы.

Основываясь на методике ГОИНа, нетрудно получить максимумы заданной повторяемости по исходным данным, содержащимся в табл. 8.3 (ежегодные максимумы высот волн близки к средним между значениями с обеспеченностями 1 % и 0,1 %, столетние превышают 0,1 %-ные в 1,3—1,4 раза). Результаты расчетов здесь не приводятся, так как, во-первых, они почти не отличаются от аналогичных данных, содержащихся в работе [66], и, во-вторых, при современном состоянии изученности режима волнения точность таких оценок не может быть высокой.

Для того чтобы получить представление о возможных пределах названных характеристик, приведем здесь оценки расчетных максимумов высот волн ($h_{3\%}$), которые были получены в ЛО ГОИНе (И. Н. Давидан и др., 1985) путем статистической обработки данных судовых наблюдений. Для наиболее штормового зимнего сезона на крайнем западе моря ежегодные максимумы достигают 11 (10—12), а столетние — 23 (19—27) м (в скобках указан 95 %-ный доверительный интервал). В более восточных районах интенсивность штормового волнения ниже. В центральной части моря соответствующие значения составляют 8 (7—9) и 16 (13—19) м, восточнее о. Колгуев — 6 (5—7) и 12 (10—14) м. Сопоставляя эти оценки с результатами наших расчетов, можно убедиться, что ежегодные максимумы хорошо согласуются, тогда как столетние, найденные с использованием закона Вейбулла, лежат примерно на нижней границе доверительного интервала, полученного по методике ЛО ГОИНа.

Более полные сопоставления многолетних распределений элементов волн, рассчитанных разными методами, также позволяют прийти к выводу, что для режимных обеспеченностей не менее 1 % эти распределения установлены достаточно достоверно, тогда как в области малых обеспеченностей сохраняется значительная неопределенность. Чтобы ее уменьшить, необходимо организовать многолетние систематические инструментальные наблюдения на сооружениях морской нефтегазодобычи. В настоящее время такие работы на Баренцевом море начаты силами Арктической морской инженерно-геологической экспедиции (Мурманск) с использованием струнных волнографов ГМ-61. В 1985—1987 гг. получены серии измерений в открытых районах моря продолжительностью от нескольких суток до 2 мес, сопровождавшиеся метеорологическими наблюдениями по программе судовой гидрометеоро-

логической станции (в том числе визуальными определениями элементов волн в синоптические сроки). По сведениям, содержащимся в отчетах экспедиции (В. В. Галушко, В. А. Паялов и др.) за первые 2 года работ, ветро-волновые условия были близки к расчетным средним многолетним, тогда как в 1987 г. в районе к северу от п-ва Канин дважды отмечены исключительно сильные штормы: 29—30 октября и 2—4 декабря со средней высотой волн 5,0 и 5,2 м соответственно. Во втором случае максимальная высота единичной волны составила 13,6 м, что превышает все известные нам прежние измеренные максимумы. Основываясь на данных работы [66], декабрьский шторм можно оценить как возможный 1 раз в 10 лет.

На Баренцевом море пока нет стационарных шельфовых сооружений, а буровые суда и установки не обеспечивают непрерывность наблюдений в определенном районе. Поэтому задача получения многолетних распределений по натурным данным еще далека от решения. Кроме того, появление нового вида наблюдений требует совершенствования системы сбора информации и создания банка данных инструментальных измерений волнения.

8.4. Спектральные характеристики ветрового волнения

Понятия высоты и периода волн, важные в практическом отношении, не позволяют однозначно описать процесс ветрового волнения, который не является периодическим. Наиболее полной характеристикой волновых колебаний является двумерный энергетический спектр $S_E(\omega, \theta)$, где S_E — спектральная плотность энергии, приходящаяся на колебания с круговой частотой ω и направлением распространения θ. Средние высота и период видимых волн связаны со спектральной плотностью следующими соотношениями:

$$\bar{h} = 2\pi\left[\int_0^{\infty}\int_0^{2\pi} S_E(\omega,\ \theta)\, d\omega\, d\theta\right]^{1/2}; \qquad (8.4)$$

$$\bar{\tau} = 2\pi\left[\int_0^{\infty}\int_0^{2\pi} S_E(\omega,\ \theta)\, d\omega\, d\theta \Big/ \int_0^{\infty}\int_0^{2\pi} S_E(\omega,\ \theta)\,\omega^2\, d\omega\, d\theta\right]^{1/2}. \qquad (8.5)$$

Волнографные измерения, представляющие собой запись колебаний водной поверхности в фиксированной точке, не позволяют выявить распределение волновой энергии по направлениям, и по ним можно рассчитать только частотный спектр $S_E(\omega)$. Для перехода от частотного спектра к двумерному вводится безразмерная величина D_E — функция углового распределения энергии, по определению

$$D_E(\omega,\ \theta) = S_E(\omega,\ \theta)/S_E(\omega). \qquad (8.6)$$

Представление о двумерном спектре позволяет описать процесс развития, распространения и затухания ветрового волнения на основе уравнения баланса волновой энергии в спектральной форме

$$\partial S_E/\partial t + V_x\,\partial S_E/\partial x + V_y\,\partial S_E/\partial y = G_E(\omega,\ \theta,\ x,\ y,\ t), \qquad (8.7)$$

где V_x, V_y — составляющие скорости переноса волновой энергии; $G_E(\omega, \theta, x, y, t)$ — функция источников и стоков энергии, важнейшими из которых являются поступление энергии от ветра, ее потери вследствие обрушения гребней волн и турбулентной диссипации, перенос энергии, обусловленный нелинейными взаимодействиями в спектре.

Уравнение (8.7) записано для условий глубокой воды, при которых скорость распространения спектральных составляющих зависит только от частоты:

$$V = g/(2\omega), \qquad (8.8)$$

что аналогично известному соотношению, связывающему период и фазовую скорость видимых волн.

В двух частных случаях можно получить простые аналитические решения уравнения (8.7), имеющие наглядный физический смысл. При отсутствии поступления и потерь энергии, т. е. при $G=0$, уравнение описывает распространение волн мертвой зыби в линейном приближении и без учета сил вязкости. В этом случае локальные изменения спектральной плотности полностью уравновешиваются ее адвекцией, и спектральная плотность, рассматриваемая в лагранжевых координатах, остается постоянной. Вместе с тем спектр волн зыби при их распространении претерпевает ряд изменений, обусловленных частотной и угловой дисперсией (зависимостью скорости переноса энергии от частоты и направления движения спектральной составляющей).

Наличие дисперсии скоростей приводит к тому, что в точку, находящуюся за пределами области генерации волн, первыми приходят волновые колебания с наибольшими периодами, и спектральный максимум в начальные моменты времени приходится на область низких частот. По мере подхода все более короткопериодных составляющих происходит смещение максимума в сторону высокочастотного участка спектра. Дисперсия направлений в спектре волн связана с наличием составляющих, движущихся под углом к направлению ветра, и при распространении зыби проявляется в расширении фронта волновой энергии.

Сужение частотного и углового спектра, обусловленное дисперсией, приводит к уменьшению энергии и, следовательно, высот волн зыби при их распространении. На основе этих представлений разработаны методы расчета и прогноза зыби в океанах [198, 272]. Для Баренцева моря возможности использования этих методов ограничены, так как случаи распространения зыби из удаленной области шторма при отсутствии местного ветра сравнительно редки. Здесь, как правило, наблюдаются системы волн зыби в смешанном волнении при изменениях направления ветра во время прохождения циклонов.

Начальная стадия развития ветрового волнения, когда нелинейными взаимодействиями и потерями энергии можно пренебречь по сравнению с ее поступлением от ветра, описывается уравнением баланса энергии в виде

$$\partial S_E/\partial t + V_x\,\partial S_E/\partial x + V_y\,\partial S_E/\partial y = \alpha_E + \beta_E S_E, \qquad (8.9)$$

где α_E, β_E — коэффициенты объединенной теории развития спектра волн Филлипса—Майлса [91].

Решение уравнения (8.9) при постоянной скорости ветра определяет две области — развиваю-

щегося ветрового волнения, спектральная плотность которого зависит только от времени, и установившегося, спектральная плотность которого изменяется только вдоль разгона. Это аналогично решению уравнения баланса энергии регулярного двумерного волнения, полученному В. В. Шулейкиным [401], а также эмпирическим зависимостям метода ГОИНа — Союзморниипроекта [315].

В общем случае, когда необходимо учитывать все основные составляющие баланса энергии, аналитическое решение уравнения (8.7) можно получить лишь при ряде упрощающих допущений, что рассмотрено в работе [88]. При расчете реальных полей волнения с учетом изменений скорости и направления ветра и начального распределения спектральной плотности должны использоваться конечно-разностные методы или численные алгоритмы, реализующие аналитическое решение шагами по времени [92, 103].

Решение уравнения баланса энергии является наиболее общим подходом, позволяющим описать двумерный спектр ветрового волнения с учетом всех влияющих факторов. Однако закономерности формирования спектров волн изучены еще недостаточно, и, кроме того, в реальных условиях такие расчеты слабо обеспечены исходными данными. Поэтому для решения ряда прикладных задач, требующих задания спектра волн (например, при расчетах качки судов) используются те или иные эмпирические соотношения. Как правило, при этом рассматривается в соответствии с формулой (9.6) произведение частотного спектра и функции углового распределения. Обзоры эмпирических зависимостей, полученных разными авторами для $S_E(\omega)$ и $D_E(\omega, \theta)$, приведены в работах [1, 90].

Все эмпирические зависимости сходным образом описывают основную особенность частотного спектра ветрового волнения — наличие максимума энергии, соответствующего периоду, на 20—25 % превышающему средний период видимых волн. От этого максимума спектральная плотность энергии резко убывает в сторону низких частот и более плавно — в сторону высоких. В ряде случаев на более высоких частотах отмечаются вторичные максимумы, которые объясняются либо одновременным развитием двух систем ветровых волн [193], либо различиями в балансе энергии отдельных областей частотного спектра [91]. Наиболее устойчивой характеристикой спектра ветрового волнения является так называемый равновесный участок на высоких частотах, где поступление энергии уравновешено ее потерями, обусловленными неустойчивостью волнового движения (что выражается в разрушении гребней волн). В этой частотной области [91] функция спектральной плотности имеет вид

$$S_p(\omega) = 7{,}8 \cdot 10^{3} g^2 \omega^{-5}. \qquad (8.10)$$

Необходимо отметить, что эмпирические формулы применимы только при простых условиях волнообразования, когда ветер устойчив по скорости и направлению. В смешанном волнении двумерный спектр содержит два или более максимумов спектральной плотности, которые на частотном спектре могут полностью или частично перекрываться, а развитие волн при переменном ветре приводит к тому, что спектральный максимум становится менее выраженным. С этим может быть связано и появление вторичных максимумов.

Частотные спектры, рассчитанные по волнограммам, полученным в Баренцевом море, для вывода эмпирических соотношений не использовались. В целом они подтверждают известные закономерности, однако их зависимость от условий волнообразования не поддается количественной оценке. Для смешанного волнения такая задача вообще не ставится. Системы волн могут быть разделены в частотном спектре только при условии, что они заметно различаются по частоте. Такой тип волнения часто наблюдается в районах океанов с высокой повторяемостью длиннопериодной зыби, но в Баренцевом море крайне редок, и практически ни в одном случае по частотным спектрам не удалось достоверно выделить отдельные волновые системы.

По данным визуальных наблюдений, сопутствовавших записям волнения, с учетом синоптических ситуаций и с использованием известного соотношения между скоростью ветра и высотой предельно развитых ветровых волн были отобраны случаи чисто ветрового волнения при простых условиях волнообразования. Несколько характерных частотных спектров показано на рис. 8.7 (дополнительные сведения к рис. 8.7, 8.9 и 8.10 приведены в табл. 8.4). Эти примеры свидетельствуют, что в спектрах ветрового волнения возможны как хорошо выраженные вторичные максимумы, так и полное их отсутствие при незначительных нарушениях монотонности графика спектральной плотности.

Продолжительные записи волнения разбивались на несколько участков, каждый из которых подвергался спектральному анализу. При этом амплитудные характеристики оказались более изменчивы, чем частотные, но вторичные максимумы сохранялись на всех участках рассмотренных волнограмм. Можно предположить, что изменчивость поля ветра в реальных условиях приводит к разнообразию спектров волн, которое удовлетворяет любым аппроксимациям лишь в первом приближении.

Выражение (8.10) для равновесного участка спектра также выполняется точно лишь при осреднении большого числа спектров. В каждом отдельном случае спектральная плотность может существенно отклоняться от равновесного значения, что подтверждается данными, представленными на рис. 8.8.

Для спектров волн зыби характерны концентрация энергии в узкой полосе частот и отсутствие вторичных максимумов. Этот тип волнения в Баренцевом море в чистом виде наблюдается редко, хотя повторяемость зыби в смешанном волнении высока (см. рис. 8.4). Даже при скорости ветра менее 5 м/с на частотных спектрах прослеживаются вторичные максимумы, не носящие закономерного характера и не связанные с местным ветром (рис. 8.9).

В некоторых случаях записи волнения, выполненные в одной точке, позволяют проследить изменения частотного спектра во времени. Сопоставляя спектры, полученные по натурным данным и рассчитанные по уравнению баланса волновой энергии, можно оценить вклад тех или иных составляющих баланса в развитие спектра [92]. Однако из-за недостатка данных о поле ветра над морем такие оценки могут быть только приближенными. Записи развивающегося волнения сравнительно

многочисленны, но развитие волн, как правило, происходит при переменном ветре, что не позволяет выявить общие закономерности изменений спектра. Более просты и наглядны случаи перехода ветрового волнения в зыбь. Если ветер ослабел за ко-

чаях изменения спектра сходны. Прекращение действия ветра сопровождается потерями энергии на всех частотах, причем частота спектрального максимума при переходе ветровых волн в зыбь остается прежней. Не установлено преобладающего ослабле-

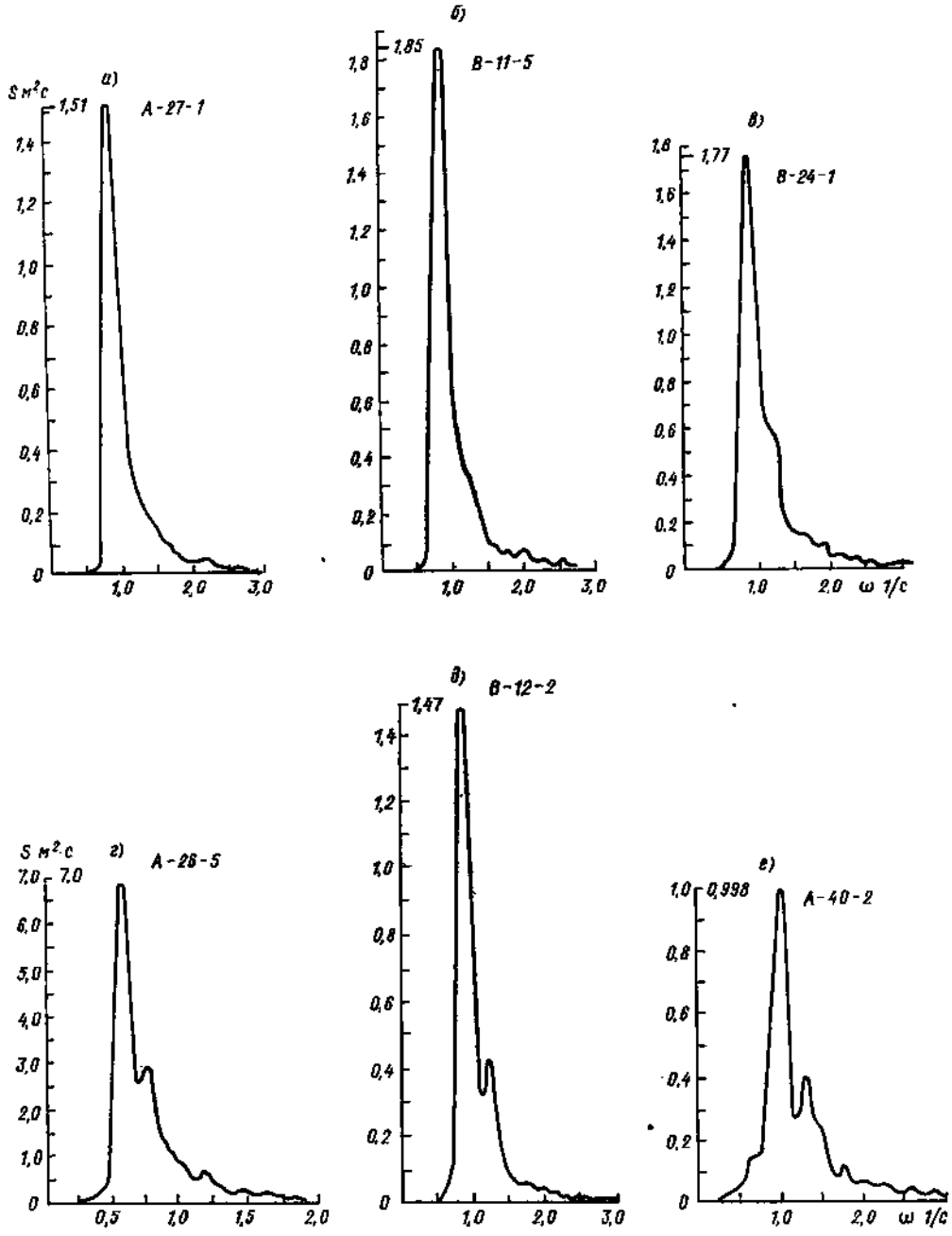


Рис. 8.7. Примеры частотных спектров ветрового волнения при простых условиях волнообразования с отсутствующим (*а—в*) и хорошо выраженным (*г—е*) вторичным максимумом.

Сведения о волнограммах см. в табл. 8.4.

роткое время, вкладом адвективных составляющих в первом приближении можно пренебречь и считать, что перестройка спектра вызвана только изменениями составляющих правой части уравнения (8.7).

На рис. 8.10 показаны три пары спектров ветрового волнения и зыби, полученных с разницей во времени от 3 до 8 ч (см. табл. 8.4). Во всех случаях ния в области высоких частот и притока энергии к низким частотам, что свидетельствует о слабом влиянии турбулентной вязкости и переноса энергии нелинейными взаимодействиями на формирование спектра зыби.

Рассмотренные случаи характерны именно для Баренцева моря, где при прохождении глубоких циклонов происходит быстрая перестройка полей

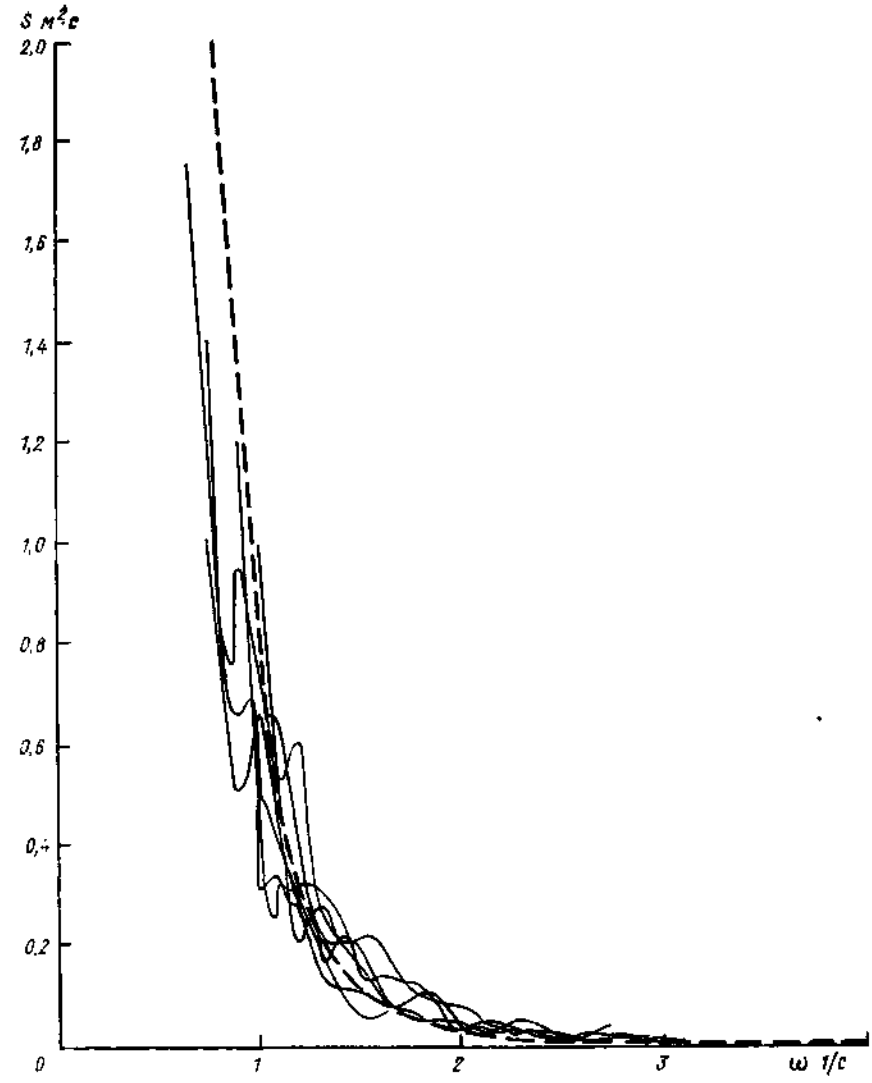


Рис. 8.8. Высокочастотные участки спектров ветрового волнения в Баренцевом море.

Штриховой линией показан график $S_p(\omega)$.

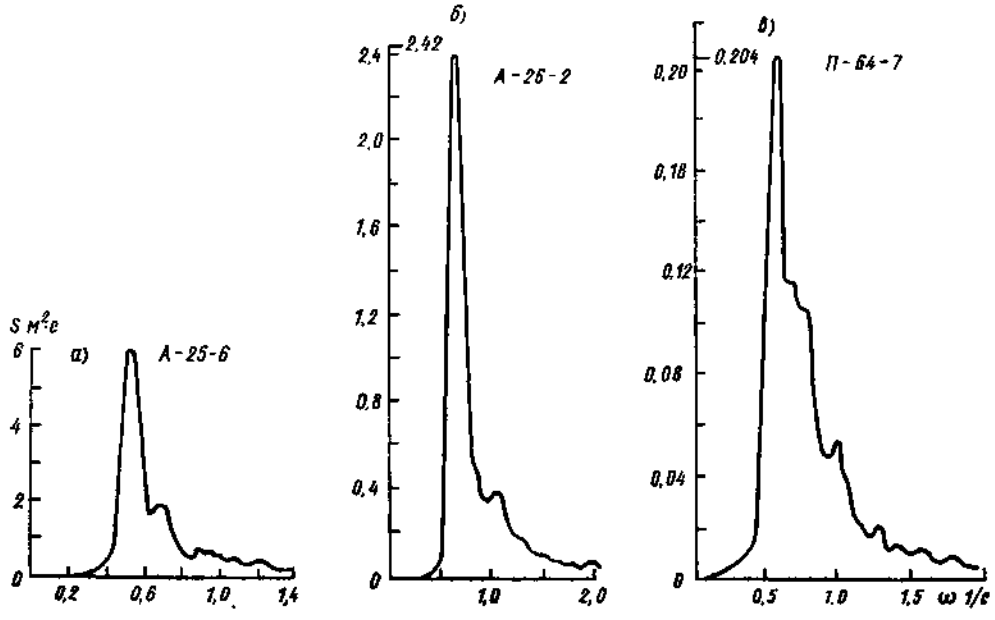


Рис. 8.9. Примеры частотных спектров волн зыби.

Сведения о волнограммах см. в табл. 8.4.

ветра и волнения. Распространение и затухание зыби в океанах происходит в более крупных пространственно-временных масштабах, и для океанской зыби соотношение между влияющими факторами может быть другим.

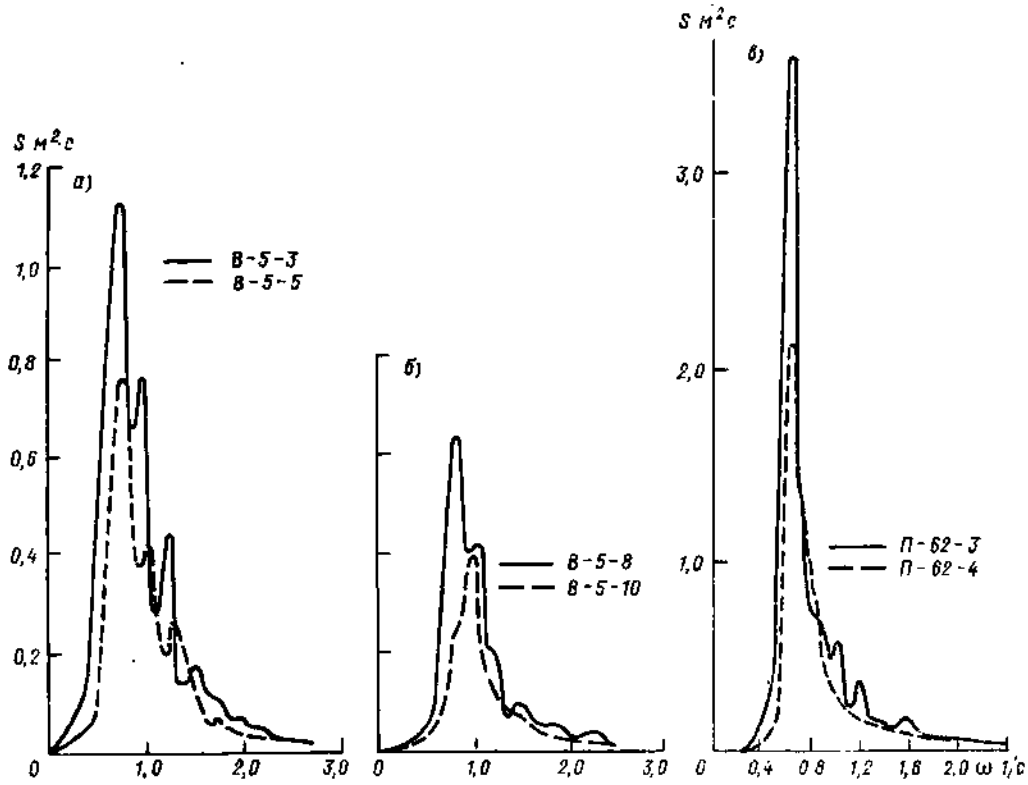


Рис. 8.10. Изменения частотного спектра при переходе ветрового волнения в зыбь.
Сведения о волнограммах см. в табл. 8.4.

Таблица 8.4

Сведения о волнограммах к рис. 8.7, 8.9, 8.10

Индекс волнограммы	Дата	Время записи, ч мин	Координаты		Ветер		Тип волнения	Элементы волн (стандартная обработка)	
			φ ° с. ш.	λ ° в. д.	скорость, м/с	направление		$\bar{h}$	$\bar{\tau}$
А-27-1	21.05 1962	16 ч 45 мин—16 ч 58 мин	71°33′	24°56′	15,3	СВ	вв	2,13	6,4
В-11-5	20.04 1964	20 47 —21 00	71 27	26 18	14,3	В	вв	1,98	6,6
В-24-1	19.05 1967	14 37 —15 22	72 24	27 00	17,0	В	вв	2,43	8,0
А-26-5	14.04 1962	20 16 —20 23	71 55	47 07	17,0	ССЗ	вв	3,77	8,8
В-12-2	22.06 1964	12 37 —12 54	73 14	21 32	12,6	ЮВ	вв	1,74	6,2
А-40-2	02.11 1964	15 00 —15 27	76 21	21 21	15,7	Ю	вв	1,95	5,8
А-25-6	30.01 1962	08 55 —09 15	73 30	17 30	4,2	З	з/вв	3,17	10,2
А-26-2	02.04 1962	20 27 —20 48	74 15	26 49	5,0	ВЮВ	з/вв	2,35	8,7
П-64-7	06.02 1964	14 10 —14 30	70 15	41 20	4,5	ССЗ	з/вв	1,69	8,1
В-5-3	30.01 1963	06 00 —07 00	72 25	18 00	15,3	ЗСЗ	з/вв	2,14	6,7
В-5-5	30.01 1963	10 00 —11 00	72 25	18 00	7,9	СЗ	з/вв	1,73	6,6
В-5-8	31.01 1963	02 00 —03 00	72 32	17 18	10,3	ССВ	з/вв	1,52	6,6
В-5-10	31.01 1963	10 00 —11 00	72 32	17 18	3,4	СВ	з/вв	1,12	5,8
П-62-3	28.07 1963	15 00 —15 15	71 30	33 22	13,0	СЗ	вв	2,64	8,6
П-62-4	28.07 1963	18 00 —18 20	71 30	33 22	4,6	СЗ	з/вв	2,15	7,7

Примечание. Индексы волнограмм составлены из первой буквы названия судна (А — «Айсберг», В — «Восход», П — «Полярник»), номера рейса и порядкового номера волнограммы в рейсе.

9. ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ

9.1. Общие сведения о ледовом режиме

Наиболее регулярные и точные сведения о льдах Баренцева моря начали поступать и систематизироваться в конце прошлого столетия в связи с развитием промышленного лова рыбы, промысла зверя, а также началом транспортных перевозок из сибирских рек в порты Европейского Севера (Архангельск, Кола) и в страны Европы. Наиболее полные ряды по ледовитости моря и кромкам льда

с 1899 по 1935 г. для весенне-летних месяцев (апрель—август) собраны Ю. В. Преображенским, который использовал данные, опубликованные в работах Нансена, Книповича, Лесгафта, Бурке, Визе и др. (с 1934 г. по настоящее время ряды наблюдений охватывают все месяцы года). Далее архив данных пополнялся усилиями сотрудников ЛОГОИНа (Н. С. Уралов), ААНИИ (Т. И. Санцевич, М. С. Хромцова, Т. Н. Москаль), ЦИПа

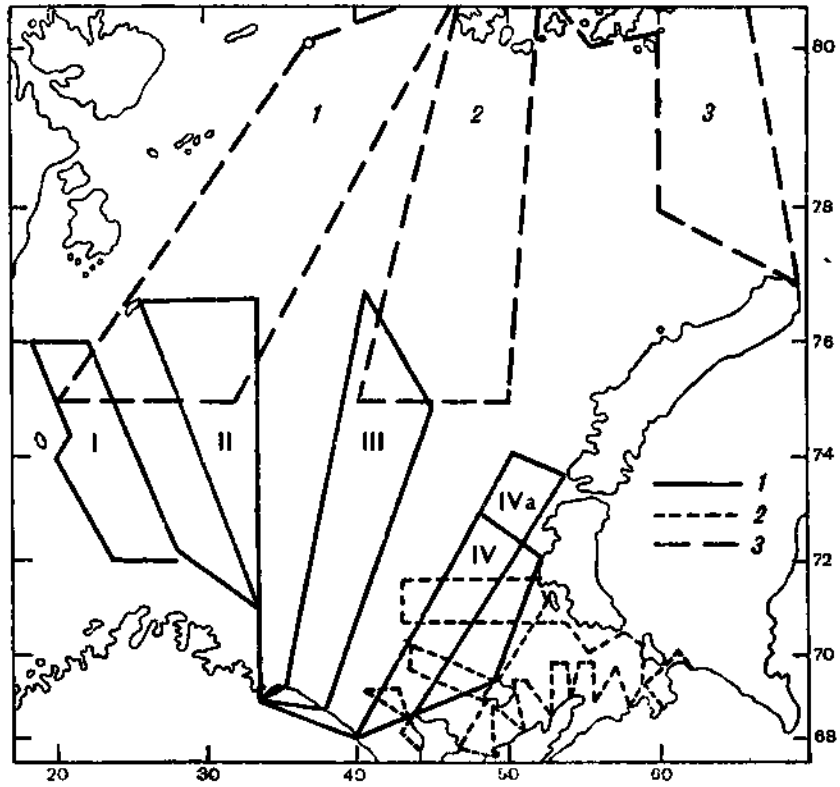


Рис. 9.1. Схема маршрутов ледовых разведок Мурманскгидромета (*1*), Севгидромета (*2*), ААНИИ (*3*).

(А. И. Каракаш), Мурманскгидромета (А. А. Лебедев, Е. А. Собченко, Л. И. Боровая).

В 50—60-е годы начинается регулярное производство авиационных ледовых наблюдений. На схеме ледовых разведок (рис. 9.1) указаны маршруты, выполняемые ААНИИ, Мурманскгидрометом и Севгидрометом. Следует отметить, что разведки ААНИИ в последнее время выполняются крайне нерегулярно из-за отсутствия аэродромов базирования на арх. Земля Франца-Иосифа и по другим техническим причинам, тогда как разведки Мурманскгидромета и Севгидромета выполняются более регулярно (как правило, каждую декаду). Отдаленность портов базирования не позволяет охватить маршрутами Мурманскгидромета северную часть моря, поэтому выполняемые авиатермические съемки освещают в ледовом отношении только прикромочную зону в период развитого ледяного покрова (декабрь—июнь). Ледовые наблюдения в юго-восточной части моря производятся Севгидрометом более регулярно и по учащенным маршрутам. Достоверность материалов этих наблюдений значительно выше, чем в других районах моря.

В последние 10—15 лет основным источником информации о положении кромки льда, границах зон сплоченности и различного возраста являются искусственные спутники Земли (ИСЗ). Сведения о ледовых фазах, дрейфе льда, распространении припая и его характеристиках (толщине, заснеженности и т. д.) в прибрежных районах поступают со стационарных гидрометеорологических станций. Ряды наблюдений на станциях юго-востока Баренцева моря насчитывают 40—50 лет и используются для характеристики элементов ледового режима в прибрежной полосе.

С 1974 г. Мурманский филиал ААНИИ проводит планомерное исследование короткопериодной изменчивости состояния ледяного покрова при помощи авиационной радиолокационной станции бокового обзора (РЛС БО) «Торос» и аэрофотосъемки. С 1979 г. началась эксплуатация научно-исследовательского ледокола (НИЛ) «Отто Шмидт», который выполняет обширные работы на специализированных дрейфовых комплексах «ледокол+льдина», включающих изучение динамических процессов синоптического масштаба, структуры ледяного покрова и его физико-механических свойств.

Ледовый режим Баренцева моря формируется под воздействием Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Благодаря притоку теплых атлантических вод, приносимых системой течений Гольфстрима, Баренцево море практически никогда (даже в самые суровые зимы) не покрывается полностью льдом. В этом его основное отличие от других морей арктического шельфа.

Одной из характерных особенностей ледового режима моря является большая межгодовая и сезонная изменчивость его ледовитости. Наибольшая ледовитость наблюдается обычно во второй де-

каде апреля, наименьшая — в конце августа и первой половине сентября. В августе—сентябре аномально теплых лет море полностью очищается ото льда, а в аномально холодные годы ледяной покров в эти месяцы сохраняется на 40—50 % его площади, располагаясь преимущественно в северных районах. В конце наиболее суровых зим свыше 90 % площади моря покрывается мощными сплоченными льдами, а в особенно теплые зимы наибольшая ледовитость даже в апреле не превышает 55—60 %.

В Баренцевом море обычно преобладают льды, образовавшиеся в пределах самого моря. Но в отдельные годы в северо-западную часть моря зимой поступают старые льды из Северного Ледовитого океана через пролив между островами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Нередко в северо-восточную часть моря приносятся мощные льды из северной части Карского моря. Определенная часть льда поступает зимой из Белого моря, а также из юго-западной части Карского моря через новоземельские проливы.

Ледообразование на акватории моря начинается обычно в сентябре, но сроки появления льда и образования сплошного ледяного покрова из года в год сильно колеблются. Такие колебания объясняются не только резкими изменениями текущих погодных условий, но и большими различиями в отдельные годы энтальпии моря, площади старых льдов и других гидрометеорологических факторов. Замерзание раньше всего начинается в прол. Земли Франца-Иосифа и Северо-Восточной Земли (арх. Шпицберген), а затем на участках Восточно-Шпицбергенского течения и между арх. Земля Франца-Иосифа и арх. Новая Земля. На других участках моря, отличающихся более высоким прогревом воды в поверхностном слое, молодой лед образуется позже (после того, как зимняя конвекция достигнет примерно средней части холодного промежуточного слоя воды, залегающего на глубинах 50—75 м). Устойчивый припай ежегодно устанавливается в вершинах бухт и фиордов на Шпицбергене, почти во всех проливах Земли Франца-Иосифа, в бухтах на Новой Земле, у побережья о-вов Белый, Виктория, Колгуев, а также в некоторых заливах южного побережья (Печорская губа, Хайпудырская губа и др.). Вдоль открытого побережья Новой Земли и материка от прол. Югорский Шар до м. Канин Нос ширина припая обычно не превышает нескольких сотен метров (в редких случаях — километров), при этом он подвергается частым взломам.

В течение зимнего периода льды в море распространяются с севера на юг и с востока на запад (рис. 9.2). Этот процесс продолжается до апреля включительно, затем, вплоть до сентября, происходит отступление кромки льда на север и на восток и его разрежение главным образом за счет вытаивания более тонких льдов. В средние по ледовым условиям годы в момент максимальной ледовитости (апрель) кромка проходит вдоль западных берегов Шпицбергена на расстоянии 10—30 миль. Далее она спускается до о. Медвежий и, постепенно отклоняясь к юго-востоку, на 45° в. д. достигает 74° с. ш. Затем кромка обычно круто поворачивает на юго-запад и подходит к берегу материка в районе м. Святой Нос. Обширный район юго-восточной части моря в апреле обычно покрыт льдами переменной сплоченности. В годы аномально большой ледовитости кромка льдов в апреле спускается в западных районах южнее 73° с. ш., а на востоке подходит к берегу Кольского полуострова у о. Кильдин.

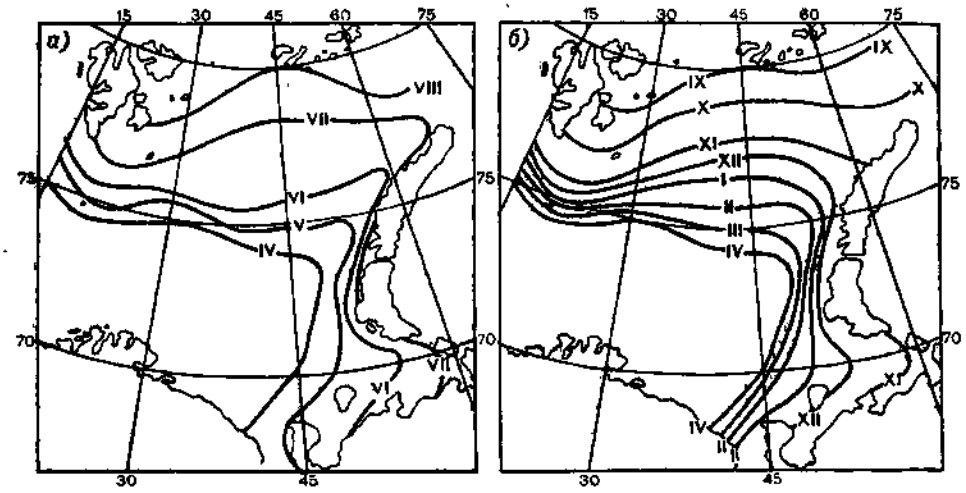


Рис. 9.2. Среднее многолетнее положение кромок льда в Баренцевом море.
а — с апреля по август; *б* — с сентября по апрель.

В мае—июне под действием солнечной радиации и адвективного притока тепла начинается процесс таяния и разрушения ледяного покрова. Кромка льда в июне располагается севернее 75° с. ш. в западных и центральных районах и почти вплотную подходит к берегам Новой Земли (см. рис. 9.2). К июлю западные берега арх. Новая Земля обычно на всем протяжении полностью освобождаются ото льдов, исчезают льды и в юго-восточной части моря. Для августа характерно более интенсивное перемещение кромки льда к северу. Этот процесс начинается раньше и протекает быстрее на участках теплых течений. На северо-западе наиболее быстрое отступление кромки на север наблюдается в районе северной ветви Нордкапского течения. В восточной части моря, к югу от 76° с. ш., наблюдается фронтальное отступление кромки на северо-восток, а к северу от этой широты льды быстрее всего разрушаются в зонах влияния Северо-Цент-

рального и Северо-Новоземельского течений. Благодаря влиянию, которое оказывает на ледяной покров Северо-Центральное течение, между отрогами льда, располагающимися в северо-восточной и северо-западной частях Баренцева моря, устанавливается своеобразная тепловая граница, выраженная в летнее время в виде глубокого залива, простирающегося на север, или же полным отсутствием льдов на всем протяжении Северо-Центрального течения [262].

Ледяной покров в открытом море, за исключением прикромочных и прибрежных областей, имеет высокую сплоченность в течение всей зимы, однако у южного и юго-западного побережья арх. Земля Франца-Иосифа, вдоль берегов арх. Новая Земля, у о-вов Колгуев и Вайгач довольно часто образуются обширные полыньи, природа которых тесно связана с режимом господствующих местных ветров. Так, по данным спутниковых наблюдений и авиационной ледовой разведки, установлено почти ежегодное образование зимой стационарных заприпайных полыней у указанных географических объектов. Положение и живучесть этих водных образований зависит главным образом от устойчивости отжимного ветра.

Толщина льдов в конце зимы в прикромочной зоне обычно не превышает 30 см. Как правило, здесь отсутствуют ледяные поля, и преобладает битый лед. В юго-восточной части Баренцева моря в зимний период дрейфующий лед достигает 70—80 см. Максимальных толщин (порядка 130—150 см) к концу зимы лед достигает в северной части Баренцева моря. Преобладают здесь обширные поля и обломки полей. В результате частых подвижек под действием ветра, течений и приливов ледяные поля часто разламываются, торосятся и снова смерзаются. В северных районах нередко встречаются айсберги, сходящие с ледников арх. Земля Франца-Иосифа и Шпицберген.

Дрейф льда в Баренцевом море вызывается в основном действием преобладающих ветров и системой постоянных течений. С октября по апрель здесь господствуют южные и юго-восточные ветры и только на границе с Северным Ледовитым океаном с января по апрель преобладают восточные и северо-восточные ветры. Поэтому в зимнее время дрейф льда в Баренцевом море направлен к его северным окраинам, где при встречном потоке из Северного Ледовитого океана и Карского моря имеют место сильные сжатия и торошения льдов. В теплую часть года (май—август) господствуют ветры северных направлений. Эти ветры способствуют переносу льдов на юг, где они быстро разрушаются под действием радиации и подтока с юга более теплых вод. При этом у южных берегов арх. Земля Франца-Иосифа обычно образуется обширное пространство чистой воды, ускоряющее дальнейший процесс очищения моря ото льда.

9.2. Ледовитость и положение кромки льда

Важную и необходимую для практики гидрометеорологического обслуживания информацию о ледовых условиях в море дают границы распространения льда и ледовитость, тесно связанная с положением кромки. Кромка льда Баренцева моря является наиболее важным показателем сезонной изменчивости ледовых условий и своеобразным индикатором термодинамических процессов в системе атмосфера—лед—море.

Сезонную изменчивость всех элементов ледового режима моря проследить с достаточной степенью достоверности довольно сложно. Для этого требуются специальные инструментальные наблюдения (мониторинг), охватывающие все пространство моря, покрытого льдом, или отдельных его частей. Стационарные ледовые наблюдения на гидрометеорологических станциях характеризуют состояние ледяного покрова в узкой прибрежной полосе, до десятка километров. К тому же, на протяжении большей части года наблюдения отражают состояние неподвижного льда — припая. Ценность и необходимость стационарных наблюдений не вызывают сомнения. Вместе с тем в Баренцевом море площадь дрейфующих льдов составляет порядка 95—97 % от всей площади льдов моря в самом ледовитом месяце —апреле.

Многие характеристики состояния ледяного покрова (возраст, сплоченность, раздробленность и т. д.) определяются визуально специалистом ледовой разведки в узкой полосе обзора (10—15 км) 2—3 раза в месяц на пространствах, достигающих сотни тысяч квадратных километров. Построенные впоследствии по этим наблюдениям месячные карты средних многолетних данных в целом правильно отражают реальные ледовые условия, но, вполне естественно, такая информация носит скорее качественный характер и при количественных оценках является источником значительных погрешностей [144, 395]. С большим доверием следует отнестись к авиационным наблюдениям, проводимым в юго-восточной части Баренцева моря. Частота галсов, покрывающих равномерно этот район моря (см. рис. 9.1), и строгая дискретность (3—4 раза в месяц) позволяют определять многие характеристики ледового режима достаточно надежно. Кроме того, в последнее десятилетие в этом районе проводятся почти ежегодно экспериментальные работы с системой РЛС БО «Торос», аэрофотосъемка льдов на полигонах, учащенные авиаразведки при проводке караванов судов в Карском море и обратно в зимний период. Наличие таких данных дает возможность исследовать изменчивость элементов состояния ледяного покрова в различных временных масштабах.

Наиболее надежно из всех элементов ледового режима ведется определение положения кромки льдов в Баренцевом море. При авиационных и судовых наблюдениях ее положение фиксируется при помощи локаторов на ограниченных пространствах, а спутниковая информация позволяет отобразить положение кромки для всего моря и выделить границы льдов различной сплоченности, а в некоторых случаях и возраста. Положение кромки льдов вполне закономерно определяет такую важную характеристику состояния ледяного покрова Баренцева моря как ледовитость (коэффициент корреляции между ними 0,7—0,9). Ледовитость моря в достаточной мере определяет ледовые условия плавания, характеризует экстремальные распространения ледяного покрова, несет информацию о процессах климатического характера в данном регионе, о возможных тенденциях климата, что играет немаловажную роль при определении трудозатрат в перспективных районах Крайнего Севера. Ледо-

Таблица 9.1

Статистические параметры средних месячных значений ледовитости Баренцева моря, %

Ледовитость, параметры	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Средняя	51	57	62	69	61	49	29	16	9	16	28	39	38
Наибольшая	73	83	83	92	89	83	65	42	35	38	57	64	52
Год	1979	1979	1963	1917	1917	1902	1917	1917	1969	1969	1938	1978	1969
Наименьшая	30	34	41	50	40	19	5	0	0	0	10	20	22
Год	1956	1955	1956	1970	1954	1954	1937	1972	1979	1972	1955	1955	1955
Амплитуда, %	43	49	42	42	49	64	60	42	35	38	47	44	30
σ^2	94,8	100,9	94,8	100,7	127,8	188,5	147,5	85,8	40	44,9	74,9	92,3	43,2
σ	9,70	10,00	9,70	10,04	11,3	13,73	12,15	9,26	6,33	6,70	8,65	9,61	6,57
C_v	0,20	0,18	0,16	0,15	0,19	0,28	0,41	0,57	0,73	0,42	0,32	0,25	0,17
A_S	—0,14	0,10	0,10	0,29	0,59	0,43	0,67	0,55	1,67	0,30	0,22	0,30	0,28
E_S	0,18	0,35	—0,47	—0,64	—0,38	—0,24	0,44	—0,21	4,42	1,21	0,20	0,26	—0,21
$\sigma_{\bar{x}}$	1,41	1,45	1,41	1,10	1,24	1,51	1,33	1,02	0,91	0,97	1,25	1,39	0,95
σ_σ	0,99	1,03	0,99	0,78	0,88	1,07	0,94	0,72	0,65	0,68	0,88	0,98	0,67

Примечание. σ^2 — дисперсия; σ — среднее квадратическое отклонение; C_v — коэффициент вариации; A_S — коэффициент асимметрии; E_S — коэффициент эксцесса; $\sigma_{\bar{x}}$ — ошибка среднего значения; σ_σ — ошибка среднего квадратического отклонения.

витость, как показывают исследования [136, 137], является наиболее объективным показателем, отражающим гидротермодинамические процессы, происходящие в системе атмосфера—лед—море. При этом, как правило, средние месячные значения ледовитости исключают (сглаживают) процессы мезо- и отчасти синоптического масштаба, хотя оценка их вклада в изменчивость ледовитости представляет самостоятельную задачу.

Годовой ход ледовитости представлен в табл. 9.1. При этом с сентября по март данные охватывают период с 1934 по 1984 г., а с апреля по август — с 1899 по 1984 г. В среднем многолетнем плане максимум ледовитости приходится на апрель и минимум на сентябрь. Средняя амплитуда сезонных колебаний составляет 60 %. Формирование ледяного покрова начинается со второй половины сентября и продолжается 7 мес, период разрушения составляет 5 мес. Юго-восточный район моря свободен ото льда в августе—октябре, а максимум ледовитости этого района отмечается также в апреле. Наибольшая изменчивость ледовитости моря наблюдается в июне—июле, а наименьшая — в сентябре—октябре.

Данные табл. 9.1 характеризуют также и экстремальные значения ледовитости. В этом столетии она достигала максимума в апреле 1917 г. (92 %), а полное отсутствие льда (0 %) наблюдалось в августе, сентябре и октябре 1972 и 1979 гг. При этом 1977 г. является уникальным: в январе—феврале были зафиксированы максимальные значения ледовитости, а в сентябре лед в море отсутствовал. Амплитуда средних годовых значений равна 30 %. Максимальные межгодовые амплитуды колебаний для отдельных месяцев (июнь, нюль) составляют 60 % и более.

На рис. 9.3 показаны ежемесячные и среднегодовые значения ледовитости за период с 1934 по 1984 г. Они дают представление об изменчивости и тенденциях ледовитости за последние 50 лет.

Ледовитость моря обладает значительной инерцией (табл. 9.2), что позволяет использовать данное свойство в прогностических связях. К примеру, по январской ледовитости можно прогнозировать февральскую, мартовскую и даже июньскую. Все месяцы с декабря по август тесно связаны со средней годовой ледовитостью. Наиболее высокая связь со средней годовой отмечается для июня. По-види-

Таблица 9.2

Коэффициенты корреляции внутригодовых связей средних месячных значений ледовитости Баренцева моря

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Январь	100	88	78	62	63	70	52	54	25	23	40	45	81
Февраль		100	90	70	64	71	50	52	22	20	37	42	82
Март			100	81	71	74	51	53	34	24	32	42	85
Апрель				100	74	68	41	46	36	20	27	37	77
Май					100	85	61	49	37	16	35	48	81
Июнь						100	77	67	36	21	37	51	87
Июль							100	83	48	33	38	51	75
Август								100	66	48	39	46	76
Сентябрь									100	60	37	29	54
Октябрь										100	72	56	51
Ноябрь											100	85	63
Декабрь												100	70

мому, количество льда в июне является определяющим в целом для года. Эта особенность была выявлена и в более ранних работах [318], что дало возможность построить некоторые прогностические зависимости, используемые и в настоящее время.

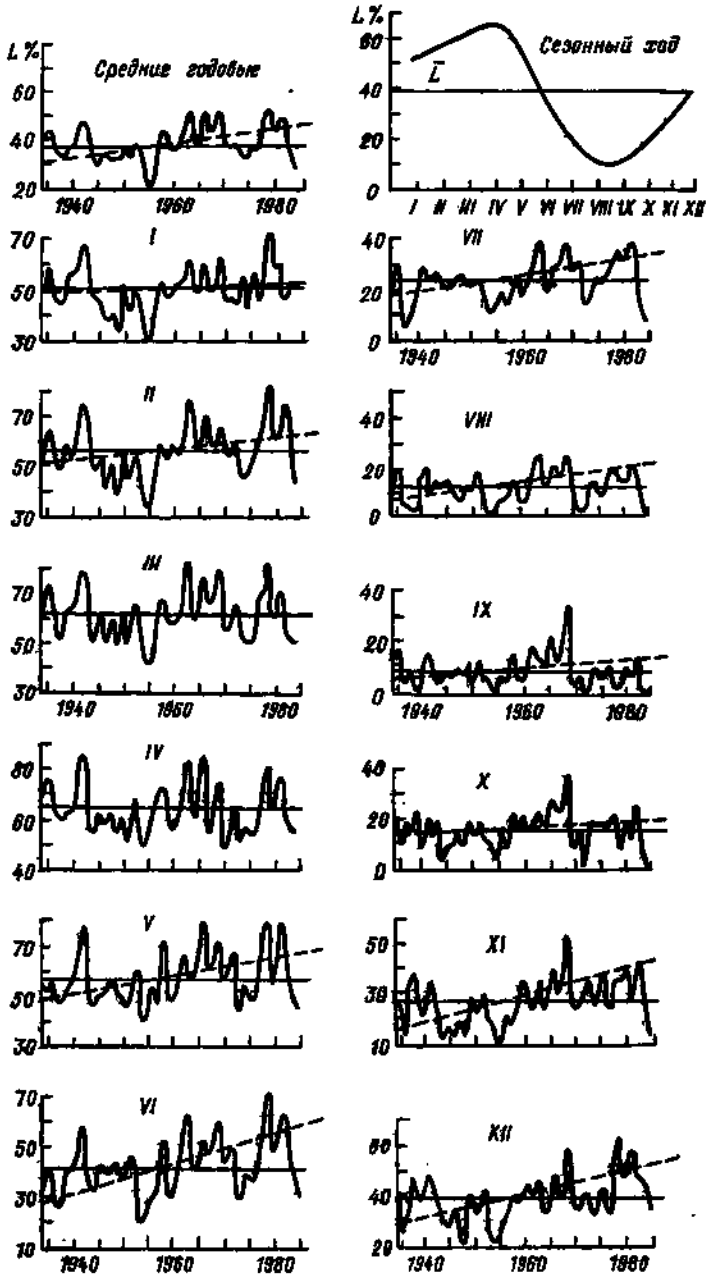


Рис. 9.3. Межгодовые колебания и тренды ледовитости Баренцева моря (по средним годовым и ежемесячным данным)

Сведения о средних многолетних (рис. 9.2) и экстремальных ежемесячных положениях кромки льда помещены во многих научно-прикладных пособиях [19, 21, 65, 321]. В работе [208] приведены карты вероятности встречи со льдом. Особенности положения кромки льда в разные месяцы года и закономерности ее междумесячных изменений подробно рассмотрены в [373].

Более полную информацию о вероятностных характеристиках кромки льда можно получить с использованием теории выбросов случайных процессов. Методика таких расчетов изложена в работах [139, 141]. На рис. 9.4 представлены положения кромки льда различной вероятности для центральных месяцев календарных сезонов, рассчитанные по массивам различной продолжительности — от 48 до 83 лет. По данным рис. 9.4 можно оценить вероятности экстремальных положений кромки льда. Так, вероятность 0,5 % означает, что в 5 мес из 1000 кромка льда может достигать указанных координат. Максимальному распространению кромки в южном направлении, наблюдавшемуся в природе, соответствует уровень 5 %.

Межгодовую изменчивость ледовитости можно охарактеризовать частотой выбросов, их продолжительностью и интервалом между выбросами. Так как значения рядов ледовитости не всегда подчиняются гауссовскому распределению, то исходный ряд наблюдений следует предварительно нормализовать [10]. Такая процедура не изменяет характеристик выбросов исходного процесса, но делает его близким к нормальному. Исходные ряды обработаны фильтром Бартлетта. В большинстве случаев фильтрация позволяет улучшить совпадение теоретической и эмпирической кривых, но, с другой стороны, приводит к потере информативности исходного ряда и, следовательно, должна производиться только при наличии тренда или цикличности [141, 317]. Показателем применимости теоретического распределения может служить совпадение теоретической и эмпирической кривых характеристик выбросов в области частой повторяемости. Применяемым в практике критерием может служить совпадение кривых в области $x \pm \sigma$ с точностью до $1/\sqrt{n}$, означающее, что при вычислении частот данного ряда ошибка составляет один выброс.

На рис. 9.5 в вероятностной форме представлены продолжительности выброса случайного процесса $\bar{\theta}$ и интервалы между выбросами $\bar{\omega}$ для ледовитости всех месяцев. Значения в узлах пересечения кривых $\bar{\theta}$ и $\bar{\omega}$ соответствуют средним многолетним условиям данного месяца и характеризуют средний интервал (период) в годах пересечения процесса с нормой. В целом эти величины находятся в интервале 2—3 года, т. е. в среднем каждые 2—3 года происходит пересечение многолетнего хода ледовитости с нормой.

Проанализируем характеристики $\bar{\theta}$ и $\bar{\omega}$ для некоторых месяцев. К примеру, средняя ледовитость апреля составляет 69 %; зададимся уровнем $L \pm \sigma_L$ апрельской ледовитости. Из табл. 9.1 следует, что положительному уровню соответствует ледовитость 79 %, а отрицательному — 59 %. Из графика определяем, что средняя продолжительность положительного выброса на данном уровне составляет 1,2 года, отсутствие выбросов на этом уровне — средний интервал между выбросами — составляет около 8 лет. Апрельская ледовитость 1917 г., равная 92 %, оценивается в вероятностной форме как возможная 1 раз в 200 лет. Из табл. 9.1 и рис. 9.5 видно, что в августе и сентябре возможна нулевая ледовитость в море. Обращаясь к рис. 9.5, можем сделать вывод, что в августе лед в море отсутствует 1 раз в 40 лет, а в сентябре это случается чаще — 1 раз в 25 лет. Важность таких оценок несомненна, так как очевидна возможность их использования в прогностических целях при определении тенденции процесса при его выходе за определенный уровень.

Рассматривая данные о площади льдов в Баренцевом море в апреле—августе за период с 1899 по 1984 г., можно отметить уменьшение ледовитости с 1899 г. до середины 50-х годов, а затем ее

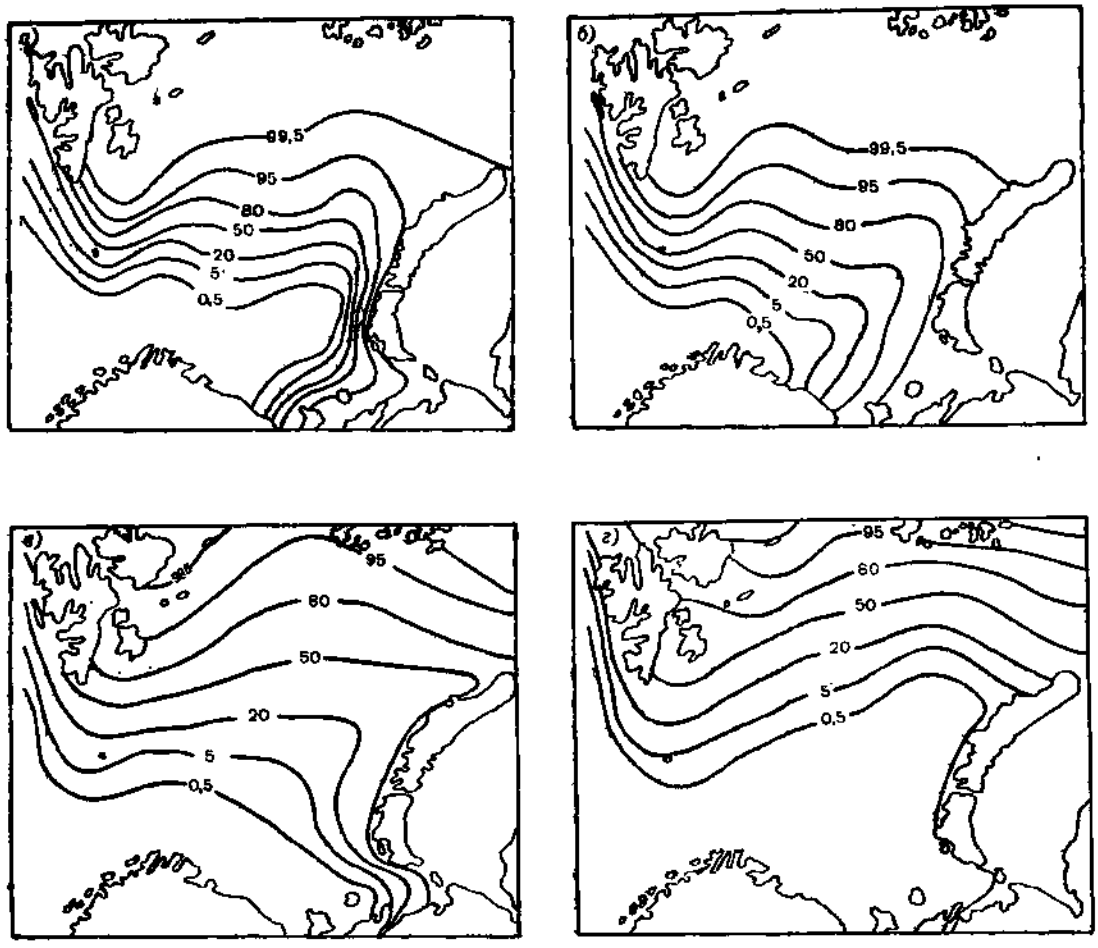


Рис. 9.4. Положение кромки льда различной вероятности, %.
а — январь; *б* — апрель; *в* — июль; *г* — октябрь.

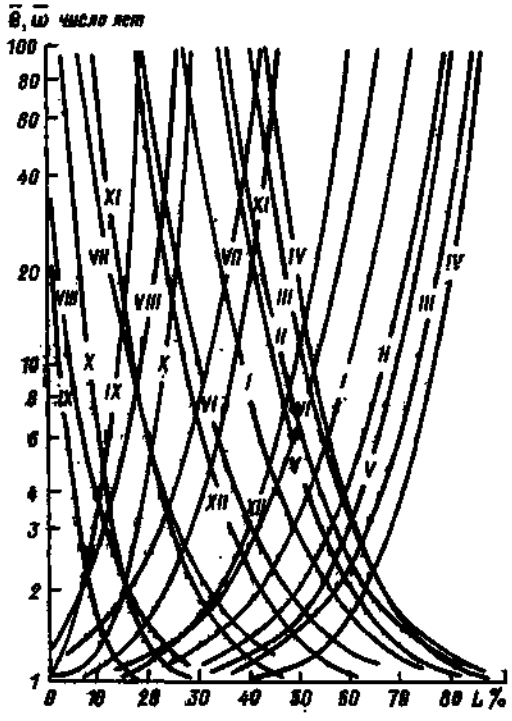


Рис. 9.5. Продолжительность выбросов θ и интервал между выбросами ω ледовитости Баренцева моря по месяцам.

увеличение вплоть до начала 80-х годов. Однако в отдельные периоды имели место как уменьшение, так и возрастание ледовитости. С 1900 по 1907 г. ледовитость уменьшалась, затем вплоть до 1917 г. шло резкое увеличение (это десятилетие было наиболее ледовитым за весь рассматриваемый период). Далее количество льдов уменьшалось до 1922 г., а затем резко повысилось к концу 20-х годов (1929). После этого началось уменьшение площади льдов до середины 50-х годов (так называемый период потепления Арктики). Наступивший затем период увеличения ледовитости продолжался до середины 70-х годов. Интересно отметить, что по абсолютным значениям ледовитость в 60-е и в конце 70-х годов близка к значениям, наблюдавшимся в начале XX в. В общем в ледовитости моря для весенне-летнего периода (1899—1984 г.) отмечается тенденция к понижению ледовитости — тренд отрицательный. К сожалению, отсутствие данных такой же продолжительности за другие месяцы не позволяет сделать аналогичные выводы, но, по-видимому, характер изменения и тенденция, определенные для весенне-летнего периода, подобны для других сезонов и средних годовых значений в целом. На это указывает ярко выраженная тенденция к повышению температуры воздуха с начала века (тренд положительный) на метеорологических станциях Кола, Архангельск и др.

Несколько иной характер изменения обнаруживают ряды ледовитости за период с 1934 по 1984 г. За указанный период тренд положительный, т. е. отмечается тенденция к увеличению ледовитости в большинстве месяцев и в целом за год; только в марте и апреле тренд отрицательный. По рекомендации ВМО период 50—80-х годов выделяется для оценки современного состояния климата. Исходя из этого, можно констатировать, что похолодание, отмеченное по ледовитости, наблюдается и по другим параметрам климатической системы: температуре воздуха, температуре воды, типам циркуляции и т. д. [71, 93]. Следовательно, сегодняшнее освоение Арктики происходит при некотором похолодании климата, ужесточении климатических условий по сравнению с 50-ми годами текущего столетия, что вызывает дополнительные затраты при решении транспортных задач (увеличение ледокольного флота), освоении природных богатств шельфа и гидротехническом строительстве (усиление конструкций, создание ледостойких сооружений и т. п.).

9.3. Ледообмен и ледовый баланс моря

Ледообмен Баренцева моря незначителен по сравнению с площадями и объемами льда всего моря, но для отдельных его районов, таких как южная и юго-восточная часть, а также приграничные северные и северо-восточные районы, играет существенную роль, определяя в целом ледовые условия указанных регионов.

Большую часть года Баренцево море покрыто льдами и обменивается с соседними бассейнами определенным количеством льда. Ледообмен в основном определяется ветровым дрейфом льда и действием постоянных течений. Ось атлантико-арктической депрессии расположена таким образом, что с октября по апрель в море господствуют южные и юго-восточные ветры и только на границе с Северным Ледовитым океаном с января по апрель преобладают восточные и северо-восточные. В мае—августе направление ветров меняется на противоположное — преобладающими становятся ветры северных и восточных румбов. Наиболее существенные объемы льда поступают в море (выносятся) через следующие проливы: Шиллинга (Шпицберген—ЗФИ), Макарова (ЗФИ—Новая Земля), Карские Ворота, м. Святой Нос—м. Канин Нос. Через остальные проливы ледообмен незначителен, и расчеты его не производились. Таким образом, здесь рассматривается ледообмен Баренцева моря с Арктическим бассейном, Карским и Белым морями. Для оценки ледообмена привлекались данные литературных источников [136, 196, 212, 372], а также наши собственные проработки [140, 142, 144].

В работах [136, 140, 212, 318] ледообмен рассчитывался по известной методике Н. Н. Зубова на основе изобарических коэффициентов дрейфа, а в работе [142] использовались данные инструментальных наблюдений, полученных при помощи РЛС БО «Торос». Полеты охватывали период с февраля по июнь, т. е. были освещены данными как зимний, так и начало летнего сезона (период таяния льда). За время наблюдений генеральное направление переноса льдов через основные проливы хорошо совпадает с климатическими данными. При этом действительный ледообмен Баренцева моря через проливы Шиллинга и Макарова превышает рассчитанный по методу изобар. Реальный дрейф льдов, осредненный за декаду, в некоторых случаях больше расчетного в 2—2,5 раза. Наиболее значительные расхождения в расчетах ледообмена возникают, когда изобары параллельны створу пролива.

В табл. 9.3 приведены данные различных авторов по ледообмену Баренцева моря, которые могут быть сравнены между собой. Следует отметить, что результаты Т. И. Санцевич и др. [318] получены по наблюдениям, охватывающим 1934—1954 гг. Этот период характеризовался пониженной ледовитостью морей приатлантического сектора Арктики. Расчеты А. А. Лебедева и Н. С. Уралова [212] соответствуют средним многолетним условиям. Наши расчеты выполнены с учетом данных инструментальных наблюдений, что выразилось в увеличении скорости дрейфа льда на границах моря при оценке ледообмена. Необходимо подчеркнуть, что инструментальные наблюдения проводились в годы, соответствующие средней и несколько повышенной ледовитости моря.

Таблица 9.3

Средние многолетние значения расходов льда в проливах Баренцева моря по данным различных авторов

Пролив	Площадь льдов, тыс. км²			Объем льдов, км³	
	Т. И. Санцевич и др.	А. А. Лебедев, Н. С. Уралов	Наши данные	А. А. Лебедев, Н. С. Уралов	Наши данные
Принос льда					
Шиллинга	18,7	21,0	18,2	58,0	43,5
Макарова	43,4	99,0	77,3	198,0	140,0
Карские ворота	3,7	—	4,2	—	4,6
Святой Нос—Канин Нос	—	—	17,0	—	13,6
Сумма	65,8	120,0	116,7	256,0	201,7
Вынос льда					
Шиллинга	5,0	29,0	27,5	32,0	33,0
Карские Ворота	25,0	61,0	26,7	51,0	21,4
Сумма	30,0	90,0	54,2	83,0	54,4
Разность: принос—вынос	35,8	30,0	62,5	173,0	147,3

Примечание. Под объемом льда здесь и ниже имеется в виду объем льда в водном эквиваленте.

В работе В. Ф. Захарова [136] приводятся графики многолетнего хода ледообмена Баренцева моря с Арктическим бассейном через прол. Шиллинга. По его мнению, вынос льдов (при оценке ледообмена в км²) преобладает над их поступлением. По расчетам всех авторов (табл. 9.3) суммарный принос льдов в море преобладает над выносом. При этом, несмотря на различные оценки площадей льдов приноса и выноса, разность между ними близка между собой. На первый взгляд, разность по нашим данным значительно выше, чем у других авторов, но следует отметить, что в нашей работе, в отличие от других, учтен ледообмен Белого моря с Баренцевым. Результаты наших расчетов наиболее сравнимы с расчетами А. А. Лебедева и Н. С. Уралова, тем более, что кроме площадных

Таблица 9.4

Средние месячные и средние многолетние значения ледообмена Баренцева моря, км³

Характеристика ледообмена	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Принос	15,09	19,52	30,28	36,24	34,79	21,60	13,10	4,00	2,00	4,55	7,00	13,53	201,70
Вынос	9,84	10,98	9,50	3,18						5,85	8,10	6,95	54,40
Разность	5,25	8,54	20,78	33,06	34,79	21,60	13,10	4,00	2,00	—1,30	—1,10	6,58	147,30

характеристик в обоих случаях приведены и объемы льда, соответствующие ледообмену. Этот показатель расходов льда в проливах Баренцева моря наиболее объективен, к тому же его можно сопоставлять с расходами вод в данных проливах [84]. Примером показательности и объективности является расчет ледообмена моря с Арктическим бассейном через прол. Шиллинга. Рассматривая площадные характеристики, убеждаемся, что по материалам всех авторов, а также работы [142], вынос льдов преобладает над приносом, а по объемам льда — наоборот. Действительно, из Арктического бассейна поступают мощные многолетние (в основном двухлетние) льды, в то время как из Баренцева моря выносятся льды более молодых образований: от начальных видов до толстого однолетнего.

Принос льда через прол. Карские Ворота, хотя и в незначительном количестве, отмечается в работах [196, 318] и по нашим расчетам (в работе [212] он отсутствует). Результаты съемок с РЛС БО «Торос» и наблюдения на НИЛ «Отто Шмидт» в юго-восточной части моря подтвердили наличие течения Литке не только в летний период, но и зимой. Оно способствует поступлению льдов из Карского моря и препятствует в некоторой степени выносу льда из Печорского моря в Карское. По нашему мнению, данные работ [196, 212] по выносу льдов через пролив Карские Ворота сильно завышены. Практически получается, что 70—100 % образовавшегося льда в Печорском море (близком по площади к Белому морю) выносится в Карское. По нашим данным эта величина не может превышать 20—25 %. Контрольными цифрами для такого утверждения могут служить данные о ледообмене Белого и Баренцева морей, а также расход льда через Поморский пролив (между о. Колгуев и м. Святой Нос—Тиманский), составляющий с декабря по апрель 6,7 км³ [144] — около 50 % годовой интенсивности беломорского ледяного потока или 14 % образующегося в Печорском море льда. Очевидно, что часть переносимых через Поморский пролив льдов имеет местное происхождение, поэтому указанная цифра является максимальной оценкой количества беломорского льда, поступающего в Печорское море. Данные радиолокационных и аэрофотосъемок, проведенных в феврале—мае 1974 и 1982—1983 гг. с дискретностью 1—3 сут, а также серия дрейфующих комплексов «ледокол+льдина» показывают, что указанный в работе [212] вынос льдов обычно не наблюдается и может быть лишь в экстремальных условиях при сочетании и однонаправленности нескольких физических факторов: ветра, постоянного (стокового) течения, градиентного течения, обусловленного прохождением серий циклонов над Баренцевым морем, что вызывает «перекачку» вод из центра моря к его периферии [98]. Сочетание таких экстремальных условий кратковременно и не может быть продолжительностью более месяца (крайняя верхняя оценка).

В конечном итоге, сравнивая разности объемов льда приноса—выноса, приходим к выводу, что в Баренцевом море при обмене с соседними бассейнами преобладает принос льдов, составляющий 50—60 км² (в площадях) и 150—180 км³ (в объемах). Следует заметить, что ледообмен моря и ледовый баланс рассчитывались по методике, изложенной в работах [144, 395] с учетом рекомендаций работ [11, 43, 44, 407]. Для учета ледообмена в общем ледовом балансе моря рассмотрим его внутригодовой ход.

Из табл. 9.4 следует, что максимум ледообмена приходится на апрель—май. В этот период в море поступает около половины годового объема льда (принос льда учитывается со знаком «+», вынос — со знаком «—»). В октябре—ноябре отмечается незначительный ледообмен, причем преобладающим является вынос льда за пределы моря.

Для расчетов объемов льда Баренцева моря использовались осредненные многолетние карты ледовых характеристик, полученные в основном по результатам авиационных разведок: ледовитости моря, сплоченности, возраста льда, торосистости, заснеженности. Акватория моря условно разбивалась на квадраты, и рассчитывался помесячно объем льда для каждого квадрата и затем в целом для моря, покрытого льдом, по следующей формуле:

$$V_l = k_l \sum_{l=1}^{n} S_l \sum_{i=1}^{8} H_i N_{li}, \qquad (9.1)$$

где k_l — коэффициент мощности льдов; n — число квадратов моря, покрытых льдом; S_l — площадь каждого квадрата; H_i — средняя толщина i-й градации возраста льдов; N_{li} — парциальная сплоченность льдов данной возрастной градации.

Исходя из данных авиационных разведок и особенностей ледового режима, были выбраны восемь градаций толщины льда [263], представленные в табл. 9.5.

Первые четыре градации являются основными для прикромочных районов моря и для льдов, при-

Таблица 9.5

Характерная толщина льда в Баренцевом море

Номер градации	Возрастной состав льда	Принятая средняя толщина, см
1	Ниласовые	5,0
2	Серый	12,5
3	Серо-белый	22,5
4	Тонкий однолетний	50,0
5	Средний однолетний	100,0
6	Толстый однолетний	135,0
7	Двухлетний	200,0
8	Многолетний	300,0

носимых из Белого моря. В юго-восточной части моря встречаются льды пятой градации. Остальные градации присущи северным районам моря, причем две последние характерны для льдов Арктического бассейна в северо-западной части Карского моря, поступающих в Баренцево море. Такая условная разбивка по градациям, ориентированным на данные ледовой разведки, приводит к относительной погрешности расчета по формуле (9.1), достигающей 40 % в случае равномерного распределения льда различных возрастов по акватории [144].

Однако уменьшить эту погрешность не представляется возможным из-за отсутствия инструментальных измерений, одновременно охватывающих значительные пространства моря. Некоторые коррективы возможно ввести по данным измерений на НИЛ «Отто Шмидт», но эти наблюдения охватывают только прикромочную зону.

Средняя толщина льда значительно зависит от торосистости. Для учета этой зависимости был введен коэффициент мощности, согласно работе [44]. Объем снега на льду принимался пропорциональным количеству льда данной возрастной градации (начиная с третьей) и рассчитывался по формуле

$$V_c = \frac{\rho_c}{\rho_л} \sum_{i=1}^{n} S_i \sum_{i=3}^{8} H_{ci} N_{ti}, \qquad (9.2)$$

где V_c — объем льда, соответствующий снегонакоплению за месяц; $\rho_л$ — плотность льда (0,93 г/см³); ρ_c — плотность снега (0,32 г/см³); H_{ci} — толщина снега на льду i-й градации толщин льда.

Результаты расчетов по формулам (9.1), (9.2) представлены в табл. 9.6, из которой следует, что приведенный объем снега на льду составляет около 0,5 % от объема льдов бассейна, и им можно пренебречь при расчетах ледообмена.

Ледовый баланс замкнутого бассейна в среднем многолетнем аспекте равен нулю, объемы образовавшегося льда равны объемам стаявшего. Но поскольку Баренцево море свободно обменивается с соседними, и при этом преобладает принос льдов, то в целом баланс моря отрицательный. Перед началом ледообразования, в сентябре, остаточный лед составляет 71,20 км³ (табл. 9.6). К апрелю в море образуется 1080,04 км³, а с учетом приведенного объема снега — 1086,42 км³. Ледотаяние с учетом ледообмена составляет — 1233,72 км³. Ледообмен Баренцева моря по сравнению с объемами образовавшегося (стаявшего) льда незначителен и составляет около 3 %. Наши данные близки к оценкам, полученным в работе [211], но следует заметить, что в упомянутой статье ледовый баланс Баренцева моря рассматривается совместно с Белым морем.

9.4. Геометрические параметры морских льдов

Совместное действие термических и динамических факторов на покрытые льдом акватории морей формирует постоянно изменяющуюся разрывную структуру ледяного покрова, представленную совокупностью ледяных полей различных форм и размеров. Степень раздробленности льда определяет в свою очередь взаимодействие внутри ледяного покрова и воздействие его на суда и гидротехнические сооружения. Применение аэрофото- и радиолокационной съемок позволило определить ряд геометрических характеристик, к которым обычно относят диаметры (наибольшие размеры), поперечники (максимальные размеры льдин, перпендикулярные диаметру), периметры и площади льдин. Нарушения сплошности ледяного покрова (трещины, каналы, разводья) являются геометрическими фигурами более сложной формы, чем льдины. Однако и для них возможно измерение диаметров, поперечников и площадей [145]. Эти параметры существенно дополняют информацию о структуре ледяного покрова.

Для задач гидротехнического строительства и судоходства наибольший интерес представляют площади льдин, позволяющие оценить кинетическую энергию дрейфующего льда. Основным источником режимной информации о размерах льдин в настоящее время является ледовая разведка, методика проведения которой предусматривает лишь грубую оценку линейных размеров льдин. Одной из важных задач обработки данных инструментальных съемок является отыскание связи между площадными и линейными габаритными размерами льдин — диаметрами и поперечниками. Такие зависимости затем используются при расчете площадей льдин по данным ледовой разведки. Для расчета бокового таяния льдов используется периметр льдин. По данным измерений периметра на снимках можно также найти зависимости периметра льдин от их линейных габаритных размеров.

Измерение геометрических параметров ледяного покрова производилось по данным радиолокационных съемок Баренцева моря. Для шести районов, равномерно распределенных по акватории моря, было отобрано 24 снимка, относящихся к различным сезонам ледового периода. Выборка льдин производилась так, чтобы они покрывали площадь снимка с минимальными пропусками. На каждом снимке было выделено от 150 до 1100 льдин диаметром более 0,5 км. Линейные и площадные характеристики льдин измерялись с погрешностью 0,2 км и 0,4 км² соответственно.

Соотношения между линейными и площадными параметрами льдин определялись способом наи-

Таблица 9.6

Средние месячные значения объемов льда в Баренцевом море, км³

Характеристика баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Баренцевоморский лед	648,15	884,66	1038,82	1151,24	1091,91	850,90	420,55	189,80	71,20	115,30	197,90	408,92
Приведенные объемы снега на льду	2,90	4,30	4,68	6,38	4,61	2,44				0,36	1,15	2,33
Ледообмен	5,25	8,54	20,78	33,06	34,79	21,60	13,10	4,00	2,00	—1,30	—1,10	6,58
Всего льда в море	656,30	897,50	1064,28	1190,68	1134,31	874,94	433,65	193,80	73,20	114,36	197,95	417,83

меньших квадратов по выражениям, предложенным в работе [219]:

$$S_л = K_1 d^2 = K_2 \xi d^2; \quad (9.3)$$

$$S_л = K_3 db; \quad (9.4)$$

$$S_л = K_3 l^2, \quad (9.5)$$

где $S_л$ — площадь льдины; d, b — диаметр и поперечник льдины соответственно; $b/d=\xi$ — эксцентриситет льдины; $l=(a+b)/2$; коэффициенты K_1, K_2 имеют смысл коэффициентов полноты, показывающих, какую часть площади описанного квадрата или прямоугольника занимает площадь реальной льдины.

Чтобы определить, как изменяются эти соотношения для льдин различной формы, в каждом случае ряд разбивался на три группы в зависимости от эксцентриситета льдины ξ. К удлиненным льдинам относились льдины, эксцентриситет которых не превышает 0,55, к овальным — льдины в интервале $0{,}55 \leqslant \xi \leqslant 0{,}85$ и к округлым — льдины с $\xi > 0{,}85$. Наиболее чувствительным к этому показателю является коэффициент K_1, поскольку, как это следует из формулы (9.3), он в неявной форме включает ξ. Рассчитав величины K_1 и K_2, можно из формулы (9.3) определить средний по совокупности эксцентриситет льдин $\bar{\xi}$, не вычисляя его для каждой отдельной льдины. В табл. 9.7 приведены значения коэффициентов K_1, K_2, K_3 и $\bar{\xi}$, осредненные для восьми снимков северной части Баренцева моря.

Таблица 9.7

Соотношение между линейными и площадными характеристиками льдин в зависимости от степени их удлиненности

Форма льдин	K_1	K_2	K_3	$\bar{\xi}$
Удлиненные $\xi < 0{,}55$	0,31	0,67	0,58	0,46
Овальные $0{,}55 \leqslant \xi \leqslant 0{,}85$	0,45	0,66	0,64	0,65
Округлые $\xi > 0{,}85$	0,64	0,66	0,68	0,91

Если зависимость коэффициента K_1 от степени удлиненности льдин ξ прослеживается как в среднем, так и для каждого отдельного случая, то коэффициенты K_2 и K_3 от этой величины не зависят. Анализ средних квадратических отклонений аппроксимации площади льдин показал, что наилучшие и практически одинаковые результаты дают выражения (9.4, 9.5).

Малочисленность рассмотренных ситуаций по каждому из районов Баренцева моря не позволяет определить для них режимные характеристики льдин и дает лишь некоторое представление о временной и пространственной изменчивости структуры ледяного покрова (табл. 9.8). Несмотря на фрагментарность данных, для всех рассмотренных случаев наблюдается уменьшение удлиненности льдин от периода ледообразования до начала разрушения ледяного покрова. Это нашло свое отражение в увеличении коэффициентов K_1 и ξ от октября к июню для северной части моря и от февраля к маю — для юго-восточного района. Поэтому, для уменьшения среднего квадратического отклонения при расчете площадей льдин по их диаметру, следует пользоваться значением K_1, осредненным по месяцам.

Таблица 9.8

Сезонная изменчивость коэффициентов связи линейных и площадных параметров льдин

Район Баренцева моря	Месяц	K_1	K_2	K_3	ξ	Количество снимков
Северная часть	X	0,34	0,62	0,59	0,54	2
	IV	0,42	0,69	0,62	0,55	3
	VI	0,43	0,67	0,63	0,67	3
	X—VI	0,41	0,68	0,62	0,61	8
Юго-восточная часть	II	0,36	0,70	0,63	0,52	3
	III	0,40	0,72	0,66	0,55	2
	IV	0,44	0,69	0,63	0,64	8
	V	0,53	0,71	0,69	0,69	3
	II—V	0,33	0,70	0,65	0,62	16
Общее	X—VI	0,42	0,69	0,64	0,61	24

Зависимости между диаметром, поперечником и периметром льдины определялись по восьми снимкам северной части Баренцева моря в виде:

$$P_л = K_4 d_i; \quad (9.6)$$

$$P_л = K_5 \sqrt{db}; \quad (9.7)$$

$$P_л = K_6 l, \quad (9.8)$$

где $P_л$ — периметр льдины; $l=(b+d)/2$.

Значения коэффициентов K_4—K_6 представлены в табл. 9.9.

Таблица 9.9

Средние коэффициенты связи между параметром льдин и их линейными размерами в зависимости от ξ

Форма льдин	K_4	K_5	K_6	$\bar{\xi}$
Удлиненные $\xi < 0{,}55$	2,37	3,53	3,28	0,46
Овальные $0{,}55 \leqslant \xi \leqslant 0{,}85$	2,62	3,19	3,12	0,65
Округлые $\xi > 0{,}85$	2,86	3,00	3,00	0,91
Средние по всем совокупностям	2,53	3,31	3,18	0,61

При вычислении коэффициентов K_4, K_5, K_6 для каждого снимка отчетливо прослеживается их зависимость от степени удлиненности льдин. Коэффициент K_4 возрастает, а коэффициенты K_5, K_6 убывают с увеличением среднего эксцентриситета совокупности льдин. Точность аппроксимации периметров льдин соотношениями (9.6)—(9.8) весьма высокая: среднее квадратическое отклонение составило соответственно 14, 13 и 12 %.

По материалам съемок в северной части Баренцева моря было получено также соотношение между периметром и площадью ледяного покрова:

$$S_л = 0{,}06 P_л^2. \quad (9.9)$$

Это соотношение, однако, не нашло применения вследствие больших ошибок аппроксимации и трудоемкости измерения обоих параметров. Из вышесказанного следует, что между геометрическими параметрами ледяного покрова существует устойчивая

связь, которую можно с успехом использовать при расчете периметров и площадей льдин по их линейным размерам. Линейные размеры льдин, как правило, являются определяющими при ведении визуальных ледовых разведок.

Наиболее полной характеристикой раздробленности ледяного покрова являются функции распределения площадей льдин. Обычно используются безразмерные интегральные функции парциального распределения площадей льдин $F(S_k)$, представляющие собой долю общей площади льда, занимаемой льдинами, площади $S_л$ которых больше фиксированной S_k [143]. Исходя из этого определения, имеем

$$F(S_k) = \frac{1}{\bar{S}_л} \int_{S_k}^{\infty} \bar{S}_л f(S)\, dS, \qquad (9.10)$$

где $\bar{S}_л$ — средняя площадь льдин; $f(S)$ — плотность вероятности площади льдины (дифференциальная функция распределения ледяных полей).

В случае дискретного статистического ряда

$$F(S_k) = \frac{1}{\bar{S}_л} \sum_{i=K}^{\infty} P_i S_i, \qquad (9.11)$$

где $P_i = m_i/N$ — статистическая вероятность; m_i — количество случаев, когда площадь льдины превышает значения S_i.

Вычисление интегральной функции $F(S_k)$ производится путем суммирования общей площади всех льдин, находящихся в каждом из интервалов, от наибольших льдин (редкой повторяемости) к наименьшим. Достоинством этих функций является возможность учета вклада частот льдин, размеры которых меньше разрешающей способности съемочной аппаратуры (в нашем случае менее 0,5 км).

По материалам радиолокационных съемок юго-восточной части Баренцева моря в апреле 1974 г. были построены интегральные функции парциального распределения льдин. Для этих функций были предложены [143] аппроксимирующие выражения, более удобные, чем в [219]:

$$F = \exp\left(-\beta_л \tilde{S}\right), \qquad (9.12)$$

где $\beta_л$ — коэффициент, полученный способом наименьших квадратов; $\tilde{S} = S_л/S_{20\%}$ — безразмерная площадь льдин; $S_{20\%}$ — площадь льдин, при которой интегральная площадь $F = 20\ \%$ (квантиль распределения).

С учетом соотношения между линейными и площадными характеристиками ледяного покрова вида (9.5), это выражение по аналогии с работой [219] представлено в виде

$$F = \exp\left(-\alpha_л \tilde{d}^2\right), \qquad (9.13)$$

где $\tilde{d} = d/d_{20\ \%}$, $d_{20\ \%}$ — диаметр льдины, при котором интегральная функция парциального распределения площадей льдин $F = 20\ \%$.

Значение коэффициента $\alpha_л$ для этих снимков изменяется от 1,7 до 1,9, а для генеральной совокупности составило 1,9. Средние квадратические погрешности аппроксимации составили 3,6 %. Недостатком этого способа аппроксимации является необходимость измерения параметров $d_{20\ \%}$ и $S_{20\%}$ по снимкам или оценка их по данным специальных визуальных наблюдений за раздробленностью ледяного покрова. Кроме того, как это отмечено в работе [386], аппроксимация функций парциального распределения площадей льдин через его квантиль зачастую не позволяет с достаточной точностью рассчитать эту функцию в области экстремально больших льдин.

По данным 24 радиолокационных съемок в Баренцевом море были построены эмпирические дифференциальные и интегральные функции распределения диаметров, поперечников, периметров и площадей льдин в виде:

$$f_i = N_i/N, \qquad (9.14)$$

где f_i — эмпирическая дифференциальная функция распределения льдин; N_i — количество льдин, попадающих в i-й интервал значений параметра; N — общее количество льдин;

$$F_i = \sum_{i=1}^{K} \frac{N_i}{N}, \qquad (9.15)$$

где F_i — эмпирическая интегральная функция распределения льдин; K — количество интервалов.

Суммирование частот ведется также от больших льдин к наименьшим. Полученные функции распределения геометрических параметров льдин имеют вид J-образных или сильно асимметричных кривых. На рис. 9.6 представлены примеры эмпирических функций распределения. Основная особенность этих кривых заключается в их асимптотическом приближении к оси частостей по мере уменьшения размеров льдин. Такая особенность функций распределения диаметров льдин для неарктических морей была ранее отмечена по данным аэрофото- и радиолокационных [219] съемок. Из рис. 9.6 следует, что, несмотря на общие черты, различия функций распределения геометрических параметров и выборочная изменчивость каждого параметра достигают существенных величин. Поэтому имеет смысл аппроксимировать эти кривые многопараметрическим законом распределения, обеспечивающим высокую точность аппроксимации. Изменчивость параметров такого распределения позволит отразить многообразие эмпирических данных.

Характерная асимметричность эмпирических функций распределения площадей льдин и внешнее сходство их с кривыми обеспеченности расходов рек позволили применить методику Картвелишвили [169], обычно применяемую в гидрологии. Суть этого метода заключается в подборке способом наименьших квадратов коэффициентов нормирующего ряд выражения вида

$$x_н = A_н \ln \ln [1 + (x - \bar{x})/(x_{пр} - \bar{x})] + B_н \ln [(x - \bar{x})/(x_{пр} - \bar{x})] + C_н \sqrt{(x - \bar{x})/(x_{пр} - \bar{x})}, \qquad (9.16)$$

где $x_н$ — нормированная величина; x — фактическая величина; $\bar{x}$ — среднее арифметическое ряда; $x_{пр}$ — предел изменения ряда; $A_н$, $B_н$, $C_н$ — параметры нормировки.

Нормирование при помощи этой функции позволяет приводить исходные асимметричные распределения параметров к нормальному (гауссовскому) распределению и в дальнейшем производить оценку квантилей распределения по нормальному закону. Параметры распределения Картвелишвили $\bar{x}$, $A_н$,

$B_н$, $C_н$ являются немоментными оценками изменчивости эмпирических распределений.

В табл. 9.10 приведены интервалы изменчивости значений параметров распределения геометрических характеристик льдин, рассчитанные по двенадцати снимкам юго-восточной и семи снимкам северной части Баренцева моря. Параметры $A_н$, $B_н$, $C_н$ для нижних или верхних значений интервалов изменчивости в каждом случае характеризуют форму распределения реальной выборочной совокупности.

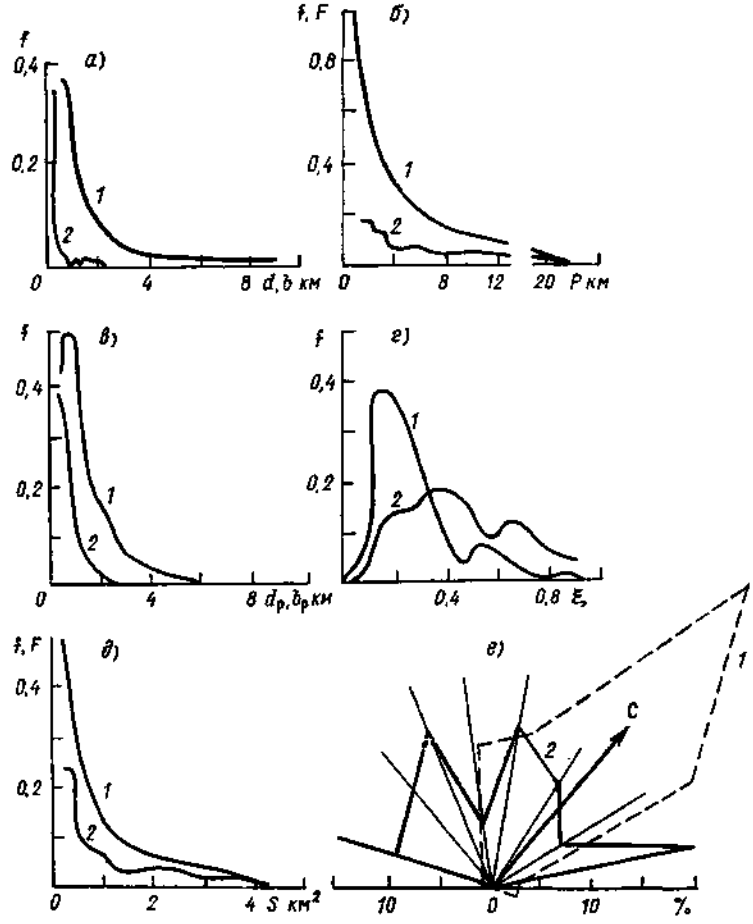


Рис. 9.6. Функции распределения геометрических параметров льдин.

а — дифференциальные функции диаметров (*1*) и поперечников (*2*) льдин; *б* — интегральные (*1*) и дифференциальные (*2*) функции распределения параметров льдин; *в* — распределение диаметров (*1*) и поперечников (*2*) разводий; *г* — функции распределения параметра ξ; *д* — интегральные (*1*) и дифференциальные (*2*) функции распределения площадей разводий, *е* — розы-диаграммы ориентации разводий, одно- (*1*) и двухлепестковая (*2*).

Таблица 9.10

Интервалы выборочной изменчивости параметров распределения Картвелишвили геометрических характеристик льдин

Район моря	$A_н$	$B_н$	$C_н$
	Площадь		
Юго-восток	1,1—8,4	—0,7... —7,4	0,9—3,7
Север	6,4—11,0	—5,4... —10,1	3,0—5,0
	Диаметр		
Юго-восток	1,8—18,7	—0,2... —15,5	1,0—7,4
Север	12,1—18,7	—10,2... —15,9	5,1—7,5
	Поперечник		
Юго-восток	—2,4—15,0	3,7... —12,2	0,6—5,9
Север	9,2—21,1	—7,4... —18,2	3,9—8,4
	Периметр		
Север	10,3—15,9	—8,6... —12,9	+4,4—6,3

Из таблицы следует, что наибольший размах имеет колебание параметров распределения поперечников льдин, охватывающих весь диапазон изменения этих параметров для других элементов геометрии льдин. Поэтому параметры формы аппроксимирующей функции Картвелишвили не позволяют выявить различий в распределениях площадей, периметров, диаметров и поперечников льдин. Это указывает на тесную взаимосвязь функций распределения геометрических характеристик льдин. Связь их подтверждается тем, что, как правило, функции распределения сразу нескольких геометрических характеристик льдин, относящихся к одному снимку, имеют экстремальные параметры формы. Однако применение аппроксимации эмпирических функций распределения геометрических параметров льдин также не позволило избежать значительных погрешностей аппроксимации, особенно для льдин экстремально больших размеров.

Функции распределения геометрических параметров льдин не исчерпывают описания разрывной структуры ледяного покрова. Нарушения сплошности ледяного покрова (трещины, каналы, разводья)

являются геометрическими фигурами произвольной формы и размеров, параметры которых также, наряду с размерами льдин, характеризуют особенности раздробленности ледяного покрова. Однако подобрать такие параметры значительно сложнее, чем для льдин, и они обычно применяются в случае сильно сплоченных льдов. При обработке материалов радиолокационных съемок в Баренцевом море реальные водные образования во льдах представлялись минимальным числом выпуклых фигур, диаметры которых полностью принадлежат данному разводью и максимальны для такого разбиения. При таком подходе извилистый канал представляется в виде нескольких «колен», для каждого из которых измерялся диаметр, поперечник, средняя ширина разводья.

Представим диаметр разводий векторной величиной. Тогда его ориентация находится как угол в интервале от 0 до π, отсчитываемый слева направо относительно линии сканирования РЛС БО «Торос». Вводя поправку на курс самолета, получим ориентацию разводий. Для изучения закономерностей ориентации разводий во льдах северной части Баренцева моря были построены розы-диаграммы направлений (см. рис. 9.6 *е*). Наблюдались два вида диаграмм: одно- и двухлепестковые. Анализ данных показал, что в первом случае ледяной покров находился в сжатом состоянии, для которого характерно примерно параллельное распределение нарушений сплошности ледяного покрова. Когда в сплоченном ледяном покрове льды находятся на расплыве, розы-диаграммы имеют «двухлепестковый» вид, причем каждому лепестку соответствует примерно одинаковая повторяемость разводий. В данном случае отмечается полигональность ледяного покрова, однако угол между лепестками не постоянен и зависит от динамического состояния льдов.

На рис. 9.6 *в* показаны дифференциальные функции распределения диаметров разводий и их поперечников. Из рисунка следует, что распределение диаметров и поперечников разводий, так же как и льдин, имеет сходный вид J-образных кривых, причем для поперечников эти кривые значительно круче.

Для разводий были рассчитаны величины $\xi = b_p/d_p$ (эксцентриситет разводий). Характерные кривые распределения представлены на рис. 9.6 *г*. В сплоченных льдах распределение ξ имеет вид двухвершинной кривой. Первый пик приходится на значение $\xi = 0{,}2 \ldots 0{,}4$ и имеет для таких льдов максимальную повторяемость. Второй пик кривой соответствует значению $\xi = 0{,}6 \ldots 0{,}7$ и характерен для льдов «на расплыве». Такие разводья образуются, как правило, в результате неполной упаковки льдин и не превышают их размеров. Интересно заметить, что во всех рассмотренных случаях наблюдался минимум повторяемости эксцентриситета разводий, соответствующий значению $\xi = 0{,}4 \ldots 0{,}6$.

Для определения площадных характеристик водных включений во льдах введем оценку площади отдельного разводья в виде

$$(S_p)_i = (d_p)_i (b_p)_i, \qquad (9.17)$$

где $(b_p)_i$ — средняя ширина разводья в направлении, перпендикулярном диаметру.

По данным расчета строились дифференциальные и интегральные функции распределения (рис. 9.6). Они также имеют вид J-образных кривых. В табл. 9.11 представлены интервалы выборочной изменчивости параметров Картвелишвили функций распределения диаметров, поперечников и средней ширины разводий, полученные по двум радиолокационным снимкам юго-восточной части и шести снимкам северной части Баренцева моря.

Таблица 9.11

Интервалы выборочной изменчивости параметров распределения Картвелишвили геометрических характеристик разводий

Характеристика разводий	$A_и$		$B_и$		$C_и$	
	от	до	от	до	от	до
Диаметр	0,9	9,7	—7,5	0,5	0,6	4,0
Поперечник	—40,3	5,1	—3,4	39,0	—14,8	2,2
Средняя ширина	—15,9	10,4	—7,4	16,3	—5,7	4,0

Из таблицы следует, что функции распределения диаметров разводий подобны функциям распределения диаметров льдин. Существенно отличаются от них кривые распределения средней ширины и поперечников льдин. Ввиду сильной изменчивости форм разводий во льдах и малочисленности данных эти значения следует считать оценочными. Таким образом, функции распределения линейных и нелинейных параметров льдин и разводий имеют сходный вид J-образных кривых.

9.5. Дрейф льда

Движение плавающего морского льда происходит под действием различных факторов, преобладающими из которых являются действие ветра и течений, причем в синоптическом и мезомасштабе влияние ветра существенно по сравнению с другими силами. Из архива данных, которые сформированы как массивы географических координат ледовых объектов по отдельным съемкам, были выбраны пары ледовых разведок с временным интервалом, кратным 12,5 ч. Это позволило исключить полусуточную приливную составляющую, которая характерна для Баренцева моря. На основе экспериментальных данных, полученных для юго-восточной части Баренцева моря, была сделана попытка исследовать поведение дрейфующего морского льда в типичных ветровых ситуациях, что дает возможность перехода от режимных характеристик изменчивости ветра к таким же характеристикам полей скорости дрейфа льда.

Для характеристики ветровых условий были использованы синоптические карты за период с 1964 по 1978 г., а также результаты синоптической типизации, представленные в работе [18]. Прикладная направленность работы позволила ограничиться рассмотрением случаев, когда скорость ветра превышала 10 м/с.

На ограниченной акватории юго-восточной части моря приземные изобары являются практически всегда прямолинейными. Прохождение центров барических образований через этот район происходит достаточно редко и типизацией не охватывается. Как показали расчеты, наибольшую вероятность перехода из типа в тип в течение последующих 12 ч

при сохранении скорости ветра более 10 м/с имеют типы барических ситуаций, приводящих к западным и юго-западным ветрам. Вероятность перехода в любой другой тип из данного, как правило, вдвое меньше. Это позволяет при анализе связей полей ветра и скорости дрейфа льда не учитывать перехода из одного синоптического типа в другой.

Во время проведения экспериментов преобладали слабые (до 10 м/с) ветровые потоки южного и юго-западного направлений при полном отсутствии восточного (средняя многолетняя повторяемость 6—7 %) и западного (20—30 %) ветров. Следовательно, типы ветровых полей за период съемок не соответствуют полному режимному набору ситуаций. Поэтому результаты обработки данных наблюдений за дрейфом не полностью отражают возможной изменчивости полей скоростей дрейфа, а их анализ должен проводиться с определенной осторожностью.

В районе съемок в юго-восточной части Баренцева моря из-за особенностей географического расположения кромки все поля дрейфа делятся в основном на две группы. К одной группе относятся поля, порождаемые ветрами, направленными с воды через кромку на лед (9 полей), а ко второй — поля при ветре со льда на воду (15 полей). При анализе этих полей выяснилось, что при ветре с воды скорости дрейфа в среднем меньше, чем при противоположном направлении ветра. При этом часто наблюдаются сжатия. Во всех случаях сопоставление полей скоростей дрейфа и скоростей ветра позволяет сделать вывод, что дрейф льда в основном направлен по ветру и характеризуется большой изменчивостью.

Более подробное исследование связи полей ветра с дрейфом проведено с помощью корреляционного метода [85, 420]. Для численной реализации этой методики был разработан специальный комплекс программ, который позволил выявить тесноту связи дрейфа с ветром с помощью коэффициента корреляции R_v, определить распределение ветрового коэффициента K_v и угла отклонения φ_v вектора дрейфа от направления ветра.

Непосредственный расчет этих параметров оказался невозможным из-за значительной связности характеристик поля ветра при частом расположении векторов дрейфа. Всего в ходе обработки данных съемки было определено около 10 000 векторов. Для уменьшения связности характеристик ветра движущиеся точки, выделенные в ледяном покрове, объединяют в некоторые области, определяемые заданным радиусом осреднения r_v. Координаты точек в каждой области осредняются, и эти осредненные значения относят к некоторому объекту, который имеет также осредненную по всем точкам скорость перемещения. Таким образом, вся юго-восточная часть моря разбивается на непересекающиеся области с единым радиусом осреднения и динамическими характеристиками осредненных объектов. Кроме всего прочего, это уменьшает вклад ошибок, возникающих при определении скоростей дрейфа реальных объектов, и позволяет снизить объем информации о динамике морского льда без уменьшения общей информативности.

Поля ветра рассчитывались по синоптическим картам с дискретностью 3 ч для всего периода проведения летних экспериментов. Шаг сеточной области при таких расчетах составлял 200 км. Полученные вектора ветра интерполировались в центры осреднения векторов дрейфа при помощи квадратичной формулы Лагранжа и осреднялись по времени путем интегрирования по формуле трапеций за период между парами разведок.

По результатам расчетов установлено, что связь ветра с дрейфом неустойчива ($R_v<0{,}3$). Слабая связь приводит к малым ветровым коэффициентам, а также разбросу отклонения векторов дрейфа от

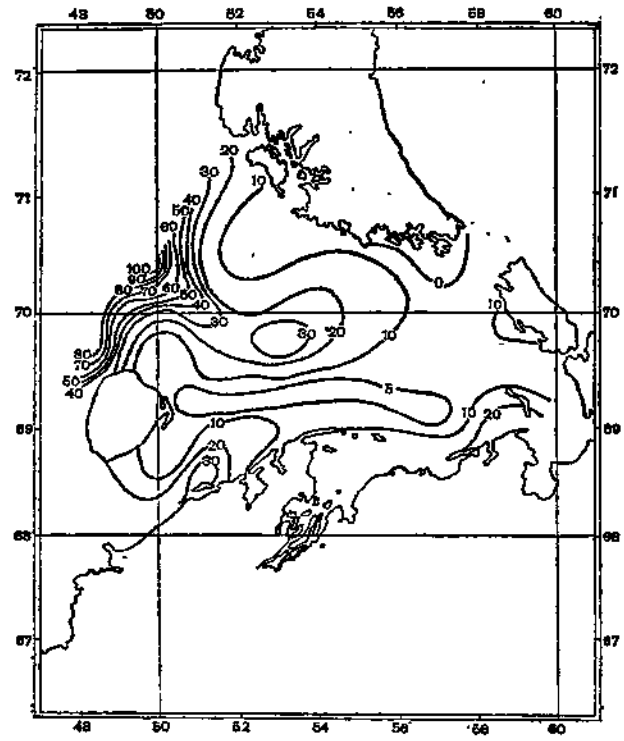


Рис. 9.7. Распределение ветровых коэффициентов ($K_v \cdot 10^3$) в юго-восточной части Баренцева моря.

ветровых потоков. Наиболее вероятной причиной подобной изменчивости является ограниченность акватории и влияние местных условий на дрейф.

Для исследования этого влияния ряды векторов скорости дрейфа группировались по квадратам сеточной области с шагом 50 км. Полученные по этим рядам параметры связи скоростей дрейфа и ветра R_v, K_v, φ_v относились к центрам соответствующих квадратов. В северной части бассейна коэффициент корреляции остался низким, что объясняется преобладанием в период экспериментов ветров южных румбов и, как следствие, наличием зон сжатия вдоль берегов островов арх. Новая Земля. К прикромочной области коэффициент корреляции увеличивается и в центральной части достигает наибольших значений ($R_v=0{,}75$).

На рис. 9.7 приведено распределение ветровых коэффициентов в юго-восточной части моря. Их значения увеличиваются от арх. Новая Земли и о. Вайгач к югу и западу до максимальных величин в прикромочной области. Значения $K_v=0{,}02...\ 0{,}03$, близкие к полученным для свободного дрейфа в Арктическом бассейне [85, 388], наблюдаются только в центральном районе и у южных прикромочных областей. Подобное распределение ветровых коэффициентов также может быть объяснено влиянием берега. У кромки максимальное значение коэффициентов ($K_v=0{,}12$) свидетель-

ствует, что в этой части акватории на дрейф льда влияют сильные подледные течения, которые не могут быть выделены корреляционным методом, так как они пропорциональны скорости дрейфа. Для сравнения на рис. 9.8 приведено распределение ветровых коэффициентов, полученных аналогичным образом для северных районов моря по результатам радиолокационной съемки в районе

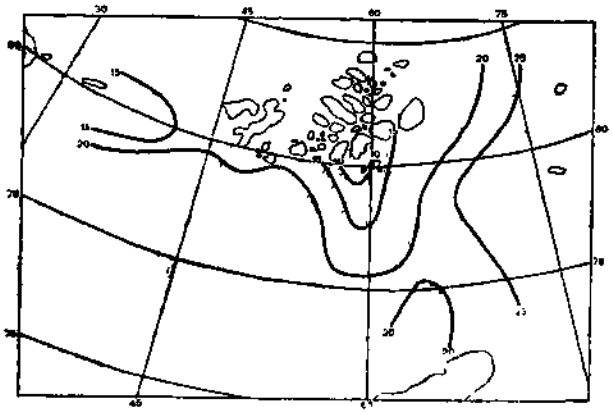


Рис. 9.8. Распределение ветровых коэффициентов ($K_v \cdot 10^3$) в северной части Баренцева моря.

арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). Здесь также коэффициенты корреляции R_v не превосходят 0,30 у берегов архипелага, где сказывается эффект взаимодействия ледяного покрова с берегом, и реальный ветер наиболее сильно отклоняется от градиентного. По мере удаления от берегов они несколько возрастают. Аналогично ведут себя ветровые коэффициенты.

Исследуя пространственное распределение угла между векторами дрейфа и ветра в юго-восточной части моря, можно сделать вывод, что наибольшие отклонения как вправо ($\varphi_v > 0$), так и влево ($\varphi_v < 0$) наблюдаются в зоне проливов, прикромочной области и у препятствий (рис. 9.9). В центральной части бассейна угол φ_v близок к полученному для свободного дрейфа в Арктике. Аналогично ведут себя углы отклонения, полученные для района ЗФИ (рис. 9.10).

Корреляционный метод позволяет также выявить вектора подледных «постоянных» течений. Схема этих течений для юго-восточной части Баренцева моря приведена на рис. 9.11. Здесь обнаруживается сходство со схемами «постоянных» течений юго-восточной части Баренцева моря (см. рис. 7.6, 7.7). Прослеживаются Беломорское стокоживается сходство со схемами «постоянных» течения Литке и Печорское. В прол. Карские Ворота преобладает вынос из Баренцева моря, который проявляется в дрейфе баренцевоморских льдов, вторгшихся в Карское море.

Для дальнейшего изучения связи ветра с дрейфом ледяного покрова весь архив данных для юго-восточной части моря разбивался на части, из которых выбирались ситуации с нажимным дрейфом (ветер западных румбов) и отжимным (ветер восточных румбов). Для каждого случая исходные данные по ветру и дрейфу группировались по квадратам аналогично тому, как это было описано выше для всего набора данных. При этом сократилась длина использованных в расчетах рядов и резко снизилась устойчивость и обеспеченность полученных параметров. В данном случае коэффициенты корреляции и ветровые коэффициенты заметно возросли, однако общий характер их распределения

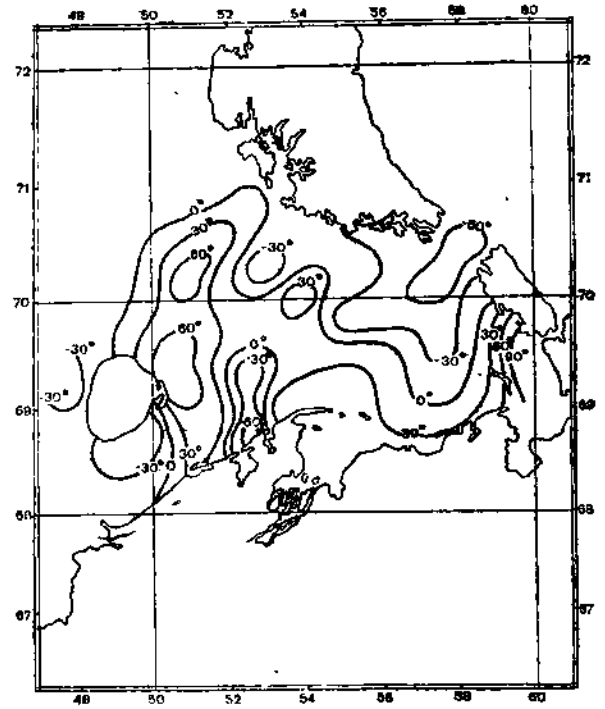


Рис. 9.9. Распределение углов отклонения векторов дрейфа от ветра в юго-восточной части Баренцева моря, °.

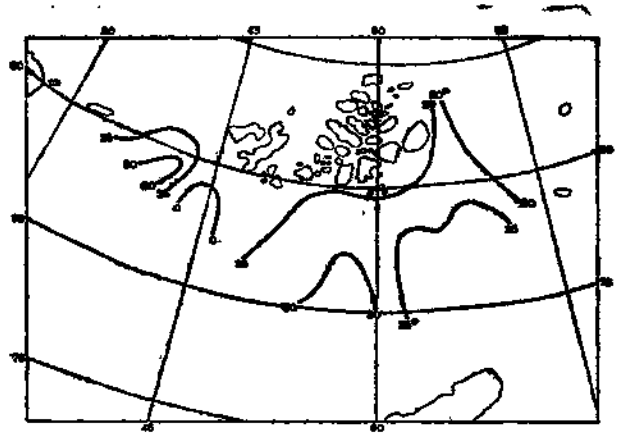


Рис. 9.10. Распределение углов отклонения векторов дрейфа от ветра в северной части Баренцева моря, °.

остался прежним. Значительная изменчивость ветровых коэффициентов (от 0 до 0,5) и углов отклонения (от —120 до +120°) и характер их распределения так же, как и для общего случая, указывают на влияние течений и очертаний берега при формировании поля скорости дрейфа льда. Поля «постоянных» течений теряют свое сходство со схемами на рис. 7.6, 7.7, однако сохраняется характер переноса в районе Поморского пролива и в прол. Карские Ворота.

Из проведенного анализа следует, что параметры связи скоростей дрейфа льда и ветра испытывают значительную пространственную неоднородность и отражают географические особенности при-

брежных районов. Для юго-восточной части моря расчеты и прогнозы дрейфа льда с использованием ветровых коэффициентов и углов отклонения могут проводиться только по ее центральной зоне.

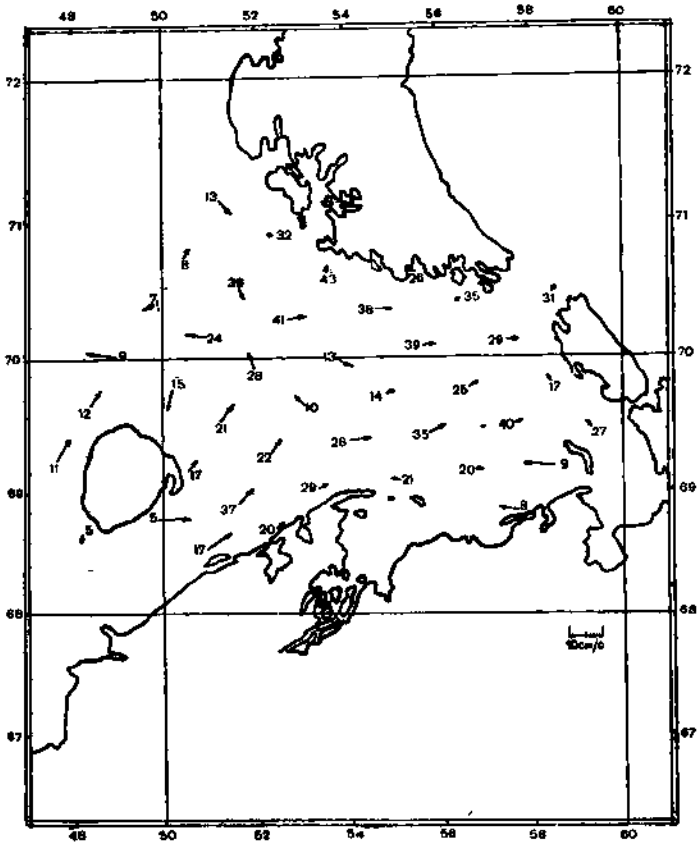


Рис. 9.11. Схема «постоянных течений» и количество наблюдений, по которым выполнен расчет для юго-восточной части Баренцева моря.

9.6. Физико-механические свойства морских льдов

Сведения о физико-механических свойствах морских льдов необходимы для расчета их воздействия на инженерные сооружения в районах морского гидротехнического строительства. На Баренцевом море непосредственные измерения прочностных свойств дрейфующих льдов до настоящего времени не проводились, поэтому соответствующие оценки можно получить только расчетным путем, с использованием известной методики ААНИИ [270]. Исходными данными для расчетов являются соленость, плотность и температура морского льда, а также его структура и текстура. Для льдов Баренцева моря эти характеристики были впервые получены по результатам работ НИЛ «Отто Шмидт» в прикромочной зоне.

Анализ материалов исследований дрейфующих льдов прикромочной зоны позволяет отметить некоторые качественные отличия их в центральной и юго-восточной частях Баренцева моря. Поэтому все данные по физико-химическим свойствам льдов Баренцева моря обобщены для двух районов и систематизированы для преобладающих возрастных градаций ледяного покрова.

Выполненные в центральной части Баренцева моря исследования солености и плотности серо-белых, однолетних тонких и однолетних средних дрейфующих льдов позволили установить пределы их изменчивости (табл. 9.12) и некоторые закономерности вертикального распределения.

Таблица 9.12

Физико-химические характеристики льдов в прикромочной зоне Баренцева моря

Возраст	Толщина льда, см	Соленость, ‰	Плотность, г/см³	Количество кернов
Центральная часть				
Молодой лед (серо-белый)	0—30	8—8,7	0,86—0,89	8
Однолетний тонкий	30—70	5—9	0,85—0,90	5
Однолетний средний	70—120	4—6,5	0,87—0,91	4
Юго-восточная часть				
Молодой лед (серо-белый)	0—30	6—8	0,67—0,90	11
Однолетний тонкий	30—70	6—7,5	0,87—0,91	8
Однолетний средний	70—120	4,4—5,5	0,88—0,92	6

Максимум солености наблюдается в верхних приповерхностных слоях льда, так как зимой в период интенсивного ледообразования имеет место значительный захват солей в межкристаллических промежутках льда. Минимум же плотности в этих слоях объясняется наличием в них значительного количества воздушных включений. Последующее более монотонное намерзание благоприятствует равномерному стеканию рассола из межкристаллических промежутков и уменьшению солености льда. Некоторое увеличение солености у нижней поверхности льда может быть объяснено задержкой миграции рассола под воздействием гидростатического давления. Увеличение плотности льда в средних слоях объясняется уменьшением воздушных включений и подтверждается текстурой льда. Уменьшение солености в верхнем поверхностном слое однолетнего среднего льда объясняется выжиманием рассола на поверхности при резком повышении температуры и последующим его выветриванием.

Визуальный анализ проб льда и фотографий их кристаллической структуры показывает, что все исследуемые возрастные стадии льдов в общем имеют одинаковое строение. Так, серо-белый (до 25—30 см) лед практически по всей толщине полупрозрачен с большим количеством воздушных включений, имеющих вид пузырьков сферической формы диаметром 1—2 мм. Текстура однородна по всей толще. Структура льда мелкозернистая, кристаллы изометрические, неправильной формы, развиты равномерно по всем направлениям и близки к типу B_7, B_8 по структурно-генетической классификации льдов В. В. Черепанова [29]. Этот слой сохраняется и в других возрастных стадиях однолетнего льда. Ниже этого слоя наблюдается монолитный лед с более высокой температурой и с относительно небольшим количеством воздушных включений хаотической ориентации. Структура нижних слоев становится вертикально-волнистой, приближаясь к типам B_2 и B_3 по упомянутой классификации.

Наиболее существенным отличием юго-восточной части моря от центральной является пониженное содержание солей в молодых льдах. Следует от-

Таблица 9.13

Прочностные характеристики льда

Возраст льда	$h_л$ см	$\overline{T}_л$ °С	$\overline{S}_л$ ‰	$\overline{\rho}_л$ г/см³	Тип (слой, см)	Вид воздушных включений	Предел прочности расчетный, МПа / кг/см²		Предел прочности опытный вероятный МПа / кг/см²	
							$\sigma_\perp$	$\sigma_\parallel$	$\sigma_{сж}$, 0–5 °С	−5,...,−10 °С
Центральная часть моря										
Молодой (серо-белый). Зима	30	—3,0	8,5	0,890	B_7B_8 зернистый (0—30)	Сферические мелкие	0,8 / 8,4	0,49 / 5,0	2—30 / 8—20	20—38 / 20—24
Однолетний (тонкий). Зима	60	—5,0	6,0	0,905	B_7B_8 (0—20)	То же	1,8 / 18,6	0,98 / 11,0		
Однолетний (средний). Зима	120	—6,0	5,0	0,900	B_7B_8 (0—20), B_5 (20—120)	„	1,85 / 18,8	1,1 / 11,9		
Однолетний (тонкий). Лето	60	—2,0	3,0	0,800	B_7B_8 (0—20), B_5 (20—60)	„	1,25 / 12,7	0,56 / 6,0		
Многолетний лед (пак). Зима	210	—7,5	2,0	0,900	B_7B_8 (0—30), B_3 (30—210)	„	2,06 / 21,0	1,0 / 11,1		
Юго-восточная часть моря										
Молодой (серо-белый). Зима	30	—2,0	6,5	0,885	B_7B_8 зернистый (0—30)	Сферические	0,89 / 9,1	0,52 / 5,3		
Однолетний (тонкий). Зима	60	—4,5	6,5	0,895	B_7B_8 (0—20), B_3B_4 (20—60)	„	1,5 / 15,4	0,9 / 9,3		
Однолетний (средний). Зима	110	—7,0	5,5	0,900	B_7B_8 (0—20), B_3B_4 (20—110)	„	1,83 / 18,6	1,1 / 11,1		

Примечание. $h_л$, $\overline{T}_л$, $\overline{S}_л$ $\overline{\rho}_л$ — соответственно толщина, средняя температура, средняя соленость и средняя плотность льда; $\sigma_\perp$, $\sigma_\parallel$ — предел прочности соответственно перпендикулярно и параллельно плоскости намерзания льда.

метить, что по мере нарастания толщины льда с увеличением его возраста происходит выравнивание солености и смещение ее максимума в результате миграции рассола в нижние слои. Наиболее интенсивно этот процесс проявляется в весенне-летний период. Усиление миграции рассола в нижние слои обусловливается повышением температуры льда и увеличением его пористости и жидкой фазы.

В табл. 9.13 приведены результаты расчета прочностных характеристик для центральной и юго-восточной частей Баренцева моря. Расчет прочности при сжатии выполнен для кубов, толщина граней которых соответствует толщине льда определенной возрастной стадии.

Из таблиц следует, что значения предела прочности на сжатие для льдов определенной возрастной стадии как в центральной, так и в юго-восточной частях моря весьма близки между собой, что вполне объяснимо, поскольку основными, определяющими прочностные свойства льда параметрами являются его температура и соленость. Наибольшие колебания предела прочности отмечаются в весенне-летний период, когда наблюдается изменение солевого состава льда, его структуры и температурного режима.

В табл. 9.14 и 9.15 приведены экспериментальные данные, полученные сотрудниками ААНИИ в 5-м рейсе НИЛ «Отто Шмидт» в июне—июле 1980 г. Основной объем проводимых исследований относился к однолетним льдам, имеющим параллельно-волокнистую структуру и соленость порядка 2—3 ‰. Исследование прочностных свойств льда проводилось на 80 образцах при одноосном

Таблица 9.14

Пределы прочности льда при различных типах разрушения, МПа

Прочность льда	Тип разрушения		
	пластический	хрупкопластический	хрупкий
$\sigma_{сж\perp}$	6,0 ± 0,5	5,0 ± 0,5	4,7 ± 0,5
$\sigma_{сж\parallel}$	4,0 ± 0,5	1,5 ± 0,4	1,3 ± 0,4

сжатии. Как видно из таблиц, значения предела прочности при одноосном сжатии, полученные экспериментально, значительно выше расчетных.

Таблица 9.15

Обобщенные характеристики вязкоупругих свойств льда

Ориентация длинного ребра образца относительно поверхности ледяного покрова	Время достижения максимального напряжения, с	Прочность при сжатии, МПа	Установившееся напряжение, МПа	Время	
				достижения относительной деформации 0,2, с	релаксации напряжения *, с
Перпендикулярно	100 ± 50	4,7 ± 0,5	1,5 ± 0,5	3700	500
Параллельно	450 ± 50	1,3 ± 0,5	0,7 ± 0,4	3700	780

* Время, в течение которого напряжение падает до 0 от первоначального при определенном уровне деформирования.

Однако следует отметить, что эксперимент проводился в лаборатории при температуре —15 °С на образцах размерами 76×38×38 мм. При пересчете на рабочую толщину, характеризующую вид морского льда и его соответствующий температурный режим, расчетные и экспериментальные данные вполне сравнимы.

9.7. Синоптическая изменчивость ледяного покрова

Морскому льду, как одному из фазовых состояний воды, свойственна пространственно-временная изменчивость, характерная для гидрофизических полей Мирового океана. Наиболее существенный вклад в колебания ледовитости северной полярной области вносят синоптическая изменчивость, сезонные колебания и межгодовая изменчивость. Сведения о сезонной и межгодовой изменчивости, полученные по данным многолетних наблюдений за ледовитостью моря и положением кромки льда, представлены в п. 9.2. Ниже рассматривается синоптическая изменчивость ледяного покрова, оказывающая значительное влияние на формирование гидрологического режима Баренцева моря.

Временные масштабы синоптической изменчивости состояния ледяного покрова определяются, в соответствии с работами [161, 254], периодами от суток до месяца. Пространственные неоднородности, свойственные синоптическому масштабу, составляют десятки—сотни километров. Размеры Баренцева моря сравнимы с размерами барических образований, проходящих над ним, поэтому вынуждающие действия атмосферных процессов проявляются в первую очередь в изменении положения кромки, перестройке полей скоростей дрейфа, перераспределении масс льда и сплоченности, интенсивности ледообмена моря с соседними бассейнами. Динамические процессы участвуют в формировании макроструктуры ледяного покрова моря — геометрических характеристик, раздробленности, торосистости и т. д.

Для выявления количественных характеристик синоптической изменчивости ледяного покрова необходимо использовать такие параметры его состояния, наблюдение за которыми возможно провести инструментально с дискретностью не менее суток. К их числу относятся следующие: положение кромки льда (свободной границы), фиксируемой практически ежедневно при помощи искусственных спутников Земли; дрейф льда, измеряемый на многосуточных комплексах НИЛ «Отто Шмидт» при помощи спутниковой аппаратуры «Фуруно»; поля скоростей дрейфа, полученные при помощи аэрофото- и РЛС-съемок на пространствах, охватывающих десятки тысяч квадратных километров. Изменчивость кромки льда рассчитывается в средних квадратических отклонениях от среднего положения на секущих кромку (практически перпендикулярно) параллелях и меридианах. Данные об изменчивости кромки, осредненные по всему морю за периоды от 1 до 7 сут, приведены для характерных месяцев в табл. 9.16.

Из табл. 9.16 следует, что в марте и апреле короткопериодные колебания кромки значительнее, чем в мае. В марте идет процесс накопления массы льда и соответственно смещение кромки в сторону

Таблица 9.16

Изменчивость положения кромки льда в Баренцевом море за период от 1 до 7 сут, км

Месяц	Период, сут						
	1	2	3	4	5	6	7
Март	33,1	51,9	51,2	50,4	55,8	61,1	63,8
Апрель	35,0	51,9	51,9	51,9	58,8	61,1	64,1
Май	37,4	38,4	44,2	47,2	48,2	49,4	50,6

чистой воды. Динамические и термические факторы действуют разнонаправленно. Дрейф льда в этом месяце направлен к северным и восточным границам моря, а за счет термических факторов кромка смещается в южном, юго-западном и западном направлениях. В апреле ледяной покров находится в так называемом равновесном состоянии — нет заметного прироста массы льда и не отмечается его таяния. Следовательно, единственной причиной изменения положения кромки в этот период являются динамические факторы — ветер и течение. В мае отмечается интенсивное таяние льда, но вместе с тем уменьшается изменчивость положения кромки, что свидетельствует о преобладании в этом месяце процессов термического характера.

Несмотря на то, что суточная изменчивость (за 1 сут) в мае несколько выше, чем для других месяцев, в целом майская изменчивость за период до 7 сут ниже, чем в марте и в апреле. Для мая характерно изменение направления ветровых потоков над морем и, следовательно, изменение направления дрейфа. В этот период дрейф направлен на юг, юго-запад, что вместе с таянием льда способствует некоторой стабилизации положения кромки льда.

А. А. Лебедевым и Н. С. Ураловым [209, 210] была рассмотрена декадная изменчивость положения кромки льда в марте—апреле и в целом за год для северо-западной и юго-восточной частей моря. Авторами выделены районы моря и периоды, когда на изменение положения кромки действуют те или иные факторы, получены некоторые прогностические соотношения [209], использующие в качестве предикторов показатели атмосферной циркуляции. Результаты наших расчетов и последующих выводов вполне согласуются с данными указанных работ.

Рассмотрим экстремальные смещения кромки льда в Баренцевом море, вызванные прохождением глубоких циклонов. В качестве примера приведем два случая для различных частей моря. 19—22 февраля 1979 г. в северо-западной части при штормовом ветре юго-западного и западного направлений со скоростями 20—25 м/с кромка льда от о. Медвежий сместилась на северо-восток на 150 км за первые 2 сут. Практически район от о. Медвежий до м. Зюйдкап (арх. Шпицберген) оказался свободным ото льда. Перемещение кромки льда сопровождалось сильными сжатиями и торошением. К 22 февраля направление ветра сменилось на северное, северо-восточное (центр циклона сместился к о. Северный арх. Новая Земля), и спустя некоторое время граница ледяного покрова вернулась в исходное положение.

10—17 февраля 1984 г. через среднюю часть Баренцева моря прошла серия циклонических вторже-

ний, вызвавших в юго-восточной части устойчивый ветровой поток западного и северо-западного направлений (15—20 м/с). Кромка льда 10 февраля 1984 г. проходила несколько западнее о. Колгуев. К 17 февраля 1984 г. ледяной покров в юго-восточной части наблюдался в виде узкой полосы шириной 20—30 км, примыкающей с запада к прол. Карские Ворота и о. Вайгач, и шириной до 30—50 км в районе м. Русский Заворот — о. Матвеев. Лед в этой полосе был сильно деформирован, сжат и всторошен. Торосистость достигала 4—5 баллов. Значительная часть льда была вынесена в прол. Карские Ворота. Следует отметить, что после этого ледяной покров на юго-востоке не восстановился, так как серия барических вторжений повлекла за собой с западных границ моря теплые и более высокой солености воды. Канино-Колгуевская ветвь Мурманского течения была распространена на восток (вплоть до Карских Ворот). Для данного периода года такое отступление кромки следует считать сверханомальным, в текущем столетии подобное явление ранее не отмечалось.

Таким образом, приведенные примеры подчеркивают роль движений синоптического масштаба: в первом случае смещения кромки сравнимы с междумесячными изменениями, а во втором — изменения, произошедшие в ледовитости на юго-востоке моря в столь короткий срок, сравнимы с сезонными колебаниями ледовитости. Приведенные оценки аномальных явлений позволяют судить об энергетике процессов синоптического масштаба.

О характере движений ледяного покрова в рассматриваемом масштабе можно судить по данным инструментальных наблюдений на многосуточных дрейфовых станциях, большая часть которых выполнена в юго-восточной части Баренцева моря. В сводной табл. 9.17 приведены данные, характеризующие продолжительность и протяженность каждого дрейфа, среднюю его скорость, генеральное направление дрейфа, скорость и направление результирующего дрейфа. По этим материалам были рассчитаны углы отклонения дрейфа от направления ветрового потока и ветровые коэффициенты дрейфа. На рис. 9.12 представлены траектории дрейфа комплексов ледокол+льдина в юго-восточной части Баренцева моря. В 3-м и 4-м рейсах преобладал ветер западных направлений, в 7-м и 14-м — восточных. Максимальные средние суточные скорости дрейфа — 0,52 м/с и 0,32 м/с — отмечались в третьем рейсе, при этом и скорости ветра были максимальными из всех рассматриваемых случаев. Однако такие высокие скорости дрейфа обусловлены не только действием одного ветра. Как уже упоминалось в п. 9.3 при анализе ледообмена через прол. Карские Ворота, максимальные скорости дрейфа могут возникать в этом районе при однонаправленном действии нескольких сил: ветра, стоковых и постоянных течений, бароградиентных течений, обусловленных прохождением серий циклонов над центральной частью Баренцева моря, что вызывает «перекачку» вод из центра моря к его периферии.

Суммарный дрейф льда, образованный указанными физическими факторами, вызывает явление «ледовая река», широко известное в практике судоводителей и неоднократно наблюдавшееся в этом районе моря. Такое явление отмечалось в III рейсе и на первой станции IV рейса, когда НИЛ «Отто Шмидт» за четвертые и пятые сутки продрейфовал 46,3 км к северо-востоку по направлению оси прол. Карские Ворота. Вынос льда в Карское море был настолько мощным, что НИЛ «Отто Шмидт» самостоятельного движения не имел и его, как и несколько транспортных судов, несло в упомянутый пролив. Освободился ледокол только при помощи атомохода «Арктика».

На всех многосуточных станциях наблюдения за дрейфом льда проводились при помощи навигационного оборудования FSN20B. Обычно ледокол становился на ледовом якоре к ледяному полю, размером от 500×500 м до 1000×1200 м, выбранному с таким расчетом, чтобы масса поля превышала массу ледокола на 3—4 порядка. В таком случае масса и парусность ледокола не влияют на свободный дрейф льдины. Во всех шести комплексах окружающий лед и свободные льдины представляли сморози однолетнего тонкого льда толщиной от 30 до 100 см (преимущественно 40—50 см) и торосистостью 2—3 балла; высота снежного покрова составляла 10—15 см.

В табл. 9.17 представлены углы отклонения дрейфа льдин от направления ветрового потока. Они колеблются от 5 до 34°, причем дрейф льдин отклоняется вправо от ветрового потока, что соответствует общим представлениям о динамике ледяного покрова в северной полярной области. Коэффициенты дрейфа изменяются от 0,053 до 0,022, но следует учесть, что определенный вклад в эти величины вносит не только ветровая составляющая. В среднем по всем станциям угол отклонения

Таблица 9.17

Характеристики дрейфа льда в юго-восточной части Баренцева моря по данным НИЛ «Отто Шмидт»

Номер		Дата		Количество суток	Широта		Долгота		Дрейф			Ветер результирующий		Угол отклонения, °	Коэффициент дрейфа
станции	рейса	начало	окончание		начало	окончание	начало	окончание	протяженность, км	средняя скорость, м/с	генеральное направление, °	направление + 180 °	скорость, м/с		
1	3	24.01 1980	26.01 1980	1,5	69°35′	69°48′	54°15′	56°18′	92,0	0,52	80	75	9,6	5	0,053
2	3	28.01 1980	29.01 1980	1,0	65 53	70 03	53 02	53 11	30,0	0,32	27	15	7,5	12	0,042
3	4	05.03 1980	14.03 1980	9,0	69 51	70 00	54 47	56 06	116,6	0,18	66	40	6,5	26	0,028
4	4	25.04 1980	16.05 1980	21,0	70 37	69 58	52 26	54 39	359,4	0,20	138	110	6,8	28	0,030
5	7	24.04 1981	08.05 1981	12,5	70 53	70 01	50 58	48 12	164,1	0,15	279	245	6,6	34	0,022
6	14	23.03 1983	05.04 1983	13,0	70 13	70 43	54 09	49 51	216,5	0,19	285	273	7,0	12	0,027

составляет 20° и коэффициент дрейфа 0,034 (см. также обобщенные сведения о дрейфе льда в юго-восточной части моря в п. 9.5).

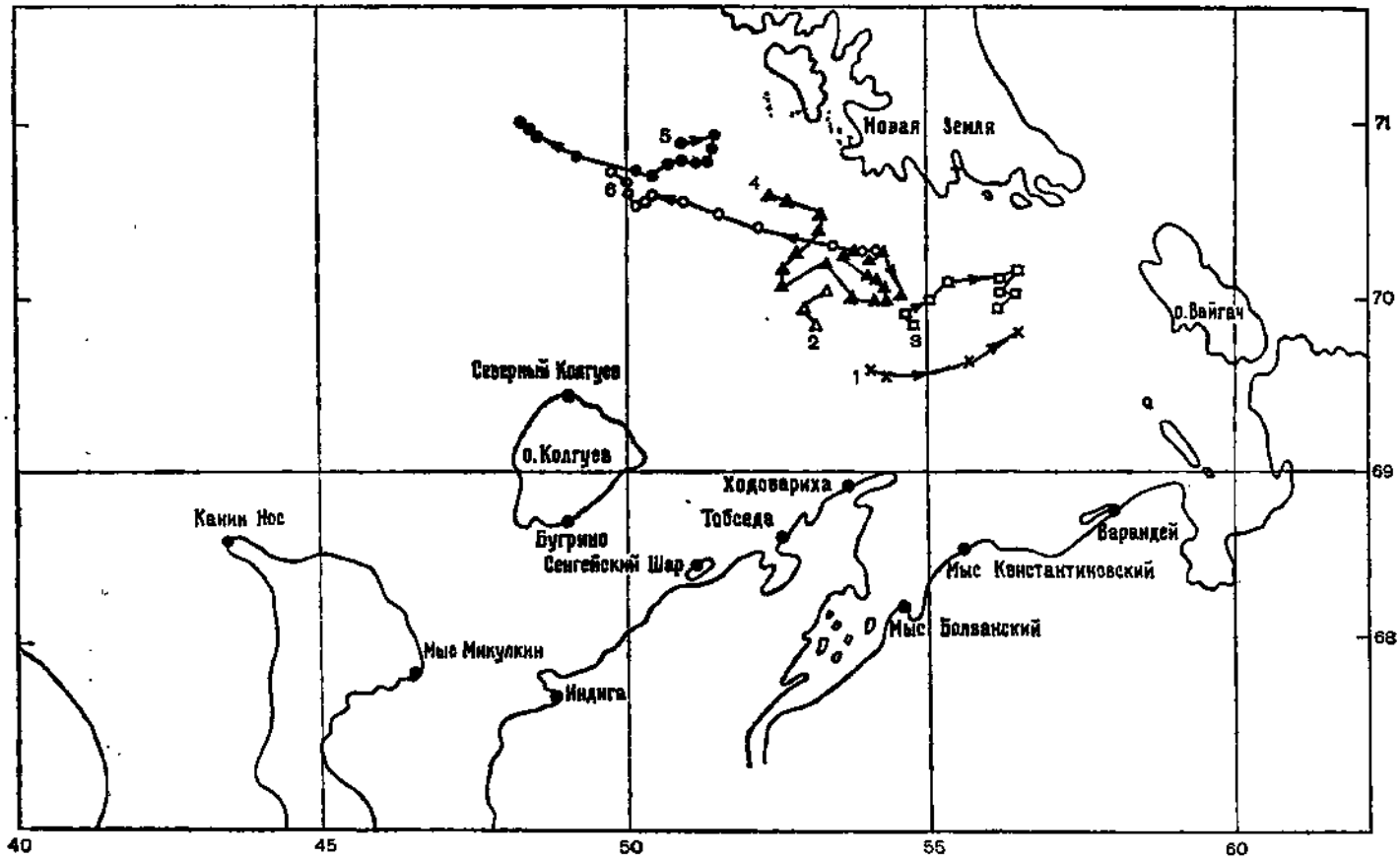


Рис. 9.12. Траектории дрейфовых ледовых станций в юго-восточной части Баренцева моря.

Пояснения см. табл. 9.17.

9.8. Ледовые условия плавания

Через обширные участки акватории Баренцева моря, покрытые льдом, проходят три основных направления морских перевозок (рис. 9.13): Мурманск — прол. Карские Ворота (или прол. Югорский шар); Мурманск — м. Желания (арх. Новая Земля); Мурманск — арх. Земля Франца-Иосифа.

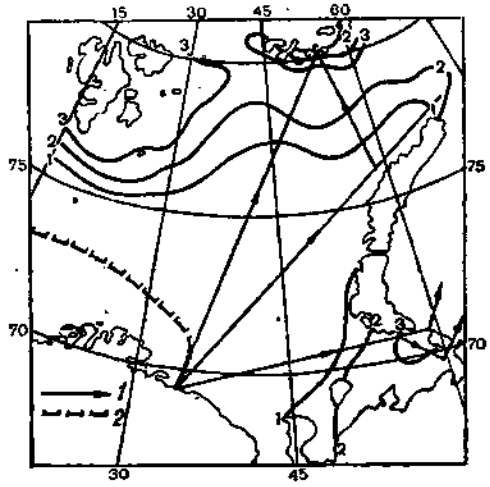


Рис. 9.13. Маршруты ледового плавания (*1*) и максимальное положение кромки льда (*2*).

Изолинии — средняя торосистость льда в апреле, балл.

Первые два направления представляют собой варианты начального участка главной арктической трассы — Северного морского пути, третье обеспечивает перевозки народнохозяйственных грузов к островам архипелага ЗФИ. Нормативная протяженность указанных трасс составляет 510, 700 и 680 миль соответственно.

Изученность ледовых условий плавания в Баренцевом море основывается на знании ледового режима региона и общем уровне развития специального раздела ледоведения, научно-методические основы которого разработаны усилиями сотрудников ААНИИ [42, 82]. На основании этих работ установлены степень влияния различных ледовых характеристик на успешность плавания во льдах и способы учета фактических и прогнозируемых ледовых условий при осуществлении морских транспортных операций.

Подробная характеристика различных элементов ледового режима Баренцева моря дана в п. 9.1—9.7, а узкие, специальные вопросы, например, расчеты технических и эксплуатационных скоростей для судов различных типов выходят за рамки данной работы. Поэтому ниже приводятся лишь сведения о ледовых условиях плавания безотносительно к типам судов (караванов), систематизированные в табличной форме. Более подробные и конкретные рекомендации по особенностям ледовых проводок типовых караванов или отдельных судов могут быть получены из специализированных пособий, например [42, 346], или должны быть объектом отдельного рассмотрения с привлечением приводимых здесь данных о ледовых условиях плавания и методике их учета, а так-

же технических характеристик судов и опыта ледового плавания [305].

Обобщенные данные о ледовых условиях плавания в Баренцевом море приведены в табл. 9.18, 9.19. Они получены на основании научно-методических и режимно-справочных региональных пособий и других литературных источников, а также различного рода материалов ледовых наблюдений из архива Мурманскгидромета и МФ ААНИИ. Информация для ноября—января отсутствует из-за недостатка систематических наблюдений в темное время года.

В качестве основного показателя ледовых затруднений используется протяженность пути во льдах, дифференцированная по возрастным градациям льда (зимне-весенний период) и по сплоченности (летне-осенний период).

Сплоченность зимнего дрейфующего льда принимается неизменной и равной 9—10 баллов, что в соответствии с «Номенклатурой морских льдов» [263] означает наличие в сплошном льду небольших (менее 1 балла) пространств чистой воды (разрывов, трещин, разводий). Такая оценка сплоченности отвечает современным представлениям о структуре ледяного покрова в зимнее время и возможностям ледового плавания с использованием средств ледовой разведки (ИСЗ, РЛС, самолеты, вертолеты). В этот период главной лимитирующей геометрической характеристикой является толщина льда или возраст. В летний период (от начала разрушения до нового ледообразования), напротив, определяющей навигационной ледовой характеристикой считается сплоченность. Толщина льда, который находится на различных стадиях разрушения, уже не характеризует ледопроходимость (в широком понимании) ледяного покрова из-за потери прочностных свойств.

Для учета внутригодовой и межгодовой изменчивости ледовых условий плавания, особенно ярко проявляющейся в условиях Баренцева моря, таблицы содержат средние месячные данные, типизированные по трем принятым в практике градациям (легкие, средние, тяжелые годы). Они характеризуют маршруты плавания по наиболее благоприятному в ледовом отношении пути, т. е. являются оптимальными вариантами рассматриваемых направлений морских перевозок. Поэтому протяженности пути для конкретных месяцев различных типов лет в той или иной степени отличаются от нормативных.

Переход от возрастных характеристик к толщинам ледяного покрова может быть выполнен при помощи табл. 9.20 из работы [42]. При этом следует иметь в виду, что помещенные в табл. 9.20 данные характеризуют закономерности сезонного изменения толщин льда в арктических условиях. Для юго-восточной части Баренцева моря необходимо ориентироваться на несколько меньшую

Таблица 9.18

Протяженность пути во льдах разного возраста на основных трассах по месяцам зимне-весеннего периода, миля

Возраст льда	Навигация														
	легкая					средняя					тяжелая				
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V
а) Мурманск — прол. Карские Ворота															
Чистая вода		470	410	375	510		310	300	270	380		210	210	200	240
Молодой			—	—	—		—	40	90						
Серый, серо-белый		60	100				150	85	50	60			45		30
Однолетний															
тонкий			20	160			90	85	120	40		210	135	140	70
средний							20		20	50		100	170	190	50
толстый														30	160
Двухлетний															
б) Мурманск — м. Желания															
Чистая вода	680	680	560	510	570		420	370	380	410		250	210	220	315
Молодой															
Серый, серо-белый	20	20	130		30		170	120	170	180		30	50		10
Однолетний															
тонкий			60	190	100		110	205	170	130		200	210	180	90
средний												60	50	70	100
толстый												190	225	290	180
Двухлетний															
в) Мурманск — ЗФИ															
Чистая вода		580	570	500	560		420	420	390	400		260	220	220	320
Молодой			50	20											
Серый, серо-белый		100	80	80	105		70	150	90	20			45		
Однолетний															
тонкий			80	140	80		115	95	170	190		225	180	220	170
средний							110	45	60			50	110	70	100
толстый				40				50	90	120		210	240	270	220
Двухлетний												40	20	20	

Таблица 9.19

Протяженность пути во льдах различной сплоченности на основных трассах по месяцам летне-осеннего периода, мили

Сплоченность льда, балл	Навигация														
	легкая					средняя					тяжелая				
	VI	VII	VIII	IX	X	VI	VII	VIII	IX	X	VI	VII	VIII	IX	X
а) Мурманск — прол. Карские Ворота															
Чистая вода	510	510	510	510	510	470	510	510	510	510	320	450	480	510	310
1—3													30		80
4—6						70					55	60			
7—8											130				60
9—10											65				80
б) Мурманск — м. Желания															
Чистая вода	630	700	700	700	700	580	700	700	700	700	375	520	680	680	480
1—3														20	
4—6	70											80	20		
7—8						110					170	40			
9—10											150	160			240
в) Мурманск — ЗФИ															
Чистая вода	680	680	680	680	650	440	620	680	680	600	360	540	560	610	480
1—3							80						60		
4—6						140	50				30	30		40	70
7—8						120					120	45	30	80	90
9—10					30					80	240	170	80		100

толщину, соответствующую нижним пределам каждой возрастной градации. Например, согласно табл. 9.18 и 9.20, в апреле при среднем типе навигации здесь возможны толщины среднего однолетнего льда до 110 см, хотя по обобщенным материалам наблюдений они не превышают 90 см. В то же время в непосредственной близости от проливов, соединяющих Баренцево море с Карским, ледовые условия плавания могут соответствовать арктическим. В наибольшей степени это относится к тяжелым типам навигации, когда значительные участки акватории моря бывают покрыты однолетним толстым и двухлетними льдами.

Важными характеристиками ледяного покрова, существенно влияющими на судоходство, являются торосистость и сжатия (для зимнего периода) и разрушенность (для летнего периода). В Баренцевом море в силу повышенной циклоничности атмосферы и хорошо выраженных приливных движений ледяной покров значительно всторошен. Наибольшие значения торосистости характерны для юго-восточной части моря, подходов к ЗФИ и северо-восточному Шпицбергену. Здесь они составляют 3—4 балла, а в среднем большая часть ледовых трасс пролегает по участкам ледяного покрова с торосистостью 2—3 балла. Пространственное распределение этой характеристики для наиболее ледовитого месяца — апреля — приведено на рис. 9.13 (средний тип навигации). Согласно методическим проработкам ААНИИ [326], каждый балл торосистости увеличивает среднюю толщину льда на 25 %, однако на реальном движении ледоколов и ледокольно-транспортных судов этот параметр отрицательно сказывается при значениях торосистости только более 2 баллов, когда исключается возможность обхода торосистых гряд.

Таблица 9.20

Средние значения толщины льда различного возрастного вида по месяцам, см

Возрастной вид льда	Пределы изменения толщины, см	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Нилас	5—10	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Серый лед	10—15	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Серо-белый лед	15—30	25	25	25	25	25	25	25	25	25
Однолетний тонкий	30—70	30	30	40	40	50	50	60	60	60
Однолетний средний	70—120	60	60	70	70	70	85	100	110	120
Однолетний толстый	120—180	120	120	130	135	135	150	160	180	185
Двухлетний	180—270	180	180	180	200	200	220	220	250	250

Сжатия в ледяном покрове — это практически важнейший фактор, серьезно осложняющий зимнее ледовое плавание в западном районе Арктики и, в том числе, в Баренцевом море, и способный на некоторое время (от часов до десятков часов) прекратить движение караванов. Повторяемость

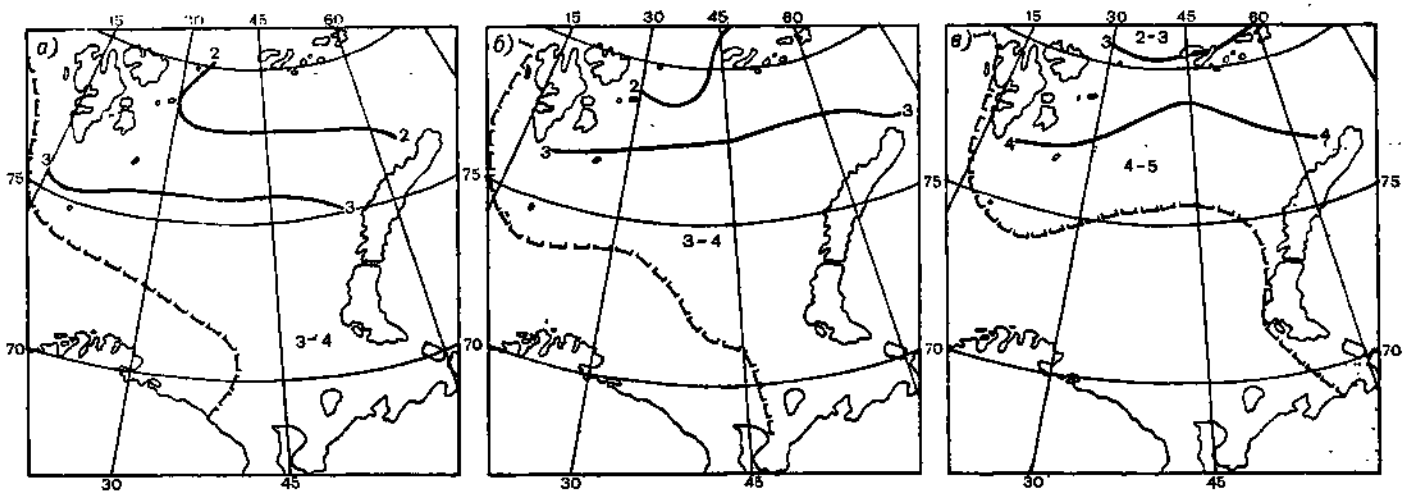


Рис. 9.14. Средняя разрушенность льда (баллы) и максимальное положение кромки в июне (*а*), июле (*б*), августе (*в*).

сжатий (ветровых и приливных) в зимнее время, по оценкам специалистов Мурманскгидромета и МФ ААНИИ, составляет для участка трассы в юго-восточной части моря 0,70—0,75, причем на сильные сжатия (более 2 балла) приходится по-

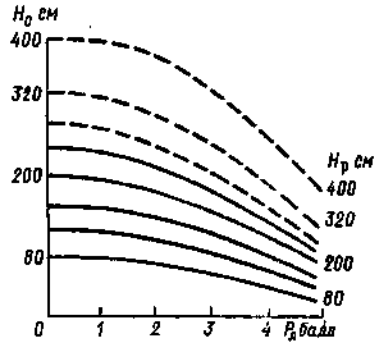


Рис. 9.15. Номограмма для определения толщины льда в период таяния $H_р$ по разрушенности $P_д$ и толщине льда в период нарастания H_0.

рядка 10 % всех случаев. Это связано с региональными физико-географическими условиями (расположение береговой линии, повторяемость ветров).

Разрушенность ледяного покрова для трех летних месяцев в картированном виде представлена на рис. 9.14. В летний период отчетливо выражена зависимость балла разрушенности от географической широты места, что определяется количеством поступающей солнечной радиации. С использованием данных о разрушенности по номограмме (рис. 9.15), заимствованной из работы [42, рис. 18, с. 71], могут быть определены толщины льда, сплоченность которого указана в табл. 9.20.

Сопоставление ледовых условий на трассах с возможностями современных ледоколов (а/л типа «Арктика», л/к типа «Ермак» и л/к типа «Капитан Сорокин») и ледокольно-транспортных судов (типа «Дмитрий Донской», типа «Норильск») позволяет сделать вывод о том, что серьезных ледовых затруднений этот флот в Баренцевом море испытывать не должен. Практика мореплавания подтверждает справедливость данного вывода. В качестве иллюстрации можно отметить, что средние затраты времени на проводку ледоколом типа «Арктика» одного судна УЛ по каждой из рассматриваемых трасс плавания для самого ледовитого месяца (апреля) составляют порядка 1,5—2,5 сут (во льдах). Этот вывод носит статистический характер. Конкретные ситуации отличаются разнообразием и могут существенно корректировать приведенные оценки в ту или другую сторону. Тем не менее регулярная (с 1979) круглогодичная навигация на трассе Мурманск—Дудинка свидетельствует в целом о решении проблемы ледового плавания в западном районе Арктики и тем более для неарктического Баренцева моря.

Транспортные операции с использованием зимнего припая в Баренцевом море возможны при средних условиях в районе ЗФИ с февраля, в Печорском море — с марта, по достижении припаем толщины 80—90 см (общепринятый критерий безопасности разгрузочных работ).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Часть II монографии, отражающая современное состояние наших знаний гидрологического режима Баренцева моря, завершает основной этап его исследований, выполненных в рамках проекта «Моря СССР» научно-технической программы ГКНТ «Мировой океан».

Монография в совокупности со справочником «Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР, том 6, Баренцево море», изданном 1984 и 1985 гг., рассчитаны на удовлетворение запросов народного хозяйства, связанных с самыми разными видами практической деятельности

(рыбный промысел, мореплавание, гидротехническое строительство и др.), а также обеспечивают океанографической информацией потребности науки. В монографии достаточно подробно определены основные характеристики океанографических полей, формирующие их процессы и параметры изменчивости в различных временных масштабах.

Чтобы представить возможно более полную и современную сводку знаний о Баренцевом море, в монографии помещены не только устоявшиеся представления, но и новые результаты, полученные в связи с ее подготовкой. Наиболее важными из них являются следующие.

1. Дана характеристика основных элементов гидрологического режима моря (температуры, солености, плотности), определенных по единой методике, принятой в проекте «Моря СССР».

2. Получены вероятностные оценки ледовых условий Баренцева моря, сведения о динамических и геометрических параметрах ледяного покрова, физико-механических свойствах льда, характеристики ледовых условий плавания на основных судоходных трассах.

3. Рассчитаны режимные функции распределения высот волн по сезонам на основе типизации синоптических процессов и данных о повторяемости скоростей ветра по направлениям. Показано, что оценки экстремальных волн, полученные разными способами, удовлетворительно согласуются между собой.

4. Рассчитаны радиационный и тепловой балансы поверхности моря с использованием методики ГГО—МФ ААНИИ. Показано, что по интенсивности процессов энергообмена с атмосферой южная часть Баренцева моря сопоставима с Исландской и Норвежской энергоактивными зонами.

5. Оценена пространственно-временная изменчивость температуры воды разных масштабов, выявлена анизотропность пространственных корреляционных функций.

6. Исследован механизм сгонно-нагонных колебаний уровня моря у побережий и в открытых его районах с использованием результатов численного моделирования, что дало возможность получить данные об экстремальных уровнях.

7. Уточнены некоторые морфометрические характеристики моря — площадь, объем, средняя глубина, распределение площадей и объемов по ступеням глубин.

Содержание части II дает достаточное представление о ближайших и долгосрочных задачах исследований гидрологического режима Баренцева моря. При постановке этих задач следует исходить из того, что существующая система океанографических наблюдений не позволяет оперативно следить за динамическими процессами водной среды и ледяного покрова на всей акватории моря. Расчетные методы восстановления океанологических полей не всегда дают удовлетворительные результаты, и во многих случаях плохо обеспечены исходными данными. Поэтому наиболее перспективным путем дальнейших исследований представляется развитие математического моделирования в сочетании с оптимизацией системы наблюдений, направленной на максимально полное усвоение получаемой от этой системы информации, а также случайных разнородных и асинхронных данных попутных судов. Это позволит выйти на качественно новый уровень обобщений сведений о гидрологическом режиме и оценки его ожидаемых изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абузяров З. К. Ветровое волнение и его прогнозирование.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 168 с.
2. Аверинцев В. Г., Денисов В. В., Зуев А. Н. и др. К проблеме комплексного исследования и моделирования экосистем Баренцева моря//Комплексные океанологические исследования Баренцева и Белого морей.— Апатиты, 1987.— С. 3—9.
3. Авиационно-климатические характеристики зарубежных стран. Вып. 1, Т. 1.— Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1980.— 156 с.
4. Авиационно-климатические характеристики зарубежных стран. Вып. 2, Т. 2.— Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1980.— 305 с.
5. Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Вып. 3, Т. 1.— М.: Гидрометеоиздат, 1975.— 158 с.
6. Агеноров В. К. О динамике вод Баренцева моря.— М.—Л.: Гидрометеоиздат, 1946.— 132 с.
7. Агеноров В. К. О водных массах Баренцева моря летом//Труды ГОИН.— 1947.— Вып. 1(13).— С. 83—94.
8. Адров М. М. Как образуются холодные глубинные воды Центральной впадины Баренцева моря//Научно-технический бюллетень ПИНРО.— 1958.— № 2 (66).— С. 33—40.
9. Александров Е. И., Петров Л. С., Субботин В. В. Структура и изменчивость климата северной полярной области//Обзорная информация.— Обнинск: 1986.— Вып. 8.— 63 с.
10. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации связей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 363 с.
11. Алексеев Г. В., Бузуев А. Л. Боковое таяние льдов в разводьях//Труды ААНИИ.— 1973.— Т. 307.— С. 169—172.
12. Альтшулер В. М., Суставов Ю. В., Казакова Ю. М. К энергетическому и водному обмену между Белым и Баренцевым морями//Труды ПИНРО.— 1970.— Вып. 27.— С. 114—119.
13. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Методика определения расчетных скоростей ветра для проектирования ветровых нагрузок на строительные сооружения//Метеорология и гидрология.— 1958.— № 10.— С. 9—17.
14. Антипова Е. Г. Синоптические условия режима ветра на юге Баренцева и Карского морей и навигационный период//Труды ЦИП.— 1958.— Вып. 73.
15. Ариель Н. З., Бортковский Р. С., Бютнер Э. К. и др. О расчете среднемесячных значений потоков тепла и влаги над океаном//Метеорология и гидрология.— 1973.— № 5, с. 11—13.
16. Ариель Н. З., Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н. и др. Характеристики энергообмена океан—атмосфера.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 80 с.
17. Атлас Арктики.— М.: Изд. ГУГК, 1985.— 204 с.
18. Атлас волнения и ветра Баренцева моря.— Мурманск: Изд. Мурм. УГМС, 1965.— 64 с.
19. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.— ВМФ СССР, 1980.— 184 с.
20. Атлас океанов. Термины, понятия, справочные таблицы.— ВМФ СССР, 1980.— 156 с.
21. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Норвежское море, южная часть Гренландского и Баренцева морей.— Л.: Изд. ГУНиО МО, 1980, 180 с.
22. Атлас теплового баланса земного шара.— М.: Изд. Межвед. геофиз. комитета, 1963.— 69 с.
23. Бабич С. В., Боков В. Н., Лопатухин Л. И. и др. Вероятностный анализ и моделирование синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости ветра и волнения//Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов.— Л., 1984.— С. 43—78.
24. Баркалова К. Н. Грозовая деятельность в Северном полушарии в 1963 г.//Труды ГГО.— 1965.— Вып. 177.— С. 39—45.
25. Батиметрическая карта Баренцева моря. Масштаб 1 : 1 500 000 по параллели 70°.— Мурманск: Изд. ПИНРО, 1975.
26. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Режим облачности на земном шаре//Труды ГГО.— 1976.— Вып. 338.— С. 3—20.
27. Бирман Б. А. Сложные для моделирования метеорологические условия в Северной Атлантике//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1975.— Вып. 26.— С. 18—20.
28. Бирман Б. А., Позднякова Т. Г. Климатические характеристики теплообмена в зонах активного взаимодействия океана и атмосферы.— М.: ВНИИГМИ—МЦД. 1985.— 82 с.
29. Богородский В. В., Гаврило В. П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 384 с.
30. Борисенко М. М. Вертикальные профили ветра и температуры в нижних слоях атмосферы//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 320.— 203 с.
31. Борисов Л. А. От чего ведется отсчет высот?//Человек и стихия.— Л., 1975.— С. 183—187.
32. Бортковский Р. С. Методы расчета потоков тепла и солей в океане на примере избранных районов Атлантического океана//Труды ИО АН.— 1962.— Т. 6.— С. 130—228.
33. Бочков Ю. А. Двухлетняя цикличность гидрометеорологических явлений в Баренцевом и Норвежском морях// Труды ПИНРО.— 1975.— Вып. 35.— С. 55—65.
34. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 414 с.
35. Брюхань Ф. Ф. Применение статистических параметров для расчета аэроклиматических характеристик метеорологических элементов//Труды III Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии.— Л., 1978.— С. 217—223.
36. Брязгин Н. Н. Особенности распределения годовых сумм осадков по водосборным районам Арктики и их изменчивость//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 327.— С. 100—109.
37. Брязгин Н. Н. Среднегодовое количество осадков в Арктике с учетом погрешностей осадкомеров//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 323.— С. 40—74.
38. Брязгин Н. Н. Повторяемость и интенсивность осадков в морях Советской Арктики//Труды ЗапСибНИИ.— 1981.— Вып. 50.— С. 118—124.
39. Брязгин Н. Н., Петров Л. Т. Снегоперенос и зимние осадки в полярных районах//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 327.— С. 93—99.
40. Брязгин Н. Н., Швер Ц. А. Атмосферные осадки по водосборному бассейну суши Северного Ледовитого океана//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 323.— С. 75—86.
41. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 254 с.
42. Бузуев А. Я. Влияние природных условий на судоходство в замерзающих морях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 200 с.
43. Бузуев А. Я., Дубовцев Некоторые закономерности распределения толщины снежно-ледяного покрова в арктических морях//Метеорология и гидрология.— 1978.— № 3.— С. 54—60.
44. Бузуев А. Я., Шестериков М. П. Зависимость средней толщины припайного льда от торосистости//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1969.— Вып. 32.— С. 30—36.
45. Булгаков Н. П. Конвекция в океане.— М.: Наука, 1975.— 272 с.
46. Бурков В. А. Общая циркуляция Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 253 с.
47. Бурман Э. А. Местные ветры.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 340 с.
48. Бурова Л. П. Влагооборот в атмосфере Арктики.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 127 с.
49. Васильева Г. В. Гидрометеорологические условия обледенения морских судов//Труды ГМЦ.— 1971.— Вып. 87.— С. 82—92.
50. Веремейко Е. Л. Об изменчивости абсолютного максимума и абсолютного минимума температуры воздуха// Труды ГГО.— 1975.— Вып. 335.— С. 34—43.
51. Веселов Е. И. О влиянии рельефа на поле ветра в районе Белого моря//Труды Гидрометцентра СССР.— 1968.— Вып. 32.— С. 83—85.
52. Ветер и волны в океанах и морях/Под ред. И. Н. Давидана, Л. И. Лопатухина, В. А. Рожкова.— Л.: Транспорт, 1974.— 360 с.
53. Визе В. Ю. К вопросу о генезисе климата полярных морей//Метеорологический вестник.— 1926.— № 11.
54. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики.— Л.—М.: Изд. Главсевморпути, 1940.— 124 с.

55. Вилет Г. Туман и мгла, их причины, распределение и предсказание.— М.: Гидрометеоиздат, 1932.— 111 с.
56. Виноградов Н. Д. О характере длительных тенденций в развитии гидрометеорологических процессов//Труды ААНИИ.— 1977.— Т. 338.— С. 63—68.
57. Влажность. Физические принципы, основные определения и контрольные приборы//Материалы Международного симпозиума по влагометрии. Вашингтон, 1963, Т. 3. Пер. с англ. под ред. Л. Г. Матвеева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 503 с.
58. Воронцов П. А. Аэрологические условия при туманах испарения Кольского залива//Труды ГГО.— 1956.— Вып. 029.— С. 35—55.
59. Воронцов П. А. Аэрологические характеристики морских туманов//Труды ААНИИ.— 1959.— Т. 228. Вып. 1.— С. 38—54.
60. Воскресенский А. И. Водность облаков Арктики// Труды ААНИИ.— 1962.— Т. 239.— Т. 11—38.
61. Воскресенский А. И., Каримова Г. У. Повторяемость и бальность облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов в Арктике в период МГГ и МГСС//Труды ААНИИ.— 1964.— Т. 226.— С. 66—89.
62. Гаврилова М. К. Радиационный климат Арктики.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 226 с.
63. Гарбузов А. В. Особенности строения приводного слоя атмосферы в северных морях//Труды ЗапСибНИИ.— 1981.— Вып. 50.— С. 110—117.
64. Гельмгольц Н. Ф. Формы облаков на территории Казахстана//Труды КазНИИ.— 1963.— Вып. 19.— С. 102—133.
65. Гидрометеорологические карты Баренцева моря.— Изд. ГУНиО МО, 1984.
66. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 6. Баренцево море. Вып. 1, 2/Под ред. Б. Х. Глуховского, Б. Л. Лагутина, Г. В. Ржеплинского.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 264 с.
67. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 6. Баренцево море. Вып. 3. Юго-восточная часть моря/Под ред. В. А. Потанина и Б. Л. Лагутина.— Мурманск: МФ ААНИИ, МУГКС, 1984.— 274 с.
68. Гирдюк Г. В. Атлас радиационного баланса поверхности Баренцева, Норвежского и Гренландского морей.— Мурманск: Фонды Мурманскгидромета, инв. № 388.— 1977.— 76 с.
69. Гирдюк Г. В. Расчет теплопотерь поверхностью Баренцева моря//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1977.— Вып. 52.— С. 22—25.
70. Гирдюк Г. В. Тепловой баланс свободной ото льда поверхности Баренцева моря//Природа и хозяйство Севера.— 1988.— Вып. 16.— С. 19—26.
71. Гирдюк Г. В., Дементьев А. А., Зубакин Г. К. Ледяной покров Северо-Европейского бассейна как показатель природных климатических циклов//Льды и климат: реконструкция и прогноз. VIII Всесоюзный гляциологический симпозиум. Тезисы докладов.— М., 1984. С. 7—8.
72. Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н., Малевский-Малевич С. П. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана.— Л.: ГГО—МФ ААНИИ, 1982.— 92 с.
73. Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н., Яковлев Л. Ф. О расчете влажности воздуха по температурам поверхности океана и приводного слоя атмосферы//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 8.— С. 54—59.
74. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные метеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 280 с.
75. Глуховский Б. Х. Исследование морского ветрового волнения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 284 с.
76. Головин Г. Н. Климатическое описание Баренцева моря//Труды НИИАК.— Вып. 32.— 1965.— 116 с.
77. Голубев В. А., Жевноватый В. Т., Фукс Ю. А. Инерционный метод прогноза температуры воды в южной части Баренцева моря//Труды ААНИИ.— 1980.— Т. 348.— С. 70—74.
78. Голубев В. А. и др. Метод прогноза обледенения рыбопромысловых судов различных типов в северных морях//Труды ААНИИ.— 1987.— Т. 410.— С. 26—37.
79. Голубев В. А., Лебедев И. А. Об осреднении вертикальных профилей температуры воды в деятельном слое моря методом опорных точек//Труды ААНИИ.— 1983.— Т. 385.— С. 68—74.
80. Гольцман М. И., Фролов В. В. Структурные характеристики атмосферы над Арктикой//Труды ААНИИ.— 1960.— Т. 238.— 147 с.
81. Горбацкий Г. В. Физико-географическое районирование Арктики. Ч. 2.— Л.: изд. ЛГУ, 1970.— 120 с.
82. Гордиенко П. А., Бузуев А. Я., Сергеев Г. Н. Изучение ледяного покрова моря как среды судоходства// Проблемы Арктики и Антарктики.— 1967.— Вып. 27.— С. 93—104.
83. Грузинов В. М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 272 с.
84. Гудкович З. М. Дрейф льдов в центральной части Арктического бассейна//Труды ААНИИ.— 1957.— Т. 87.— 106 с.
85. Гудкович З. М. Корреляционный метод обработки данных наблюдений за дрейфом льда//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1965.— Вып. 21.— С. 56—59.
86. Гудкович Л. Е. О сравнении фактической ледовой нагрузки рыбопромысловых судов с нормами Регистра СССР//Труды ААНИИ.— 1972.— Т. 298.— С. 137—148.
87. Гутерман И. Г. Горизонтальные потоки тепла и влаги и момента количества движения в свободной атмосфере Земли//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1975.— Вып. 19.— С. 3—40.
88. Давидан И. Н. и др. Расчет спектральных характеристик ветрового волнения на основе численных и аналитических решений уравнения баланса волновой энергии в спектральной форме//Морские гидрофизические исследования.— 1975.— Вып. 4.— С. 73—82.
89. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И. Методы расчета экстремальных волн в океанах и морях//Труды ГОИН.— 1983.— Вып. 169.— С. 3—16.
90. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 288 с.
91. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мировом океане.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 256 с.
92. Давидан И. Н., Пасечник Т. А. Постановка задачи расчета волн по уравнению баланса волновой энергии//Труды ГОИН.— 1980.— Вып. 151.— С. 27—46.
93. Дементьев А. А., Зубакин Г. К., Потанин В. А. Исследование комплекса гидрометеорологических элементов юго-востока Баренцева моря, влияющих на освоение приморских районов в западном секторе Арктики//Вопросы географии океана. Тезисы докладов I Всесоюзной конференции.— Л., 1985.— С. 77—78.
94. Денисов В. В. К расчету непериодических колебаний уровня Баренцева моря//Труды ГОИН.— 1977.— Вып. 138.— С. 89—95.
95. Денисов В. В. Воздействие перемещающихся барических образований на уровенную поверхность и циркуляцию вод Баренцева моря: Дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук.— М., ГОИН, 1979, 200 с.
96. Денисов В. В. Циркуляция вод Баренцева моря как реакция на перемещающиеся барические системы//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1985.— Вып. 61.— С. 36—42.
97. Денисов В. В., Зубакин Г. К., Зуев А. Н. Численный расчет движений вод в частично покрытом льдом море, вызванных прохождением циклонов//Труды ГОИН.— 1979.— Вып. 144.— С. 49—59.
98. Денисов В. В., Зубакин Г. К., Соболева Д. Р. Некоторые результаты исследований течений и дрейфа льда в юго-восточной части Баренцева моря (по материалам IV рейса НИЛ «Отто Шмидт»)//Труды ААНИИ.— 1987.— Т. 410.— С. 105—112.
99. Денисов В. В., Коротков С. В., Потанин В. А. Результаты численных расчетов штормовых нагонов в Баренцевом море как географическом объекте//Природа и хозяйство Севера.— Вып. 10.— 1982.— С. 32—38.
100. Денисов В. В. Косолапов А. А. К вопросу о выделении энергоактивных зон в Баренцевом море// Природа и хозяйство Севера.— Вып. 14.— 1986.— С. 28—30.
101. Денисов В. В., Потанин В. А., Турчанинов В. И. Численное моделирование приливов Баренцева моря//Труды ААНИИ.— 1987.— Т. 410.— С. 66—73.
102. Дергач А. М., Забродский Г. М., Морачевский В. Г. Опыт комплексного исследования облаков типа St, Sc и туманов в Арктике//Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1960.— № 1.— С. 107—114.
103. Дженюк С. Л. Численный расчет вероятностных характеристик волн по полю ветра//Труды ГМЦ.— 1976.— Вып. 164.— С. 3—10.
104. Дженюк С. Л. Расчет режимных характеристик волн зыби по типовым полям ветра//Труды ААНИИ.— 1980.— Т. 348.— С. 21—29.

105. Дженюк С. Л., Жевноватый В. Т. Штормовое волнение в Баренцевом и Норвежском морях//Природа и хозяйство Севера.— Вып. 9.— 1981.— С. 53—56.
106. Дженюк С. Л. и др. Штормовые волны в Баренцевом море 3—4 января 1974 г.//Труды ГМЦ.— 1976.— Вып. 164.— С. 20—26.
107. Дженюк С. Л., Савельева С. П. Косвенная оценка обеспеченности высот ветровых волн, полученных по данным судовых наблюдений//Труды ААНИИ.— 1983.— Т. 385.— С. 74—80.
108. Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные схемы сезонов года в северном полушарии//Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1951.— № 10.
109. Дзердзеевский Б. Л. Проблемы колебаний общей циркуляции атмосферы и климата//А. И. Воейков и современные проблемы климатологии.— Л., 1956.— 282 с.
110. Дзердзеевский Б. Л. Многолетняя изменчивость общей циркуляции атмосферы и климата, как основа климатического прогноза//Сборник трудов научной конференции по общей циркуляции атмосферы.— Л., Гидрометеоиздат, 1962.
111. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР.— М.: Изд. МГУ, 1982.— 192 с.
112. Долгин И. М. Исследование облаков в Арктике// Труды ААНИИ.— 1962.— Т. 239.— С. 5—8.
113. Долгин И. М. Характеристика удельной и относительной влажности в западном секторе Советской Арктики// Труды ААНИИ.— Т. 273.— 1965.— С. 93—99.
114. Долнакова Н. Б., Кропп Е. И. Распределение средней месячной повторяемости и интенсивности осадков над акваторией Индийского и Атлантического океанов//Труды ГГО.— 1977.— Вып. 386.— С. 136—143.
115. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 300 с.
116. Доронин Ю. П. Влияние ледяного покрова на теплообмен атмосферы с океаном//Проблемы Арктики и Антарктики.— Л., 1974.— 52—60.
117. Дробышев А. Д. Взаимосвязь температуры воздуха и скорости ветра в Сибири//Труды ЗапСибНИИ.— 1979.— Вып. 45.— С. 79—88.
118. Дуванин А. И. Уровень моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 60 с.
119. Дьяченко Г. Ф. Некоторые особенности штормов юго-западного направления на побережье Мурмана//Труды ЛГМИ.— 1961.— Вып. 12.— С. 10—15.
120. Дыдина Л. А. Ветровой и температурный режим в районах Гренландского и Баренцева морей в связи с типами синоптических процессов в Арктике//Труды ААНИИ.— 1961.— Т. 240.— С. 177—208.
121. Дыдина Л. А. Особенности развития синоптических процессов в Арктике и их использование в прогнозах на средние сроки.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 223 с.
122. Егоров Б. Н., Иванова И. И. Исследование статистических характеристик облачности по данным судов погоды в Северной Атлантике//Труды ГГО.— 1985.— Вып. 488.— С. 51—58.
123. Елисов В. В. Расчет теплового баланса Белого моря// Труды ГОИН, 1985.— Вып. 174.— С. 107—112.
124. Елшин Ю. А. Тепловой сток рек Европейской территории СССР//Метеорология и гидрология.— 1981.— № 9.— С. 85—93.
125. Жевноватый В. Т. Ветровые волны на приливных течениях//Природа и хозяйство Севера.— 1971.— Вып. 3.— С. 127—131.
126. Жевноватый В. Т., Фукс Ю. А. Сведения о статистических характеристиках температуры воды Баренцева моря.— Мурманск: МФ ААНИИ, МУГМС, 1974.— 250 с.
127. Жевноватый В. Т., Фукс Ю. А. О репрезентативности средней температуры воды в слое 0—200 м на Кольском меридиане как оценки теплового состояния Баренцева моря//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1977.— Вып. 52.— С. 34—38.
128. Жизнь и условия ее существования в бентали Баренцева моря/Под ред. Г. Г. Матишова.— Апатиты: ММБИ АН СССР, 1986.— 220 с.
129. Жизнь и условия ее существования в пелагиали Баренцева моря/Под ред. Г. Г. Матишова.— Апатиты: ММБИ АН СССР, 1986.— 220 с.
130. Заварина М. В., Дюжева О. Г. Горизонтальная протяженность облаков в Арктике//Проблемы Арктики.— 1959.— Вып. 6.— С. 71—80.
131. Заварина М. В., Ромашова М. К. Мощность облаков над арктическими морями и Центральной Арктикой//Проблемы Арктики.— 1957.— Вып. 2.— С. 127—132.
132. Заварина М. В,. Ромашова М. К. Высота нижней границы облаков над Арктикой//Труды ААНИИ.— 1959.— Вып. 6.— С. 71—80.
133. Зайцева Н. А., Сакунов Г. Г., Шляхов В. И. Научные задачи и выполнение программы наблюдений с самолетов в исследовании «ПОЛЭКС—Север-76»// ПОЛЭКС—Север-76 (научные результаты). Ч. 1.— Л., 1979.— С. 147—154.
134. Залогин Б. С., Макерова А. Г. Осенне-зимняя конвекция в Баренцевом море//Комплексные исследования природы Мирового океана.— 1975.— Вып. 5.— С. 38—45.
135. Залогин Б. С., Макерова А. Г. Особенности конвекции в аномально теплые и аномально холодные годы в Баренцевом море//Вестник МГУ.— 1976.— Вып. 5.— С. 73—78.
136. Захаров В. Ф. Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 337.— 96 с.
137. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 136 с.
138. Зверева Е. П. Междусуточная изменчивость давления, температуры, ветра над СССР//Труды НИИАК.— 1964.— Вып. 22.— С. 1—82.
139. Зубакин Г. К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова Северо-Европейского бассейна.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 160 с.
140. Зубакин Г. К. О ледообмене Баренцева моря//Труды ААНИИ.— 1987.— Т. 410.— С. 113—117.
141. Зубакин Г. К. и др. К исследованию океанологических рядов при помощи теории случайных выбросов// Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1980.— Вып. 64.— С. 101—107.
142. Зубакин Г. К. и др. Оценка ледообмена Баренцева моря с Северным Ледовитым океаном и Карским морем//География водных путей Арктики.— Л., 1978.— С. 22—29.
143. Зубакин Г. К., Петрукович В. И. К расчету геометрических характеристик ледяного покрова//Труды ААНИИ.— 1980.— Т. 348.— С. 35—40.
144. Зубакин Г. К., Хведынич С. В. Ледообмен Белого и Баренцева морей как показатель географической общности этих объектов//Природа и хозяйство Севера.— 1982.— Вып. 10.— С. 43—47.
145. Зубакин Г. К., Хведынич С. В. Численная оценка элементов поля сплоченности ледяного покрова//Исследования ледяного покрова северо-западных морей.— М., 1983.— С. 55—62.
146. Зубов Н. Н. Динамическая океанология.— М.—Л.: Гидрометеоиздат, 1947.— 430 с.
147. Зыкова Г. Г. Продолжительность периодов с низкими температурами на азиатской части СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 118 с.
148. Зыкова Г. Г. Непрерывная продолжительность ветра на Кольском полуострове по наблюдениям различной дискретности//Труды ААНИИ.— 1980.— Т. 348.— С. 99—105.
149. Зыкова Г. Г. О косвенных методах расчета скоростей ветра малой вероятности над морем//Труды ЗапСибНИИ— 1981.— Вып. 50.— С. 11—15.
150. Зыкова Г. Г. Некоторые результаты изучения порывистости ветра на побережье северных морей.— Л., 1983. 15 с.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД № 236 ГМ-Д83.
151. Зыкова Г. Г. О порывистости ветра на северных морях.— Л., 1983, 15 с.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД №235 ГМ—Д83.
152. Зыкова Г. Г. Анализ статистических распределений температуры воздуха на Баренцевом море//Сборник работ Архангельского ГМЦ.— 1987.— № 1.— С. 35—43.
153. Зыкова Г. Г. Закономерности формирования температурно-ветрового комплекса на Баренцевом море в зимний период//Тезисы докладов Первого Всесоюзного совещания «Полярная метеорология на службе народного хозяйства».— Мурманск, 1987.— С. 75—76.
154. Иванов В. В. Водный баланс и водные ресурсы суши Арктики//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 323.— С. 4—24.
155. Иванов В. В. Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 323.— С. 138—147.
156. Изменчивость физических полей в атмосфере над океаном/Под ред. В. С. Самойленко.— М.: Наука, 1983.— 167 с.
157. Иконникова Л. Н. Вторичные термические циклоны в связи с их воздействием на морские акватории//Труды ГОИН.— 1980.— Вып. 151.— С. 75—87.

158. Каган Р. Л., Федорченко Е. И. О применении теории выбросов к исследованию температурных рядов// Труды ГГО.— 1970.— Вып. 267.— С. 86—99.
159. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры верхнего слоя океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 216 с.
160. Калиткин Н. Н. Численные методы.— М.: Наука, 1978.— 512 с.
161. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 264 с.
162. Кан С. И. Николай Николаевич Зубов. 1885—1960.— М.: Наука, 1981.— 136 с.
163. Каплина Г. Г., Чуканин К. И. Синоптические условия особо сильных обледенений промысловых судов// Труды ААНИИ.— 1972.— Т. 298.— С. 168—173.
164. Каримова Г. У. Стратификация атмосферы в дни со слоистой облачностью нижнего яруса//Труды ААНИИ.— 1962.— Т. 239.— С. 75—84.
165. Карлин Л. Н. и др. Изменчивость термохалинной структуры верхних слоев океана.— Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД.— 188 с.
166. Карлин Л. Н., Карпова И. П. Влияние адвекции на формирование поля температуры Баренцева моря// Труды ЛГМИ.— 1978.— Вып. 65.— С. 41—47.
167. Карпова И. П., Родин А. В. Водные массы Баренцева моря//Вопросы промысловой океанологии Мирового океана (тезисы докладов IV Всесоюзной конференции по промысловой океанологии).— Мурманск, 1977.— С. 90—91.
168. Карпухин Г. В. Ограничения применения некоторых многомерных распределений в климатологии//Труды ГГО.— 1986.— Вып. 501.— С. 116—122.
169. Картвелишвили Н. А. Теория вероятностных процессов в гидрометеорологии и регулирование речного стока.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 236 с.
170. Каткова Т. Ф. О расчете повторяемости температурно-ветрового комплекса в совокупности за год применительно к климатам СССР//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1975.— Вып. 27.— С. 59—73.
171. Клен Л. А., Позднякова Т. Г. О сравнимости потоков тепла и влаги различных масштабов временного осреднения//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1984.— Вып. 110.— С. 93—95.
172. Климатические характеристики северных районов ЕТ СССР. Облачность, горизонтальная видимость и сложные условия погоды/Под ред. А. И. Пенькова.— Архангельск: Архангельское книжное изд-во, 1981. Т. 1.— 221 с.
173. Климат полярных районов/Под ред. Е. И. Борисенкова.— Л.: Гидрометеоиздат.— 444 с.
174. Клименко Л. В. Синоптико-климатическая типизация атмосферных процессов и ее каталог.— М.: ВНИИГМИ—МЦД, 1976.— 108 с.
175. Книпович Н. М. Основы гидрологии Европейского Ледовитого океана//Записки Императорского Русского Географического общества по общей географии.— 1906.— Т. 42.— 1510 с.
176. Кобышева Н. В. Косвенные расчеты климатических характеристик.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 190 с.
177. Кобышева Н. В., Кухтина Л. Г., Чмутова З. Е. О методах расчета непрерывной продолжительности экстремальных температур воздуха//Труды ГГО.— 1976.— Вып. 349.— С. 50—56.
178. Колоколов В. П. О связи грозовой активности конвективного облака с его вертикальным развитием//Труды ГГО.— 1972.— Вып. 277.— С. 27—37.
179. Колоколов В. П., Павлова Г. И. Соотношения между некоторыми грозовыми параметрами//Труды ГГО.— 1965.— Вып. 177.— С. 38—41.
180. Колосков И. И. Некоторые характерные черты полярного климата//Изв. Дальневосточн. геофиз. ин-та.— 1931.— Т. 1 (8).
181. Комплексный гидрометеорологический справочник Баренцева и Белого морей/Под ред. А. И. Сачковой.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 252 с.
182. Конвективное перемешивание в море/Под ред. А. Д. Добровольского.— М.: Изд. МГУ, 1977.— 240 с.
183. Коноплев Н. П. Опыт классификации климатов Мирового океана//Труды ГОИН.— 1952.— Вып. 21 (33).— С. 54—68.
184. Коржиков А. Я. Особенности распределения крупных аномалий температуры воздуха в районах Гренландского и Баренцева морей//Труды ААНИИ. 1978.— Т. 353.— С. 69—76.
185. Королькова Е. Д. Климатические сезоны в Арктике//Труды ААНИИ.— 1965.— Т. 273.— С. 26—33.
186. Кошеленко И. В. Туманы//Труды УкрНИГМИ.— 1977.— Вып. 155.— 155 с.
187. Кошинский С. Д. Расчет максимальной непрерывной продолжительности штормов различной обеспеченности//Труды НИИАК.— 1967.— Вып. 48.— С. 8—28.
188. Кошинский С. Д., Лучицкая О. И. Методика расчета непрерывной продолжительности температур воздуха выше (ниже) заданного предела//Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала. Л., Гидрометеоиздат, 1979.— 283 с.
189. Кошинский С. Д., Терзиев Ф. С. Повторяемость переохлажденных капельно-жидких туманов различной непрерывной продолжительности на побережье Кольского полуострова//Труды НИИАК.— 1968.— Вып. 54 (4).— С. 75—82.
190. Красюк В. С., Саускан Е. М. К расчету скорости ветровых течений в океане//Метеорология и гидрология.— 1970.— № 9.— С. 68—74.
191. Крылов Е. В., Марченко А. С. Оценка точности вероятностных характеристик для связных метеорологических рядов//Труды НИИАК (Новосибирский филиал).— 1967.— Вып. 48.— С. 28—36.
192. Крылов Ю. М. Статистическая теория и расчет морского ветрового волнения. Ч. I, II//Труды ГОИН.— 1956.— Вып. 33 (45);— С. 5—79; Труды ГОИН.— 1958.— Вып. 42.— С. 3—88.
193. Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Цыплухин В. Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 256 с.
194. Кудло Б. П. Некоторые данные о водообмене между Баренцевым и Норвежским морями//Труды ГОИН.— 1961.— Вып. 64.— С. 33—38.
195. Кудло Б. П. Многолетние изменения температуры воды у побережья Мурмана//Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна.— 1970.— Вып. 16, 4.— С. 39—52.
196. Кузнецов И. М. О ледообмене через пролив Карские Ворота//Труды ААНИИ.— 1983.— Т. 380.— С. 123—128.
197. Кузнецова Л. П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР.— М.: Наука, 1978.— 91 с.
198. Кузьмин В. И., Стрекалов С. С. Расчет зыби при произвольных границах шторма//Труды ГМЦ.— 1971.— Вып. 83.— С. 6—16.
199. Кузьмин Р. В., Гром В. П. Расчет надежности судового оборудования по малым выборкам.— Л.: Судостроение, 1976.— 96 с.
200. Купецкий В. Н. Глубинные атлантические воды как причина некоторых особенностей полярного климата// Проблемы Арктики.— 1959.— Вып. 6.— С. 13—20.
201. Куфтарков Ю. М., Коснырев В. К. Модель непрерывной эволюции деятельного слоя океана//Морские гидрофизические исследования.— 1976.— № 1 (72).— С. 5—15.
202. Кухтина Л. П., Морозова В. С. Непрерывная продолжительность низких температур на территории Байкало-Амурской магистрали//Труды ГГО.— 1977.— Вып. 391.— С. 102—106.
203. Лабзовский Н. А. Непериодические колебания уровня моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 238 с.
204. Лавренов И. В., Рывкин В. В. Эволюция средних параметров гравитационных волн на течении, изменяющемся вдоль своего направления распространения// Изв. АН СССР, ФАО.— 1986.— Т. 22, № 10.— С. 1089—1097.
205. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 341 с.
206. Ларин Б. В. Некоторые итоги применения ИК-радиометра при исследовании температуры поверхности Баренцева моря//Труды ААНИИ.— 1987.— Т. 410.— С. 49—59.
207. Ларин Д. А. О возможности расчетов потоков тепла и влаги по осредненным значениям метеоэлементов// Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1984.— Вып. 110.— С. 87—93.
208. Лебедев А. А. Вероятность встречи льда в Баренцевом, Гренландском морях и Северной Атлантике//Труды ПИНРО.— 1969.— Вып. 23.— С. 138—144.
209. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Изобарические коэффициенты перемещения кромки льдов в некоторых районах Баренцева моря//Труды ААНИИ.— 1973.— Т. 307.— С. 52—62.
210. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Некоторые особенности кратковременных изменений положения кромки

льда в Баренцевом море//Труды ААНИИ.— 1973.— Т. 307.— С. 63—72.
211. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Оценка баланса объема морского льда в Северном полушарии Земли// Труды ААНИИ.— 1981.— Т. 384.— С. 61—77.
212. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Результаты оценки годового цикла ледообмена Арктического бассейна с морями Северной Атлантики//Труды ААНИИ.— 1981.— Т. 334.— С. 78—89.
213. Лебедев А. Н. Вероятность грозы на ограниченном участке территории//Труды ГГО.— 1957.— Вып. 74.— С. 61—70.
214. Лебедев А. Н. Продолжительность гроз на ограниченных участках территории//Труды ГГО.— 1968.— Вып. 85.— С. 112—121.
215. Лебедев А. Н., Писарева Г. П. Климатические сезоны СССР//Труды ГГО.— 1956.— Вып. 62.— С. 67—83.
216. Леонтьев О. Н., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов.— М.: Изд. МГУ, 1975.— 336 с.
217. Лир Э. С. К вопросу о причине «безъядерных» зим// Метеорологический вестник.— 1934.— № 4—7.
218. Лободин Г. В. Продолжительность гроз на земном шаре//Труды ГГО.— 1981.— Вып. 442.— С. 39—43.
219. Лосев С. М. О площадных характеристиках ледяного покрова//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1972.— Вып. 39.— С. 47—54.
220. Лоция Баренцева моря. Ч. 1.— Изд. ГУ МО СССР, 1966.— 200 с.
221. Мазурин Н. Ф., Сергеева И. А. Статистические характеристики скорости ветра применительно к ветровым нагрузкам (обзор).— Обнинск: Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1979.— 48 с.
222. Малевский-Малевич С. П. Изменчивость среднемесячных значений радиационных потоков в Северной Атлантике//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 2.— С. 69—76.
223. Малевский-Малевич С. П. Методика и результаты расчетов межгодовой изменчивости среднемесячных значений радиационных и турбулентных потоков на границе раздела океан—атмосфера//Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». Т. 6. (Итоги науки и техники, ВИНИТИ АН СССР).— М., 1985.— С. 53—64.
224. Малевский-Малевич С. П. Межгодовая изменчивость характеристик взаимодействия океан—атмосфера//Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». Т. 8. (Итоги науки и техники, ВИНИТИ АН СССР).— М., 1987.— С. 110—120.
225. Мамаев О. И. *T, S*-анализ вод Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 364 с.
226. Мамонтов Н. В. Корреляция влажности воздуха, скорости ветра и количества облачности с температурой воздуха в таежной зоне Западно-Сибирской низменности//Труды НИИАК (Новосибирский филиал).— 1966.— Вып. 42 (2).— С. 50—59.
227. Мамонтов Н. В. Статистические связи метеорологических элементов с температурой воздуха//Труды НИИАК.— 1967.— Вып. 48.— С. 36—41.
228. Мамонтов Н. В. Средние квадратические отклонения температуры воздуха на территории СССР//Вопросы климатологии.— 1975.— Вып. 16.— С. 3—20.
229. Мамонтов Н. В. Проверка аппроксимации двумерных распределений метеорологических элементов//Труды ЗапСибНИИ.— 1976.— Вып. 28.— С. 3—12.
230. Мамонтов Н. В. Статистические характеристики температуры воздуха в различные часы суток на территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 214 с.
231. Мамонтов Н. В. Статистические характеристики относительной влажности воздуха в различные часы суток на территории СССР.— М.: Гидрометеоиздат, 1982.— 224 с.
232. Мартемьянова Е. С., Гетман Л. П. Статистические и временные характеристики низкой облачности и ограниченной видимости в аэропортах Кольского полуострова//Межвуз. сборн. научных трудов ОЛАГА.— Л., 1982.— С. 94—101.
233. Мартемьянова Е. С., Гетман Л. И. Синоптические условия образования низкой облачности и адвективных туманов на территории Кольского полуострова// Межвуз. сборн. научн. трудов ОЛАГА.— Л., 1983.— С. 68—73.
234. Мартемьянова Е. С., Гетман Л. П. Статистический анализ вертикальной структуры метеоэлементов в дни с низкой облачностью на территории Кольского полуострова//Межвуз. сборн. научн. трудов ОЛАГА.— Л., 1986.— С. 73—82.
235. Мартемьянова Е. С., Дяченко В. К. Влияние атмосферной адвекции на климат Северо-Европейского бассейна//Тезисы докладов Первого Всесоюзного совещания «Полярная метеорология на службе народного хозяйства».— Мурманск, 1987.— С. 78—80.
236. Мартемьянова Е. С., Дяченко В. К. Адвекция тепла в атмосфере Северо-Европейского бассейна.— Л., 1987, 23 с.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД. № 702 ГМ—Д87.
237. Мартемьянова Е. С., Дяченко В. К. Теплосодержание атмосферы Северо-Европейского бассейна// Труды ААНИИ.— 1988.— Т. 415.— С. 135—148.
238. Марченко А. С. Определение некоторых климатических характеристик ветра расчетным путем//Метеорология и гидрология.— 1962.— № 4.— С. 34—39.
239. Маршунова М. С. Особенности формирования радиационного режима Северного Ледовитого океана// Труды ААНИИ.— 1983.— Т. 381.— С. 20—32.
240. Маршунова М. С., Чериговский Н. Г. Радиационный режим зарубежной Арктики.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 182 с.
241. Мастерских М. А., Иоффе Г. С. Некоторые характеристики новороссийской боры в открытом море// Труды ГМЦ.— 1976.— Вып. 179.— С. 31—35.
242. Матвеев Л. Г. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 311 с.
243. Матвеев Л. Г., Солдатенко С. А. К теории образования и прогноза туманов испарения//Метеорология и гидрология.— 1977.— № 2.— С. 24—31.
244. Матишов Г. Г. Мировой океан и оледенение Земли.— М.: Мысль, 1987.— 270 с.
245. Маховер З. М., Нудельман Л. А., Пеньков А. М. Авиационно-климатические особенности Западной Европы//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1979.— Вып. 65.— С. 21—30.
246. Мерцалова О. Б. Радиационный баланс поверхности южной части Баренцева моря//Метеорология и гидрология.— 1938.— № 6.— С. 45—55.
247. Метеорологический режим зарубежной Арктики/Под ред. И. М. Долгина.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 228 с.
248. Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов/Под ред. Е. П. Борисенкова, И. Г. Пчелко.— Л.: ААНИИ, 1972.— 81 с.
249. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений/Под ред. О. А. Дроздова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— 491 с.
250. Милейко Г. Н. Расчет потерь тепла поверхностью Баренцева моря для определения температуры воды и кромки льда//Труды ЦИП.— 1957.— Вып. 57.— С. 60—81.
251. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 638 с.
252. Мозолевский М. В., Чуканин К. И. К прогнозу интенсивных снегопадов в западном районе Северной Арктики//Труды ААНИИ.— 1977.— Т. 339.— С. 139—155.
253. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики.— М.: Наука, 1969, 184 с.
254. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 252 с.
255. Морецкий В. Н., Степанов С. И. Давление воздуха над приатлантическим сектором Арктики и расходы воды Нордкапского течения//Труды ААНИИ.— 1974.— Т. 325.— С. 92—95.
256. Морской атлас. Т. 2. Физико-географический/Под ред. И. С. Исакова.— М.: ВМС, 1953.— 76 карт.
257. Москаль Т. Н. Особенности распределения теплосодержания деятельного слоя Баренцева моря в августе// Труды ААНИИ.— 1979.— Т. 363.— С. 109—116.
258. Мурашова А. В. О расчете среднемесячных значений турбулентных потоков над океаном//Труды ГГО.— 1986.— Вып. 504.— С. 80—85.
259. Накоренко Н. Ф. Карты удельной влажности северного полушария//Труды ГГО.— 1957.— Вып. 70.— С. 60—91.
260. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 270 с.
261. Новицкий В. И. О трансформации и формировании типов вод северной части Баренцева моря//Проблемы Арктики.— 1959.— № 7.— С. 23—26.

262. Новицкий В. П. Постоянные течения северной части Баренцева моря//Труды ГОИН.— 1961.— Вып. 64.— С. 3—32.
263. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 86 с.
264. Нудельман Л. А. Сравнительная характеристика материалов, использованных при построении карт общей облачности//Труды . ВНИИГМИ—МЦД.— 1985.— Вып. 118.— С. 29—50.
265. Океанографическая энциклопедия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 632 с.
266. Океанографические таблицы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 478 с.
267. Океанология. Термины и определения. ГОСТ 18451-73—ГОСТ 18458-73.— М.: Изд-во стандартов, 1973.— 64 с.
268. Панов В. В. Обледенение судов//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 334.— 263 с.
269. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 653 с.
270. Петров И. Г. Методические указания по расчету прочности льда.— Л.: ААНИИ, 1979.— 44 с.
271. Петров Л. С. Некоторые особенности термического режима западного сектора Советской Арктики//Уч. зап. ЛГУ. № 269. Серия геогр. наук.— 1959.— Вып. 13.— С. 85—95.
272. Пирсон В., Нейман Г., Джемс Р. Распространение и прогноз зыби//Ветровые волны.— М., 1962.— С. 289—355.
273. Под семизвездным синим флагом/Под ред. В. П. Пономаренко.— Мурманск: Кн. изд-во, 1981.— 136 с.
274. Полхов А. П. Типизация атмосферных процессов, обусловливающих штормовые ветры на акватории Баренцева, Норвежского и Гренландского морей//Первый глобальный экспернмент ПИГАП. Т. 5. Гидрометеорологические исследования в тропической зоне Атлантического океана.— Л., 1982.— С. 77—84.
275. Полхов А. П., Сенюкова Л. П. Типизация метеорологических процессов//Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета.— 1980.— Вып. 1.— С. 25—26.
276. Полхов А. П., Терзиев Ф. С. Прогноз туманов испарения методом квадратического дискриминантного анализа//Метеорология и гидрология.— 1981.— № 9.— С. 58—66.
277. ПОЛЭКС—Север-76 (научные результаты). Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 250 с.
278. Пономарев А. И. Исследование связи сгонов и нагонов в Гренландском и Баренцевом морях с макроциркуляционными процессами//Записки по гидрографии.— 1978.— № 201.— С. 54—61.
279. Пономарев А. И. О прогнозе суммарных экстремальных уровней Баренцева и Гренландского морей//Записки по гидрографии.— 1979.— № 202.— С. 37—40.
280. Потанин В. А. Состояние изученности штормовых нагонов на Баренцевом и Белом морях//Сб. работ Мурманской ГМО.— 1969.— Вып. 2.— С. 52—66.
281. Потанин В. А. О баренцевоморских и беломорских штормовых нагонах//Природа и хозяйство Севера.— 1971.— Вып. 3.— С. 148—154.
282. Потанин В. А. Формирование и затухание баренцевоморских и беломорских штормовых нагонов//Вопросы океанологии и комплексных исследований шельфа Баренцева и Белого морей.— Апатиты, 1972.— С. 11—14.
283. Потанин В. А. Расчет уровней при нагонах в отдельных пунктах на Баренцевом и Белом морях//Труды ГМЦ.— 1976.— Вып. 164.— С. 45—53.
284. Потанин В. А., Денисов В. В. Значительные понижения уровней у побережий Баренцева и Белого морей и причины этих явлений//Труды ПИНРО.— 1976.— Вып. 35.— С. 48—54.
285. Потанин В. А., Денисов В. В. Формирование и затухание сгонных понижений уровня на Баренцевом и Белом морях//Труды ААНИИ.— 1980.— Т. 348.— С. 13—21.
286. Потанин В. А., Коротков С. В. Внутригодовая изменчивость постоянных течений южной части Баренцева моря и ее водообмен с сопредельными районами//Геологические и географические проблемы освоения природных ресурсов северных морей.— Мурманск, 1988.— С. 81—90.
287. Потапов В. Р. О математическом моделировании влияния пресного стока на ледово-гидрологические условия Печорского моря//Исследования ледяного покрова северо-западных морей.— М., 1983.— С. 28—35.
288. Привальский В. Е. О спектре нерегулярных колебаний уровня моря//Труды ГОИН.— 1970.— Вып. 103.— С. 74—76.
289. Прик З. М. Дальность распространения береговых ветров в море//Труды ААНИИ.— 1953.— Т. 54.— С. 95—139.
290. Прик З. М. Среднее положение приземных барических и термических полей в Арктике//Труды ААНИИ.— 1959.— Т. 217.— С. 5—34.
291. Прик З. М. Осадки в Арктике//Труды ААНИИ.— 1965.— Т. 273.— С. 5—25.
292. Прик З. М. Климатическое районирование Арктики//Труды ААНИИ.— 1971.— Т. 304.— С. 72—84.
293. Прик З. М., Шапаев В. М. О влиянии ледовитости моря на колебания метеорологических элементов//Труды ААНИИ.— 1959.— Т. 217.— С. 65—86.
294. Прихотько Г. Ф., Егоров Н. И. Парение Кольского залива//Труды НИУ ГУГМС.— 1946.— Сер. 5, вып. 16.— С. 16—21.
295. Прихотько Г. Ф., Роев Л. М., Товбин М. В. Результаты первых опытов по борьбе с туманами парения на Кольском заливе//Инф. бюллетень МКГ УССР. Метеорология и гидрология.— 1976.— № 12.
296. Программа исследования взаимодействия атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных изменений климата/Под ред. Г. И. Марчука.— Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». Т. 1 (Итоги науки и техники, ВИНИТИ АН СССР).— М., 1983.— 60 с.
297. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Средние траектории и скорости перемещения барических систем в Европейской Арктике//Труды ААНИИ.— 1959.— Т. 217.— С. 5—64.
298. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Направления и скорости перемещения циклонов и антициклонов в Арктике//Труды ААНИИ.— 1961.— Т. 235.— С. 37—46.
299. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Преобладающие траектории циклонов в Арктике при основных формах атмосферной циркуляции//Труды ААНИИ.— 1961.— Т. 240.— С. 163—176.
300. Радиационный режим Гренландского и Норвежского морей/Под ред. А. В. Сметанниковой.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 53 с.
301. Расчет режима морского ветрового волнения. Методические указания. Вып. 42/Под ред. Г. В. Матушевского.— М.: ГОИН, 1979.— 96 с.
302. Режимные сведения о волнении Баренцева, Норвежского и Гренландского морей/Под ред. В. Т. Жевнова-того.— Мурманск: Изд. Мурм. УГМС, 1965.— 112 с.
303. Рекомендации по расчету массы льда при морском обледенении надводных объектов/Под ред. Н. В. Колосовой.— Л.: ААНИИ, 1984.— 24 с.
304. Рекомендации по расчету течений в шельфовой зоне морей.— М., ГОИН, 1979.— 178 с.
305. Рекомендации по тактике ледового плавания в западном районе Арктики/Под ред. Бабича Н. Г.— М.: ЦРИА «Морфлот», 1982.— 196 с.
306. Ржеплинский Г. В. Исследование режима ветрового волнения океанов и расчеты параметров волн//Труды ГОИН.— 1972.— Вып. 111.— 184 с.
307. Ржеплинский Г. В., Крылов Ю. М., Матушевский Г. В. и др. Новый метод анализа и расчета ветровых волн//Труды ГОИН.— 1968.— Вып. 93.— С. 5—52.
308. Россов В. В. Образование слоистой облачности и туманов на гидрологических фронтах//Метеорология и гидрология.— 1981.— № 10.— С. 110—112.
309. Рубинштейн Е. С. Междусуточная изменчивость температуры воздуха в СССР//Труды Всесоюз. научн. метеорол. совещания.— Том 4.— Л., 1962.— С. 37—51.
310. Рубинштейн Е. С. Теплоядерные и безъядерные зимы//Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1962.— № 4.— С. 16—27.
311. Рубинштейн Е. С. Средние широтные температуры воздуха на земном шаре и их связь с изменением климата//Труды ГГО.— 1970.— Вып. 262.— С. 74—133.
312. Руднева О. М. Переход от числа дней с метеорологическими явлениями к их повторяемости и продолжительности//Труды НИИАК.— 1962.— Вып. 17.— С. 33—36.
313. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 462 с.
314. Руководство по обработке наблюдений над уровнем моря/Под ред. В. А. Зенина и др.— Л.: Изд. УНГС ВМФ, 1957.— 308 с.

315. Руководство по расчету параметров ветровых волн/ Под ред. Б. Х. Глуховского и Ю. М. Крылова.— Л.: Гидрометеоиздат. 1969.— 138 с.
316. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и устьях рек при инженерных изысканиях/Под ред. С. С. Байдина и др.— М.: Гидрометеоиздат, 1973.— 536 с.
317. Румянцев В. А. Применение теории случайных выбросов к исследованию временных гидрологических рядов//Труды ГГИ.— Вып. 21.— С. 192—222.
318. Санцевич Т. И., Хромцова М. С., Москаль Т. Н. Колебания ледовитости Баренцева моря.— Л.: Морской транспорт.— 1980.— 120 с.
319. Сапожникова С. А. К методике характеристики климата//Труды НИИАК.— 1964.— Вып. 26.— С. 29—39.
320. Сафронов Г. Ф., Семенов А. Ю., Зильберштейн О. И. Применение разностной схемы первого порядка для расчета приливов//Труды XII конференции молодых ученых МФТИ.— 1986.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД, № 5697—В 86.— С. 175—189.
321. Сборник карт и описаний типовых атмосферных процессов, обусловливающих возникновение на акватории Баренцева, Норвежского и Гренландского морей опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений/Под ред. К. П. Васильева.— М.: ВНИИГМИ—МЦД, 1982.— 136 с.
322. Сгибнева Л. А. О приливах Баренцева моря//Труды ГОИН.— Вып. 75.— 1964.— С. 5—20.
323. Север Европейской части СССР/Под ред. И. П. Герасимова.— М.: Наука, 1966.— 452 с.
324. Северный Ледовитый и Южный океаны/Под ред. А. Ф. Трешникова и С. С. Сальникова.— Л., Наука, 1985.— 502 с.
325. Семенов В. Г. Соотношение между адвективной и турбулентной составляющими переноса тепла в атмосфере//Метеорология и гидрология.— 1959.— № 10.— С. 3—7.
326. Сергеев Г. Н., Хромов Ю. Н. Торосистость как важный фактор в общей сопротивляемости льда движущемуся судну//Метеорология и гидрология.— 1980.— № 10.— С. 40—45.
327. Серяков Е. И. Тепловой баланс поверхности южной части Баренцева моря//Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана». Вып. 5.— Л., 1959.— С. 33—42.
328. Серяков Г. И. Об адвекции тепла течениями в Баренцевом море//Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского севера.— М., 1960.— С. 81—88.
329. Серяков Е. И. О сезонном ходе составляющих теплового баланса в южной части Баренцева моря//Труды ЛГМИ.— 1961.— Вып. 12.— С. 194—203.
330. Серяков Е. И. Многолетние колебания компонентов теплового баланса Баренцева и Норвежского морей//Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна.— 1968.— Вып. 11.— С. 121—133.
331. Серяков Е. И., Бычкова А. И. Особенности теплового состояния незамерзающей части Баренцева моря в периоды МГГ и МГС//Материалы второй конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана».— Л., 1964.— С. 199—210.
332. Серяков Е. И., Стависский Я. С. Теплооборот в Баренцевом и Норвежском морях//Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна.— 1967.— Вып. 10.— С. 126—133.
333. Смирнова Н. В. Изменчивость различных градаций средней суточной температуры воздуха//Труды ГГО.— 1975.— Вып. 335.— С. 31—34.
334. Снопков В. Г. О корреляции между содержанием водяного пара в атмосфере и характеристиками влажности воздуха у поверхности Земли//Метеорология и гидрология.— 1977.— № 12.— С. 38—42.
335. Снопков В. Г. О сезонных изменениях влагосодержания атмосферы над всем Атлантическим океаном// Атмосферная циркуляция и ее взаимодействие с океаном в тропических и внетропических широтах Атлантики.— М., 1981.— С. 220—231.
336. Советская Арктика/Под ред. И. П. Герасимова.— М.: Наука, 1970.— 526 с.
337. Соловьев В. А. Грозовая активность в районе Северо-Восточной Атлантики и Западной Европы по данным об атмосферике//Труды ГГО.— 1965.— Вып. 177.— С. 31—36.
338. Соловьев В. А. Суточный и годовой ход грозовой активности на севере Атлантического океана и морях западной Европы и Дальнего Востока//Метеорология и гидрология.— 1965.— № 10.— С. 32—36.
339. Соловьев В. А. Пространственно-временные характеристики грозовой активности по данным пеленгования атмосфериков//Труды ГГО.— 1969.— Вып. 242.— С. 52—61.
340. Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 474 с.
341. Справочник капитана дальнего плавания/Под ред. Б. П. Хабура.— М.: Транспорт, 1973.— 704 с.
342. Справочник по климату СССР.— Вып. 1, ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат.— 1965.— 358 с.
343. Справочник по климату СССР. Вып. 2, ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат. 1965.— 144 с.
344. Справочник по климату СССР. Вып. 1, ч. 5.— Л.: Гидрометеоиздат. 1968.— 370 с.
345. Справочник по климату СССР. Вып. 2, ч. 5.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 110 с.
346. Справочное пособие для учета ледовых условий (фактических и прогнозируемых) на трассах Северного морского пути/Сост. А. Я. Бузуев. Л.: ААНИИ, 1977,— 134 с.
347. Сорокина Л. А., Беева И. М. К вопросу о распределении облачности над океанами//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 307.— С. 94—104.
348. Суставов Ю. В., Черкышова Е. С., Цуприва И. Е. Исследование ветровых течений Балтийского моря на основе математической модели взаимодействия пограничных слоев//Труды ГОИН.— 1981.— Вып. 167.— С. 29—43.
349. Суховей В. Ф. Моря Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 288 с.
350. Таблицы приливов. Воды Европейской части СССР и прилегающих зарубежных районов. Ч. I, II.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 196 с.
351. Танцюра А. И. О течениях Баренцева моря//Труды ПИНРО.— 1959.— Вып. 11.— С. 35—53.
352. Танцюра А. И. Сезонные изменения течений Баренцева моря//Труды ПИНРО.— 1973.— Вып. 34.— С. 108—112.
353. Терзиев Ф. С. Гидрометеорологическая характеристика туманов типа парения на примере Кольского залива//Труды УкрНИГМИ.— 1960.— Вып. 77.— С. 136—148.
354. Терзиев Ф. С. Образование морских туманов типа испарения и некоторые рекомендации по их прогнозу// Труды ГМЦ.— 1969.— Вып. 45.— С. 25—38.
355. Терзиев Ф. С. К вопросу о связи стратификации нижнего слоя воздуха с туманами испарения//Сборник работ Мурманской ГМО.— 1969.— Вып. 2.— С. 14—20.
356. Терзиев Ф. С. Прогноз тумана испарения в Кольском заливе//Сборник работ Мурманской ГМО.— 1969.— Вып. 2.— С. 3—13.
357. Терзиев Ф. С. Условия образования морских туманов типа парения при различных формах циркуляции// Проблемы Арктики и Антарктики.— 1970.— Вып. 35.— С. 40—47.
358. Терзиев Ф. С., Гирдюк Г. В. Уточнение методики прогноза тумана испарения//Труды ГГО.— 1969.— Вып 239.— С. 119—125.
359. Терзиев Ф. С. и др. Современное состояние исследований температуры морской поверхности//Метеорология и гидрология.— 1979.— № 11.— С. 70—77.
360. Терзиев Ф. С., Яковлев Б. А. Об уточнении прогноза образования и рассеяния туманов испарения//Метеорология и гидрология.— 1968.— № 4.— С. 56—62.
361. Тимофеев В. Т. Устойчивость вод Баренцева моря// Проблемы Арктики.— Вып. 3.— С. 5—37.
362. Тимофеев В. Т. Опыт приближенного определения теплового баланса Баренцева моря//Доклады юбилейной сессии ААНИИ.— Л., 1945.— 21 с.
363. Тимофеев В. Т. Теплообмен воды Баренцева моря с воздухом//Проблемы Арктики.— 1946.— № 3.— С. 36—46.
364. Тимофеев В. Т. Трансформация вод Баренцева моря под влиянием гидрометеорологических факторов//Проблемы Арктики.— 1959.— № 7.— С. 23—26.
365. Тимофеев М. П. К теории адвективных туманов// Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1955.— № 6.— С. 514—520.

366. Тимофеев М. П. О регулировании интенсивности зимних туманов испарения//Труды ГГО.— 1966.— Вып. 187.— С. 131—138.
367. Титов В. И. Повторяемость и непрерывная продолжительность горизонтальной видимости на Европейской территории СССР//Труды НИИАК.— 1964.— Вып. 25.— С. 41—57.
368. Тихомиров Е. И. Ход средней температуры воздуха в зимнее время в полярных районах//Проблемы Арктики.— 1937.— № 2.
369. Тихомирова Л. В. Некоторые особенности временных рядов распределения температуры воздуха на территории СССР//Труды Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии.— Л., 1971.— С. 290—304.
370. Тихомирова Л. В. Годовые характеристики минимальной температуры воздуха на территории СССР// Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1977.— Вып. 52.— С. 5—15.
371. Уралов Н. С. О влиянии Нордкапского течения на ледовитость Баренцева моря//Труды ГОИН.— 1959.— Вып. 37.— С. 14—33.
372. Уралов Н. С. Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря//Труды ГОИН.— 1960.— Вып. 55.— С. 3—20.
373. Уралов Н. С. Некоторые особенности сезонной и многолетней изменчивости положения внешней границы льдов Баренцева моря//Труды ГОИН.— 1961.— Вып. 64.— С. 39—77.
374. Уралов Н. С. О потере тепла Нордканским течением в южной половине Баренцева моря//Труды ГОИН.— 1963.— Вып. 73.— С. 66—75.
375. Федоров К. Н. Тонкая термохалинная структура вод океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 184 с.
376. Федорченко Е. И. О статистической структуре рядов средней суточной температуры воздуха на территории СССР//Труды ГГО.— 1976.— Вып. 374.— С. 168—180.
377. Физико-географический атлас мира.— М.: АН СССР, ГУГК.— 1964.— 298 с.
378. Физическая география Мирового океана/Под ред. К. К. Маркова.— Л.: Наука.— 1980.
379. Филиппов В. В. Изменчивость средней температуры воздуха в зависимости от направления и скорости ветра на Баренцевом море//Труды НИИАК.— 1962.— Вып. 20.— С. 3—29.
380. Филиппов В. В., Каганский А. С. Роль отдельных факторов в формировании режима температуры воздуха над океаном//Труды НИИАК.— 1968.— Вып. 50.— С. 3—10.
381. Филиппов Ю. Г., Шкудова Г. Я. Рекомендации по расчету режимно-статистических характеристик непериодических колебаний уровня в шельфовой зоне моря.— М.: ГОИН, ГМЦ СССР. 1979.— 26 с.
382. Фридзон М. Б., Балагуров А. М. Некоторые результаты измерения влажности в исследованиях по программам ПОЛЭКС—Север-76//ПОЛЭКС—Север-76 (научные результаты). Ч. 1.— Л., 1979.— С. 217—224.
383. Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана//Вестник ЛГУ.— 1971.— Вып. 1, № 6.— С. 85—90.
384. Фукс Ю. А. Изменчивость температуры воды южной части Баренцева моря: Дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук.— Л., 1977, 186 с.
385. Фукс Ю. А. Некоторые результаты исследования изменчивости температуры воды Баренцева моря//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1977.— Вып. 52.— С. 34—38.
386. Хан Г., Шапиро С. Статистические методы в инженерных задачах.— М.: Мир, 1969.— 395 с.
387. Хворостьянов В. И. Моделирование эволюции морских туманов испарения и воздействий на них//Метеорология и гидрология.— 1983.— № 12.— С. 44—52.
388. Хиблер У. Д., Хикс У. Д., Экли С. и др. Измерение среднемасштабной деформации морских льдов в море Бофорта (Айджекс — 1971)//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1974.— Вып. 43—44.— С. 119—138.
389. Хрол В. П. Обмен энергией между океаном и атмосферой в Северной полярной области//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1974.— Вып. 43—44.— С. 78—83.
390. Хрол В. П. Энергетика взаимодействия океана и атмосферы в Норвежской энергоактивной зоне//Труды ААНИИ.— 1986.— Т. 406.— С. 123—130.
391. Хрол В. П., Гирдюк Г. В., Зыкова Г. Г. Некоторые результаты расчета составляющих энергетического баланса Норвежского и Гренландского морей//Труды ААНИИ.— 1983.— Т. 382.— С. 131—142.
392. Цверава В. Г. О профиле ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы//Метеорология и гидрология.— 1965.— № 2.— С. 24—27.
393. Цикунов В. А. О расчете вертикального распределения температуры и солености в период охлаждения моря//Труды ГОИН.— 1959.— Вып. 47.— С. 5—12.
394. Циценко Г. В. Об изменчивости среднего количества общей облачности по данным наземных наблюдений// Труды ГГО,— 1974.— Вып. 307.— С. 115—121.
395. Цуриков В. Л., Зубакин Г. К. Оценка возможных изменений элементов ледового режима Белого моря в связи с изъятием части речного стока//Исследования ледяного покрова северо-западных морей.— М., 1983.— С. 36—43.
396. Черниговский Н. Т., Маршунова М. С. Климат советской Арктики (раднационный режим).— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 199 с.
397. Чуканин К. И. Некоторые синоптико-климатические характеристики Арктики//Труды ААНИИ.— 1965.— Т. 273.— С. 75—85.
398. Чуканин К. И. Влияние теплового состояния полярных районов на ветровую деятельность в атмосфере// Проблемы Арктики и Антарктики.— 1969.— Вып. 30.— С. 66—72.
399. Шапаев В. М. Орографические искажения ветрового режима в западном секторе Советской Арктики//Труды ААНИИ.— 1951.— Т. 45.— 150 с.
400. Шапаев В. М. Гидрометеорологические условия и мореплавание.— М.: Транспорт, 1975.— 248 с.
401. Шулейкин В. В.— Физика моря.— М.: Наука, 1968.— 1083 с.
402. Яковлев Б. А. Избыток и дефицит осадков в естественных синоптических периодах теплого полугодия//Сб. работ по синоптике № 3.— М., 1959.— С. 77—91.
403. Яковлев Б. А. Климат Мурманской области.— Мурманск: Кн. изд-во.— 1961.— 199 с.
404. Яковлев Б. А. Летние туманы Баренцева моря// Труды ЦИП.— 1964.— Вып. 136.— С. 81—88.
405. Яковлев Б. А. Зимняя гроза в Мурманске//Метеорология и гидрология.— 1969.— № 12.— С. 34—35.
406. Яковлев Б. А. Климат Мурманска.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 105 с.
407. Яковлев Г. Н. Снежный покров на дрейфующих льдах Центральной Арктики//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1961.— Вып. 3.— С. 65—76.
408. Яковлева Т. А. Распределение относительной влажности воздуха над северным полушарием//Труды НИИАК.— 1963.— Вып. 9.— С. 30—48.
409. Balchen Jens G. Mathematical and numerical modelling of physical and biological processes in the Barents sea.— Quant. Pop. Dyn., 1981. P. 267—284.
410. Dorman C. E., Bourke R. H. A temperature correction for Tuckers ocean rainfall estimates//Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.— 1978.— Vol. 104.— P. 765—773.
411. Gringorten J. L., Salmela H. A., Solomon J., Sharp J. Atmospheric Humidity atlas. Northern Hemisphere, Cambrige (Mass.)— Res. Lab. L. G. Hascom Field, 1966.
412. Gutsche A. Lur Interdiurnal Veranderung der Temperatur uber Berlin//Meteorol. Rundshau.— 1957.— N. 6.
413. Jackson C. I. Snowfall measurements in Northern Canada//Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.— 1960.— Vol. 86, N 368.—P. 273—275.
414. Landsberg H. Die mittlere Wasserdampfverteilung auf der Erde//Meteorol. Rund.— 1964.— N 4.— S. 102—109.
415. Marine Climatic Atlas of the world//Wash., D.C., U.S. Navy.— 1955—1969.— Vol. 8.
416. Mock S. J. Calculated patterns of accumulation of the Greenland ice sheet//J. Glaciol.— 1967.— Vol. 6, N 48.— P. 795—803.
417. Moens M. Solid earth tide and arctic oceanic loading tide of Longyear Byen (Spitsbergen)//Physics of the Earth and Planetary Interiors.— 1976.— Vol. 13.— P. 197—211.
418. Tucker G. B. Precipitation over the Atlantic Ocean// Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.— 1961.— Vol. 87, N 372.— P. 147—158.
419. Tuller S. E. World distribution of mean monthly and annual precipitable water//Mon. weather Rev.— 1968.— Vol. 96, N 11.— P. 785—797.
420. Watanabe K. Drift velocities of the ice measured from air and current inducted components. Study on sea ice in okhotsk (II)//Oceanogr. Mag.— 1962.— Vol. 14.— N 1.